Dr. Ulvi Can ÜNLÜGENÇ

ÖNSÖZ

Yerbilimleri/Geosound'un 46. sayısını yine gecikmeli olarak yayınlayabildik. Bu kez önemli mazeretimiz yoktur. Yayına hazırlanan makalelerin düzeltme amacıyla yazarlarına gönderilmeleri, iadeler ve bazı hakem raporlarındaki gecikmeler derken en az 4 aylık bir gecikme kaçınılmaz oldu. Bu dergiyi tam bir amatör ruhuyla yıllardır yayınlıyoruz. 20 yıla yaklaşan bir süre içinde hiç profesyonel bir kadromuz oluşmadı. Yazışmalar ve dizgi bir avuç insanın özverisiyle ve akademik faaliyetlerden ve özel yaşamdan feragat edilerek gerçekleştirilmektedir. Maddi sıkıntı ise hergeçen gün daha da artmaktadır. Hiçbir kamu yardımı almayan bu dergi, bize inanan bazı şirketlerin ve özel kişilerin desteğiyle yayınlanabilmektedir. Bu gerçeğin tüm okurlarımız tarafından bilinmesinde yarar vardır.

Bu sayımızda 16 makaleye yer verebildik. Bunlardan yalnızca biri ingilizce olup, diğerleri türkçedir. Bir süredir uygulanan doçentlik yönetmeliği dergimize gönderilen yabancı dildeki makale sayısında önemli sayıda azalmalara sebeb olmaktadır. Yazarlarımızın SCI-Expanded'e giren dergilere makale gönderme tercihlerini elbette anlayışla karşılıyoruz. Yerbilimleri/Geosound'a yabancı dilde makale yayınlanması mümkün olup, tercih edildiğini bir kez daha hatırlatalım.

Yayın hayatımızı sürdürebilmemizde bize güç veren herkese teşekkürlerimizi sunuyor, 47. sayımızda buluşmayı ümit ediyoruz.

Saygılarımızla,

Yayın Kurulu Adına
Mesut ANIL
Baş Editör

GEOSOUND

YERBİLİMLERİ

İÇİNDEKİLER / CONTENTS

Investigation of the Şaşal Village and Bozdoğan Springs by Environmental Isotopes
Şaşal Köyü ve Bozdoğan Kaynaklarının Çevresel İzotoplar ile İncelenmesi
Şevki FİLİZ, A. Melis SOMAY, Ünsal GEMİCİ 1

Davras Dağı ve Çevresinde Yüzeylenen Kumtaşlarındaki Ayrışma ve Ayrışma Şekilleri
Weathering and Weathering Forms of Sandstones Giving Outcrop around Davras Mountain and Surrounding Area
Ergün DAYAN, Ali BİLGİN, Koray SÖNMEZ 11

Orbitoides Kavkılarındaki İzlere Ait Yeni Bulgular ve Bu İzlerin Ortamsal Önemi
New Data on Borings in Orbitoides Tests and their Paleoenvironmental Significance
Muhittin GÖRMÜŞ, Engin MERIÇ, Kubilay UYSAL, Jan Kresten NIELSEN 25

Doğu Toroslar'da Devoniyen-Karbonifer Geçişini Belgeleyen Brachiopoda Faunası (Saimbeyli-Adana) / *Brachiopoda Fauna from the Devonian-Carboniferous Transiton in the Eastern Taurides (Saimbeyli-Adana)*
Gonca NALCIOĞLU, Ümit ŞAFAK 41

Karaburhan (Sivrihisar-Eskişehir) Yöresi Kromitlerinde ve Peridotitik Yan Kayaçlarında Platin Grubu Element Dağılımlarının İncelenmesi / *Investigation of the Distribütion of Platinum Group Elements in the Chromites and Peridotithic Host Rocks in the Karaburhan (Sivrihisar-Eskişehir) Region*
Hüseyin SENDİR, Kadir SARIİZ 61

Ekecekdağı Granitoyidinin (Aksaray'ın Kuzeydoğusu) Petrografik ve Jeokimyasal Özellikleri / *Petrographical and Geochemical Characteristics of Ekecekdağ Granitoid (Northeast of Aksaray)*
Fuat IŞIK ve Kerim KOÇAK 83

Maden Karmaşığı'na ait Volkanitlerin Petrografik ve Petrolojik Özellikleri
Petrographical and Petrological Features of Volcanics of Maden Complex
Emin ERDEM, Melahat BEYARSLAN, A.Didem KILIÇ 107

Derin Deniz Sedimanlarındaki Yanal ve Düşey Değişimleri Gösteren Bir Örnek: Orta-Üst Miyosen Karataş Formasyonu (Kahramanmaraş Havzası Kuzeyi) /*A Case Study that Shows the Lateral and Vertical Changes of the Deep Sea Sediment: The Middle-Upper Miocene Karataş Formation (Northern Part of the Kahramanmaraş Basin)*
Murat GÜL, Kemal GÜRBÜZ 125

Mortaş (Seydişehir-Konya) Boksit Yatağının Mineralojik ve Petrografik Özellikleri
Mineralogical and Petrographical Features of the Mortaş (Seydişehir-Konya) Bauxite Deposit
M. Muzaffer KARADAĞ, Fetullah ARIK, Alican ÖZTÜRK ---------- 143

Seydişehir (Konya) Boksitlerinin Stratigrafik Konumu
Stratigraphic Setting of the Seydisehir Bauxites, Konya, Central Turkey
Sedat TEMUR, Hükmü ORHAN, Arif DELİ ve M. Muzaffer KARADAĞ ---------- 171

Otoyollar İçin Jeolojik -Jeoteknik Veri Tabanının Oluşturulması
Geological and Geotechnical Database for Motorways
Yasemin LEVENTELİ, İlyas YILMAZER ---------- 191

Şanlıurfa İli Bozova İlçesi Civarındaki Baraj Sahasının Petrol Potansiyeli
Petroleum Potential of Baraj Area Around Bozova Village in Şanlıurfa
M. Oğuzhan ÖNEY, Cavit DEMİRKOL, Ulvi Can ÜNLÜGENÇ ---------- 209

Orduzu (Malatya) Volkanitler'inin Mermer ve Yapıtaşı Olarak Kullanılabilirliği
Utilization as Marble and Cut-Stone of Orduzu Volcanics
Ayten ÖNAL, Didem EREN, Ali ÖNAL,Tolga DEPCİ ---------- 229

Toz Özelliğindeki Şırnak Asfaltitlerinin Katkı Maddesiz Olarak Briketlenmesi
Briquetting of Fine Sizes Sırnak Asphaltite without Binder
Gündüz ATEŞOK, Mustafa ÖZER, Fırat BURAT ---------- 245

Açık İşletmelerde Patlatma Etkilerinin Yönsel Değişimi
The Directional Change of Blasting Effects in Open Pit Mines
Hakan AK, Adnan KONUK ---------- 257

Adana Üzerine Gelen Güneş Enerjisini Meteosat Uydu Verileri Yardımıyla Fiziksel Metod Kullanılarak Bulunması
Estimation of Daily Global Solar Irradiation in Adana from Meteosat Satellite Data by Using a Physical Model
Ozan ŞENKAL,Vedat PEŞTEMALCI ---------- 269

YERBİLİMLERİ HAZİRAN 2005 SAYI 46 ISSN 1019-1003
GEOSOUND JUNE NO

INVESTIGATION OF THE ŞAŞAL VILLAGE AND BOZDOĞAN SPRINGS BY ENVIRONMENTAL ISOTOPES

Şevki FİLİZ, A. Melis SOMAY, Ünsal GEMİCİ
D.E.Ü., Jeoloji Mühendisliği Bölümü,İzmir/Türkiye

ABSTRACT : *Şaşal villages and Bozdoğan springs were investigated by environmental isotopes ($d^{18}O$, d^2H, and H^3) to evaluate their origin and vulnerability theme. These springs issues from Neogene tuff-riolite contact and Bozdoğan spring, yields from the tectonic lines in Paleozoic gneiss, respectively. These waters have been bottled and sold in Turkey. Due to the recharging from high elevation rainfall in Bozdoğan the $d^{18}O$ value shows -8.04 medium,whereas Şaşal village springs' $d^{18}O$ value is -6.55 medium. Tritium (H^3) data that are near zero in Şaşal village spring and 5 TU medium in Bozdoğan spring and variation of seasonal $d^{18}O$ values show that Şaşal village spring recharges from older rainfall than Bozdoğan spring. The tritium values of 7-8 TU in Bozdoğan spring is an evidence of vulnerability at the aquifers and recharging with the modern precipitation less than 40 years.*

ŞAŞAL KÖYÜ VE BOZDOĞAN KAYNAKLARININ ÇEVRESEL İZOTOPLAR İLE İNCELENMESİ

ÖZET : *Neojen tüf ve riyolit dokanağından çıkan Şaşal köyü kaynağı ve Paleozoyik gnayslardaki tektonik hatlardan çıkan Bozdoğan kaynağı çevresel izotoplar ($d^{18}O$, d^2H, and H^3) yardımıyla kökenlerinin saptanmasına çalışılmıştır. Bu her iki kaynağın suyu Türkiye'de şişelenip satılmaktadır. Bozdoğan, Şaşal köyü kaynağına göre daha yüksek kotlu yağışlardan beslendiği için; Bozdoğan'ın $d^{18}O$ değeri -8.04 ortalama gösterirken Şaşal köyü kaynağının $d^{18}O$ değeri -6.55 tir. Şaşal köyü kaynağının Trityum değeri sıfır, Bozdoğan kaynağının ise ortalama 5TU dur. Bunun yanı sıra $d^{18}O$değerlerindeki mevsimsel değişimler de göz önüne alınırsa; Şaşal köyü kaynağının Bozdoğan kaynağına göre daha yaşlı sular olduğu açıkça görülmektedir. Bozdoğan kaynağında 7-8 TU trityum değeri saptanması; hem akiferdeki kirliliğe karşı hassasiyetin olmasını hem de bu suların 40 yıldan genç sularla beslendiğinin göstergesidir.*

1. INTRODUCTION

In this study hydrogeological features of Bozdoğan spring (Aydın) and Şaşal village spring (Menderes-İzmir) which are used as bottled drinking water were investigated. Their geological and hydrogeochemical features were also correlated to evaluate the origin of springs by isotopic techniques. The aim of this study is to investigate the vulnerability theme of these two different origin springs by environmental isotopes. Environmental isotopes (Oxygene-18, Deuterium and Tritium) can be used for explaining the groundwater recharges and discharge areas connection with precipitation in hydrogeology all around the world.

Şaşal village takes place in Izmir, Menderes district (Figure 1).

In the area, the morphology related with geology. Neogene Volcanic (Cumaovası Volcanics) units present high altitude sides; and Neogene Sedimentary formation (Yeniköy Formation) and alluvium constitute wide flats. The main hills of the study area are Pilav Hill, Yıkıkkale Hill, Çubuklu Hill, Zeytin Hill and the main rivers are Deliömer Stream Bulgurca Stream, Kalabak Stream, Balaban Stream. These streams are not permanent in a year. In the study area, the climate is Mediterranean type. The average maximum temperature in the summer is 41°C and in the winter average minimum temperature is 14°C. The mean yearly temperature is 25°C and yearly mean precipitation is 674 mm (Kıral, 1996).

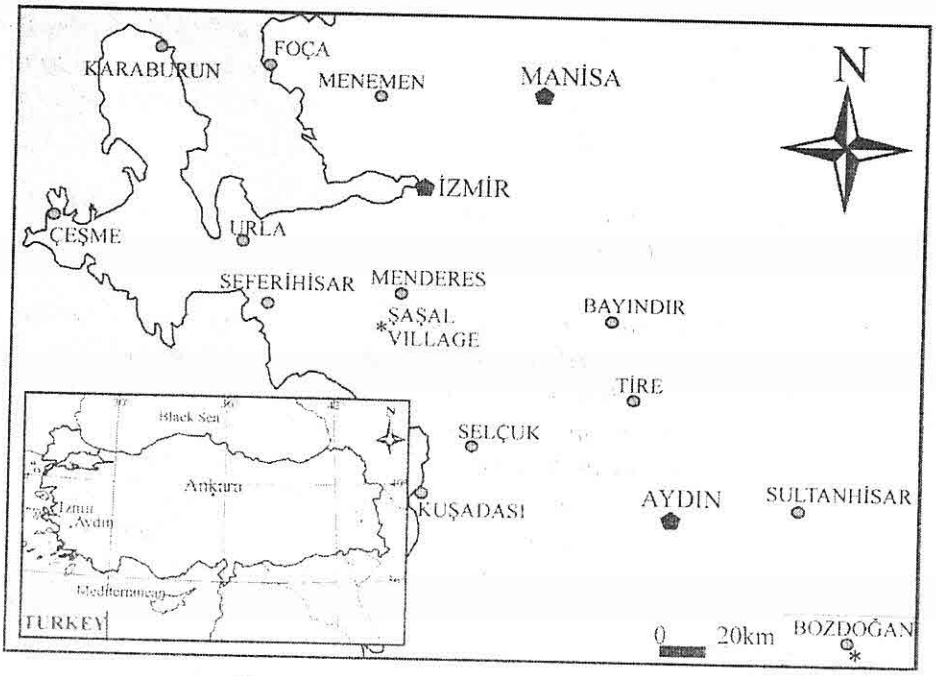


Figure 1. Location map of the study area.

Bozdoğan takes place in Aydın as a town (Figure 1). Whereas high altitude sides present rough morphology that is metamorphic units in the west side, Tertiary sediments constitute the wide flats. The main hills of the study area are Kale Hill, Hüseyinler Hill and the main rivers are Bozdoğan and Kızdede. In general, at the study area, rivers and ridges are in the E -W direction.

The aim of this study is to investigate the origin of Şaşal village and Bozdoğan springs waters that are having different lithology and hydrogeological properties and the vulnerability of their aquifers. Both of these springs were sampled in four times (winter, spring, summer and autumn) in 2002 to evaluate the seasonal change.

2. GEOLOGY, HYDROGEOLOGY AND HYDROGEOCHEMISTRY

Neogene and Quaternary units take place in and around Şaşal village. Pliocene Cumaovası volcanic unit overlay Miocene Sedimentary Yeniköy formation and Quaternary alluvium overlays all of these units with an unconformity (Figure 2).

Miocene Yeniköy formation consists of conglomerate-sandstone and claystone-mudstone alternately. This formation has abundant fractures. Pliocene Cumaovası volcanic unit overlay this formation with an unconformity. These rocks contain riolite, perlite, agglomerate and tuff. Şaşal village spring issues from riolite-tuff contact. Riolite is pink, reddish white-gray colored. Average thickness is 250 m. Tuff is whitish colored and not strength. In the area since riolite is permeable rock and tuff is impermeable rock, Şaşal village spring occurs in their contact. In long years, 6-8 l/s water supplies from the spring. The temperature of this spring was measured between 18 and 23°C. France Hardness is about 3.5, electrical conductivity (EC) is 200 mmho/cm, and pH is 6.7. The major cation is Sodium (Na) and the major anion is bicarbonate (HCO_3) (Kıral 1996).

Two different rock units outcrop in and around Bozdoğan. The basement rock is Paleozoic Menderes Metamorphic that consists of gneiss, schist, phillite and quartzite (Figure 2). Tertiary sedimentary rocks that contain clay, sand, gravel and agglomerate alternately, Bozdoğan Unit (Miocene), and clayey-sandy limestone, Naldöken Unit (Pliocene), overlay the metamorphic unit. Gneiss is usually white-light gray color and has quite strength. Also it has abundant cracks and fractures due to the thrust fault line. Especially, at the high altitude in the East, gneiss is settled down by NW-SE directed thrust fault. Clay, sand, gravel and agglomerate levels alternately can be seen dominantly in the Tertiary Sedimentary rocks that overlay Menderes Metamorphic rocks. They are seen in low slope topography. The lower part of the unit can be seen in Bozdoğan. Conglomerate consists of gneiss, schist and quartzite gravels.

Although the primary porosity of gneiss is very low, thrust fault has resulted in secondary porosity, which gives rise to a significant increase in permeability. Therefore this unit is suitable rock to

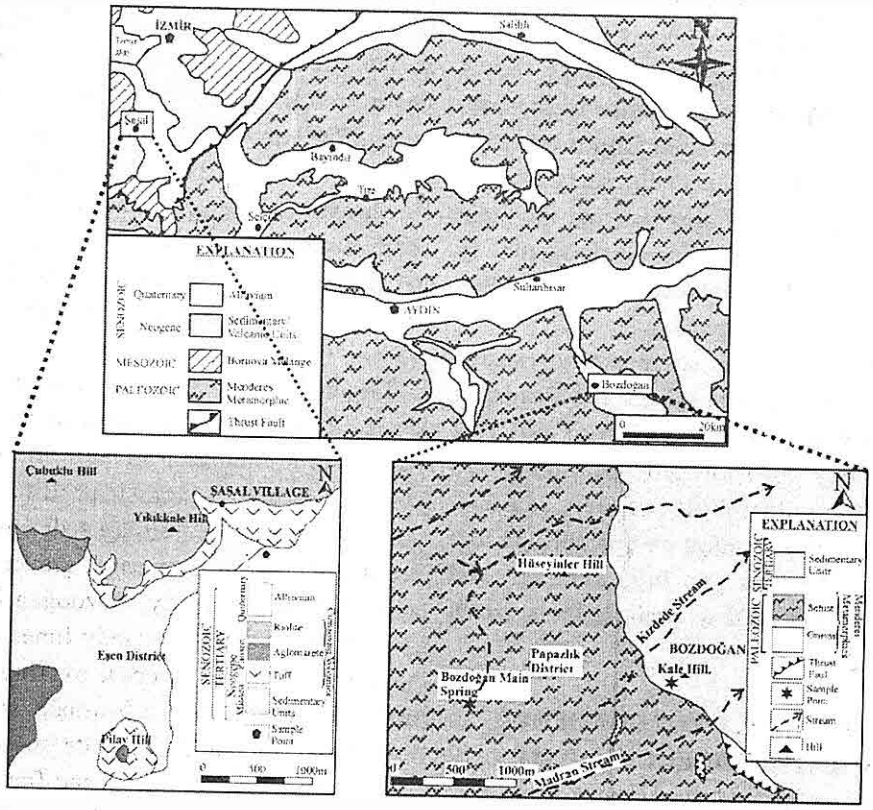


Figure 2. Geological map of the study area.

recharge and store groundwater as an aquifer in the fault zone. The primer structure of the schist is impermeable. As gneiss, the schist unit has secondary porosity due to thrust fault. So, the schist also is an aquifer in the area. The spring yields from the tectonic lines in gneiss. This spring temperature range between 4C° (winter) and 10.5C° (summer), and the discharge rate is about 11 l/s. pH value of this spring is 6.9 and the total France hardness is 1.5. The water type is "Ca-Mg-Na-Cl-HCO_3-SO_4" that calls as mix water type.

3. ISOTOPIC INTERPRETATION OF THE WATERS

Şaşal village spring (1Ss, 2Ss, 3Sdw, 4Ss, 5Ss, and 6Sdw) and Bozdoğan spring (1Bs, 2Bs, 3Bf, 4Bs, 5Bs, and 6Bf) were sampled in four seasons in 2002. The samples were collected in polyethylene bottles. Stable (d^2H, $d^{18}O$) and unstable (T) isotopic analyses were done at the General Directorate of State Hydraulic Works (DSI) Isotope Laboratory Division using a mass spectrometer. The stable isotopic compositions are reported in the d notation:

$$\left(\delta = \frac{R_{SAM} - R_{STD}}{R_{STD}}\right) * 1000$$

Where R is the isotope ratio and all values are reported in per mil in reference to V-SMOW (Gonfiantini, 1978). Positive values show the sample to be enriched in the heavy isotope species, and negative values show depletion in the heavy isotope species relative to the standard.

Environmental isotopes ($d^{18}O$, d^2H and H^3) were analyzed to clarify the relationship between surface and groundwater circulation, and recharge-discharge conditions of the aquifers. To compare with the springs water, one sample was taken from a drilled well in Şaşal district and also from a fountain at the Bozdoğan road in the same date.

Craig (1961) and Dansgaard (1964) found a relation between the d^2H and $d^{18}O$ values of precipitation from various parts of the world:

$$\delta^2 H = 8 * \delta^{18} O + 10 \quad ‰$$

This relation has become known as the Global Meteoric Water Line (GMWL) and is characterized by a slope of 8 and a certain intercept with the d^2H axis. The general relation is of the MWL is:

$$\delta^2 H = s * \delta^{18} O + d$$

where the slope s = 8, as is explained by the ratio between the equilibrium isotope fractionations of hydrogen and oxygen for the rain condensation process; d is referred to as the deuterium excess (d-excess), the intercept with the d^2H axis. In several regions of the world as well as during certain periods of the year and even certain storms the (d^2H value is different from 10 ‰, depending on the humidity and temperature conditions in the evaporation region (Mook, 2001).

Interpretation of the isotopic signature of the different water types were facilitated by the regional precipitation. The straight line drawn by Bozdoğan precipitation data (IAEA, 2004) has a slope lower than 8 (6.3474 with R^2= 0.803) (Figure 3). The slope inferior to 8 for Bozdoğan could be the signature of evaporation during precipitation travel from the cloud to the ground surface. This evaporation would be responsible for enrichment in heavy isotopes of the residual liquid water for a decrease in d-excess (3.3439). But also, the type of cloud that causes precipitation, and the elevation of the recharge area may cause the d-excess changing (Afşin, 2000). The Bozdoğan precipitation line take place between East Mediterranean Line (d^2H =8*$d^{18}O$ +22) and Global Meteoric Water Line (d^2H =8*$d^{18}O$ +10).

The d-values, either d^2H or $d^{18}O$ values are more negative if the source of the water vapor at the origin of the precipitation is further away (distance effect), if a large part of the water vapor is precipitated from the cloud (reservoir effect) or if the temperature is lower. This can be ascribed to impoverishment in heavy isotopes during successive precipitations, to depletion of the water

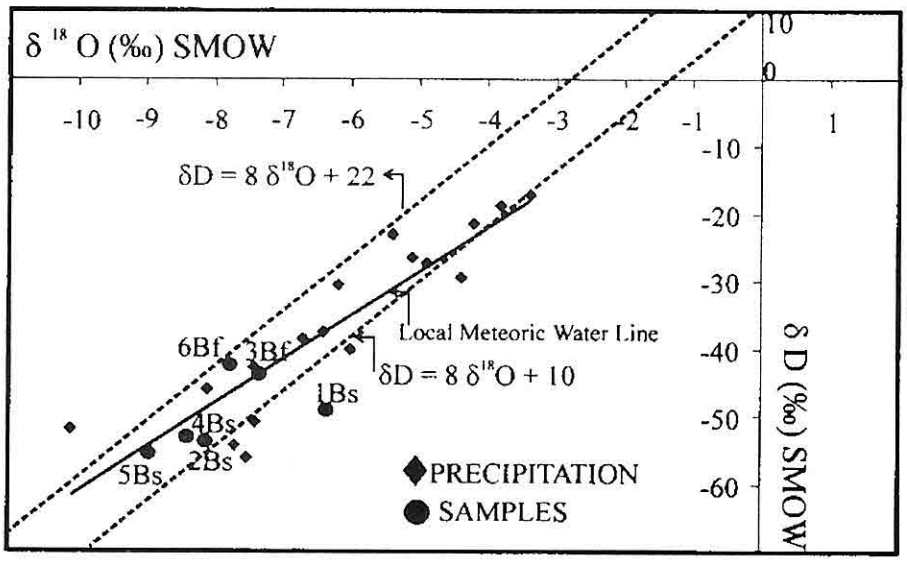


Figure 3. Precipitation $\delta^{18}O$ and $\delta^{2}H$ values diagram of Bozdoğan and Local Meteoric Water Line (LMWL).

from the cloud or to a higher value of the equilibrium fractionation coefficients for oxygen 18 and deuterium with lower temperature (Vandenschrick et al, 2002).

Stable isotopic concentration of d^2H and $d^{18}O$ provide important information on the recharge conditions of groundwater and its relationship with surface water from Şaşal village. Their value as natural tracers is that they neither decay with time nor are they removed from water by exchange processes during movement through most low temperature aquifer materials (Acheampong S.Y. et al, 2000). Stable isotope data of d^2H and $d^{18}O$ are plotted in Figure 4 together with the global meteoric water line (GMWL).

The stable isotope data are given in Table 1. It is seen that there is no seasonal change in Şaşal village spring. All the groundwater samples from Şaşal village lie on or close to the GMWL.

A significant seasonal change of the isotopic values of Şaşal village spring are seen in Figure 5. The $d^{18}O$ values of the groundwater samples in the Şaşal village spring range from -6.79 to -5.60 ‰ that is deviated 0.28 in a year with a mean of -6.40 ‰ and the d^2H values vary from -36.72 to -30.95‰ that is deviated 0.83 in a year with a mean of -34.52‰.

In the Bozdoğan spring the approximate value of $d^{18}O$ is –8.043 that the standard deviation is 1.145 in a year and also the approximate value of d^2H is –52.76 has 2,71 standard deviation in a year.

The Bozdoğan spring water that was

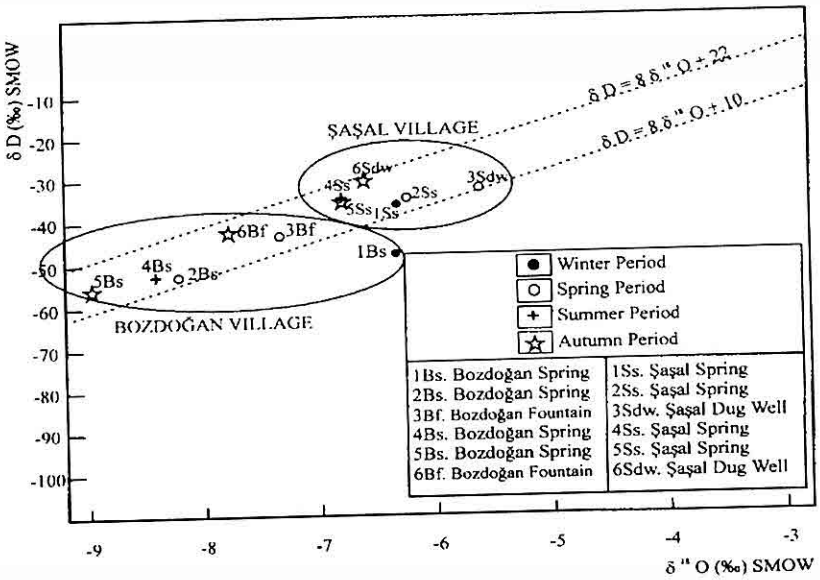


Figure 4. $\delta^{18}O$ and $\delta^{2}H$ values of the spring waters.

Table 1. Oxygene-18, Deuterium and Tritium data of Şaşal village and Bozdoğan springs.

Sample No	Location	Date	$\delta^{18}O$ (‰)	$\delta^{2}H$ (‰)	H3 (TU) ±error	T (°C)
1 Bs	Bozdoğan Spring	26.12.01	-6.37	-49.16	7.15±1.80	4
2 Bs	Bozdoğan Spring	07.03.02	-8.42	-53.24	1.60±1.80	-
3 Bf	Bozdoğan, Fountain	07.03.02	-7.35	-43.77	3.00±1.80	-
4 Bs	Bozdoğan Spring	25.06.02	-8,41	-52,92	4,7±1,95	8
5 Bs	Bozdoğan Spring	06.09.02	-8,97	-55,73	8,4±1,90	10.5
6 Bf	Bozdoğan, Fountain	06.09.02	-7,78	-42,45	12,0±2,05	24
1 Ss	Şaşal Village Spring	26.12.01	-6.34	-36.72	0.00±1.60	19
2 Ss	Şaşal Village Spring	07.03.02	-6.26	-35.83	0.00±1.80	19
3 Sdw	Şaşal, Dug Well	07.03.02	-5.60	-33.42	2.90±1.80	-
4 Ss	Şaşal Village Spring	25.06.02	-6.79	-34.73	0.00±1.75	18
5 Ss	Şaşal Village Spring	06.09.02	-6.79	-35.46	0.55±1.70	23
6 Sdw	Şaşal, Dug Well	06.09.02	-6.63	-30.95	0.45±1.70	-

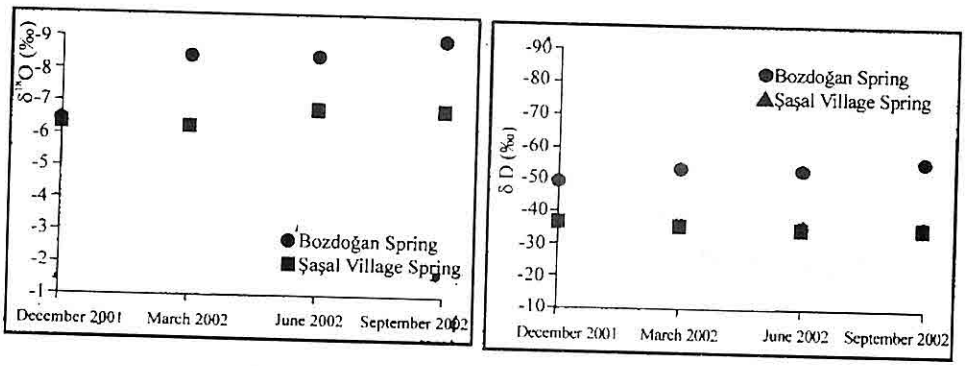


Figure 5. Seasonal changes of the $\delta^{18}O$ and $\delta^{2}H$ values both Bozdoğan and Şaşal village springs.

sampled in spring, summer and autumn shows the similar features but in the winter both $d^{18}O$ and $d^{2}H$ enrich in the same water. $d^{18}O$ values of December 2001 period are higher than March 2002, June 2002 and September 2002 period. This $d^{18}O$ enrichment possibly arises from relative increasing the $d^{18}O$ due to the evaporation. Seasonal changes of the isotopic values of Bozdoğan spring are seen in Figure 5. These values are more depleted than seawater ($d^{2}H$ = 0, $d^{18}O$ = 0‰) and suggest a meteoric origin for the groundwater. These waters are influenced by seasonal changes.

Only very young groundwater will retain seasonal variations in their $d^{2}H$ and $d^{18}O$ values. The rainy season has more positive values in O^{18} than dry season. Bozdoğan spring both O^{18} and $d^{2}H$ values are more negative than Şaşal village spring. This situation can be explained as Bozdoğan spring water recharges from high elevation rainfall and it is more continental than Şaşal village spring water.

Tritium (T) is an unstable isotope of hydrogen with a half-life of 12.43 years. It is a tracer for determining time scales for the mixing and flow of waters and recharge period. Tritium concentrations are expressed in tritium units (1 T.U.; 1 tritium atom per 1018 hydrogen atoms). Tritium concentrations in the groundwater samples in the Şaşal village spring range from 0 to 0.55 T.U. For Bozdoğan spring tritium concentrations are between 1.60 and 8.4 (Table 1). This indicates that the groundwater recharges from modern rainfall in Bozdoğan spring but in the Şaşal village spring the groundwater recharges from older rainfall. It is observed that Şaşal village spring is not or a little influenced from the current precipitation and old waters are dominant. Modern recharge consists of groundwater in equilibration with an atmosphere contaminated by nuclear weapons testing

initiated around 1953 (Freeze and Cherry, 1979). Tritium distribution of the groundwater samples does not show a definite pattern. The generally low tritium content of the groundwater is a rejection of the depleted tritium concentration in the atmosphere in the northern hemisphere (Acheampong S.Y. et al, 2000). In the vulnerability theme, it is clearly seen that Şaşal village spring is not influenced from current pollutions. But for the future strictly inspection must be done in the protection areas.

A drilled well near the Şasal village spring in alluvium aquifer was also sampled in March 2002 and September 2002. The Tritium values of this sample are between 2.90±1.80 and 0.45±1.70 TU. This result can be explained that the groundwater in alluvium aquifer is recharged from modern rainfall.

In the Bozdoğan spring, determining the tritium value as 7-8 T.U. is an evidence of vulnerability at the aquifers and recharging with the newest precipitation about 40 years (Figure 6).

So any pollutant components must be far away from the recharge area. The tritium values of another sample (3Bf and 6Bf) taken in March 2002 and September 2002 periods is between 3.0±1.80 T.U. and 12.0±2.05 T.U. According to these data, it can be said that these waters characterize the modern rainfall. If values of the environmental isotopes are taken into consideration for all periods, it is clearly seen that Bozdoğan spring is sensitive to outer influence and it can be affected by seasonal changing. Therefore

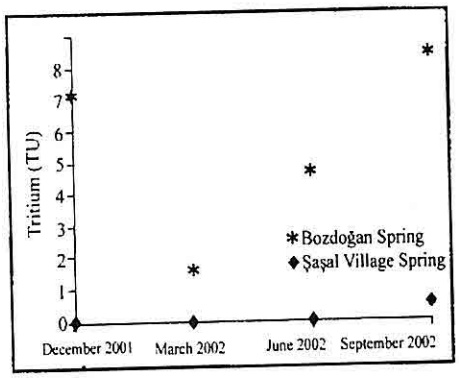


Figure 6. Seasonal changes of Tritium values in Şaşal village spring and Bozdoğan spring.

this spring should be under control against any pollutant components.

4. CONCLUSIONS

Şaşal village and Bozdoğan springs were investigated with environmental isotopes in this study. Şaşal village spring has been issued in Neogene tuff-riolite contact. Bozdoğan spring issues from Paleozoic Menderes Metamorphic. According to environmental isotopes data;

*Both $d^{18}O$ and $d^{2}H$ values of Bozdoğan spring (with -8.04 average) are more negative than Şaşal village spring (with -6.55 average). This situation can be explained as Bozdoğan spring water recharges from high elevation rainfall and it is more continental than Şaşal village spring water.

*Tritium data that change between from 1.6 to 8.4 TU and seasonal $d^{18}O$ values of springs show that the groundwater in Bozdoğan spring recharges from modern rainfall. In the

Şaşal village spring additional the tritium data (0-0.55 T.U.), the temperature and discharge rate are constant around 20°C and 7 l/s respectively show that this spring recharge from older rainfall than Bozdoğan spring.

* In the light of the both $d^{18}O$ and tritium data, it is clearly seen that Şaşal village spring water is more stable than Bozdağan spring. At the Şaşal village, the travel time is longer than Bozdoğan spring.

-Bozdoğan spring is more sensitive than Şaşal village spring for groundwater contamination. Bozdoğan spring is affected from the modern rainfall. So, any pollutant in recharge area can contaminate this spring.

5. ACKNOWLEDGEMENTS

Funding and support for this study were provided by Pınar Madran A.Ş.

6. REFERENCES

Acheampong, S.Y., Hess, J.W., 2000; Origin of the shallow groundwater system in the southern Voltaian Sedimentary Basin of Ghana: an isotopic approach, Jour Hydrol, V: 233, pp: 37-53.

Afşin, M., 2000; Determination of the origin of the Helvadere drinking springs by means of hydrochemical and isotopic techniques, Aksaray, Central Anatolia, Turkey, Environ Geo, V:30(10), pp: 1190-1196.

Candan, O., Dora, Ö., 1998; Menderes masifinde granulit, eklojit ve mavi şist kalıntıları: pan-afrikan ve tersiyer metamorfik evrimine bir yaklaşım; Türkiye Jeoloji Bülteni, V: 41(1), pp: 1-35.

Craig, H., 1961; Isotopic variations in meteoric waters, Science, V: 133, pp:1833-1834.

Dansgaard, W., 1964; Stable isotopes in precipitation, Tellus V:16, pp: 436-468.

Freeze, A., Cherry, J., 1979; Groundwater, Prentice Hall, Englewood Cliffs, NJ.

Gonfiantini, R., 1978; Standards for stable isotope measurements in natural compounds, Nature V: 271, pp: 534.

IAEA, 2004; Global Network for Isotopes in Precipitation, the GNIP Database, Accessible at http://isohis.iaea.org.

Kıral, S.,1996; Şaşal kaynağının hidrojeolojisi: Bitirme Tezi, Dokuz Eylül Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü, İzmir (Unpublished).

Kırıkkaya, H.,1990; Bozdoğan (Aydın) çevresinin jeolojisi: Bitirme Tezi, Dokuz Eylül Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü, İzmir (Unpublished).

Mook W, 2001; Environmental Isotopes in the hydrologic cycle principles: V: I, Ch: 7, pp: 120.

Vandenschricka, G., Van Wesemaela, B., Frot, E., Pulido-Bosch, A., Molina, L., Stie´ venardc, M., Souchez, R., 2002; Using stable isotope analysis (_D– _18O) to characterize the regional hydrology of the Sierra de Gador, south east Spain, Jour Hydrol, V:265, pp: 43–55.

YERBİLİMLERİ HAZİRAN 2005 SAYI 46 ISSN 1019-1003
GEOSOUND JUNE NO

DAVRAS DAĞI VE ÇEVRESİNDE YÜZEYLENEN KUMTAŞLARINDAKİ AYRIŞMA VE AYRIŞMA ŞEKİLLERİ

Ergün DAYAN
Celal Bayar Üniversitesi, Eğitim Fakültesi, Manisa/Türkiye
Ali BİLGİN
Süleyman Demirel Üniversitesi, Jeoloji Müh. Bölümü, Isparta/Türkiye
Koray SÖNMEZ
Süleyman Demirel Üniversitesi, Orman Fakültesi, Isparta/Türkiye

ÖZET: *Davras dağı ve çevresinde yüzeylenen kumtaşı üzerinde görülen, ayrışma ve ayrışma şekilleri gerek arazide, gerekse laboratuvarda incelenmiştir.Hem kış hem de yaz aylarında kumtaşında oluşan çözülme şekilleri gözlenmiş, yapılan bu gözlemlerin sonucunda, kumtaşındaki ayrışmanın farklı mevsimlerde değişikliklere uğradığı belirlenmiştir.Kumtaşlarında ayrışma şekilleri olarak eliptik oyuklar belirlenmiştir. Bu şekiller tafonilere benzemekle beraber, almanca kaynaklarda tafonilerden farklı bir şekilde, "Bröckelöcher" olarak adlandırılmaktadır.Eliptik oyuklar tafonilerden farklı olarak, yüzeyi kabuk bağlamamış kayaçlarda oluşmaktadır.Eliptik oyukların oluştuğu kayaç yüzeyleri kabuk bağlamamış olmakla birlikte, kayaç içlerinin belirli kısımlarda dirençli hatlar oluşturduğu görülmektedir.Bunlar sadece kurak iklimlere özgü şekiller olmayıp, aksine günümüzdeki her iklim şartlarında izlenilebilir.Eliptik oyuklar yanında kumtaşlarında gözlenilen diğer bir çözülme şekli ise kanalcıklı lapyalardır.Bu lapyalar kumtaşı içinde gelişmiş olmalarına rağmen "yalancı lapyalar" (pseudokarren) şeklinde tanımlanmamaktadır. Araştırma sahasında bu çözülmenin etkinliği oldukça karışık ve doku oluşturan çok sayıdaki faktörlere bağlıdır.*

WEATHERING AND WEATHERING FORMS OF SANDSTONES GIVING OUTCROP AROUND DAVRAS MOUNTAIN AND SURROUNDING AREA

ABSTRACT: *Weathering features on the sandstone which crops out in Davras Mountain and surrounding area are being studied in the field and also in the laboratory. Weathering features are observed during the winter and also during the summer. These observations reveal that the weathering rate of the sandstone is showing various differences depending on the seasons. Weathering features which are seen on the sandstones are in shapes of elliptical hole. These figures are similar to tafone, but they are considerably different from the tafone which is named as "Bröckellöcher" in German literatures. These elliptical hollows are not crusted on the surfaces as a contrast of tafone. Although they are not showing crusted structure on the surface of the*

rock but having weathering resistant zones in the rock. They are not the only features of arid climatic conditions, they can be observed in the different seasons. Channeled lapies are observed near the elliptical holes as the weathering figures. These lapies are developed in the sandstones, they are also known as pseudo lapies "(pseudokarren)". Weathering features in the study area developed under the influence of many factors producing a texture are also very complicated.

1. GİRİŞ

Davras dağı ve çevresinde yüzeylenen kumtaşı üzerinde görülen, ayrışma ve ayrışma şekilleri gerek arazide, gerekse laboratuvarda incelenmiştir (Şekil 1). Bu araştırmada arazide ve laboratuarlarda yapılan çalışmalarla kumtaşlarındaki ayrışma türleri tanımlanarak, oluşumları açıklanmaya çalışılmıştır.

Çözülme tek başına bir süreç olarak ele alındığında, az dirençli ve dirençli kayaçları, kimyasal, fiziki ve ender olarak ta biyolojik süreçler yoluyla diğer etkenler için hazırlar. Burada kayaç oluşturan minerallerin dokusu gevşer ve tahrip olur.Bu yolla da farklı iklimlerde görülen aşındırma ve biriktirme süreçleri direnci azalmış kayaç üzerinde etkili olurlar. Daha önce de ifade edildiği gibi, çözülmenin etkinliği birçok faktörlere bağlıdır.Bu faktörler;

1.Kayaç türü ve özelliği

2.Yapı ve doku

3.Geçirimlilik, çatlaklı, tabakalı veya kütlevi oluşu.

Arazide değişik mevsimlerde yapılan gözlemlerle, kumtaşındaki ayrışmanın mevsime bağlı olarak belirgin farklılıklar gösterdiği tespit edilmiştir.Yine araştırma sonucu olarak yıl boyu, iklim ilişkilerine bağlı olarak kumtaşının bileşiminde döngülü değişimler belirlenmiştir.

Konuyla bağlantılı olarak Polonya'da Karpatlar'da yapılan bir çalışmada Alexandrowicz'in (1989) tespitlerine göre, yıllık döngünün tek tek fazları kimyasal, biyokimyasal ve mekanik çözülmenin etkinlikleri ile belirginleşmektedir.

Burada şüphesiz öncelikle, araştırma sahasındaki eliptik oyukların günümüz yarı kurak iklim koşulları altında oluşumunun devam edip etmediğinin sorgulanmasıdır. Buna verilecek yanıt, sahada tespit edilen buluntulardan hareketle oluşumun devam ettiğidir. Tam kurak bölgelerde, kayaç yüzeylerinde görülen oyuklar, bazı araştırmacılarca günümüze ait olmayan (fosil) şekiller olarak yorumlanmış, bunların geçmişteki daha nemli plüvyal dönemlere ait şekiller olarak tanımları yapılmıştır (Bremer 1965; Wilhelmy 1981). Eliptik oyuklarla, tafoni oluşumu arasında farklılıklar vardır. Çok belirgin olan fark, kayaçlarda eliptik oyukların üzerinde kabuk tabakası oluşmamış, buna karşılık tafonilerin ise, yüzeyi kabuk tabakası ile örtülü adeta zırhlı kayaçların oluşmasıdır. Başlangıç kısmında da açıklandığı gibi, çözülmenin etkinliği birçok faktörlere bağlı bulunmaktadır. Bu faktörlerden bir veya birkaçı tortul kayaçlar içinde tafoni ve eliptik oyukların oluşumunda baskın rol oynamaktadır. Buna örnek olarak,

Şekil 1. Yer bulduru haritası

İspanya'nın kuzeydoğusunda, Ebro havzasında yapılmış, kumtaşları içinde oluşan tafonileri konu alan bir çalışma verilebilir. Burada tafoni oluşumundaki baskın faktörler, kayaç yüzeyinin eğimi yanında, kayaç bileşiminde kolayca çözülebilen minerallerin olmasıdır. Bu iki faktör, Ebro havzasında tafoni oluşumunda önem kazanmaktadır (Sancho ve Benito 1990).

2.MATERYAL VE METOT

Arazide jeolojik harita alımı çalışması yapılmıştır. Kumtaşlarındaki ayrışmalar, mevsimsel olarak ne ölçüde farklılıklar sunduğunu belirlemek için 1997 ve 2001 yılları arasında, her mevsimde yerinde kayaç yüzeylenmeleri üzerinde gelişmeler gözlenmiştir. Bu araştırmanın konusu olan kumtaşlarından ince kesitler üretilmiş ve bu ince kesitler üzerinde mineralojik ve

petrografik incelemeler yapılmıştır.İnce kesitlerin incelenmesi, Nikon marka polarizan mikroskop altında yapılmıştır. Kimyasal analizler x-ışınları flöresans yoluyla yapılmıştır.

3. LİTOLOJİK VE STRATİGRAFİK ÖZELLİKLER

Araştırma sahasında yüzeylenen kayaç birimlerinin yaşları Mesozoyikten başlayarak Kuvaternere kadar uzanmaktadır. Kayaç birimleri otokton ve alloktondur. Otokton birimleri Isparta Çay Formasyonu, Ağlasun Formasyonu, Gökdere Formasyonu, yamaç molozları ve alüvyonla temsil olunur. Araştırma sahasında yüzeylenen allokton birimler literatürde, Antalya napları olarak adlandırılmıştır (Lefevre, 1967). Sahamızdaki allokton birimleri Isparta ofiyolitik karmaşığı oluşturur (Şekil 2).

3.1.1. Isparta Çay Formasyonu (Triyas-Jura)

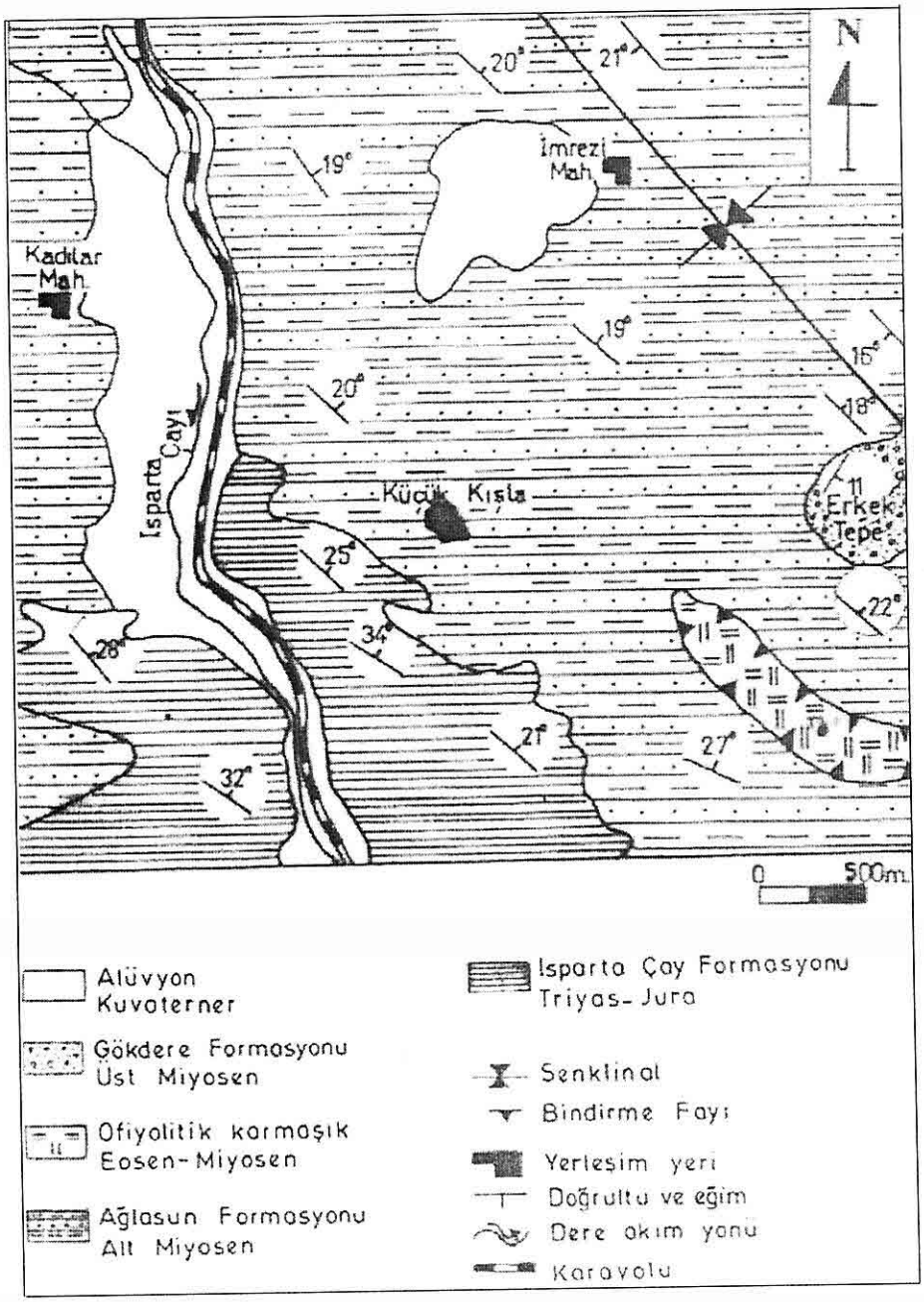
Isparta Çay formasyonu adını Akdeniz'e dökülen Aksu çayının kolu olan Isparta Çayı'ndan almaktadır (Yalçınkaya, 1989). Bu formasyon araştırma sahasında Küçük Kışla köyü güneyinde yaygındır.İnceleme alanımızda görünür temeli oluşturmaktadır. Isparta Çay Formasyonu Triyas-Jura yaşlıdır. Formasyon koyu kırmızı radyolarit, sarımsı kireçtaşları, kumtaşı ve silt taşlarından oluşur. Bu formasyonu oluşturan kayaçlar kendi arasında yanal ve düşey geçişler sunarlar. Sahadaki tektonik hareketlerden fazlaca etkilenmiş olan bu formasyon asimetrik, devrik kıvrımlı, kırıklı ve çatlaklı yapıdadır. Koyu kırmızı radyolaritlerin kalınlığı 5-30 cm, sarımsı kireçtaşlarının ise 4-20 cm olup, kırıklı ve çatlaklı yapıdadır. Çatlakların arasına ikincil olarak kalsit yerleşmiştir. Kil taşı ve silt taşıyla ardalanan kumtaşı yer yer fliş karakteri göstermektedir. Kumtaşının kalınlığı ise 1-15 cm arasında değişmektedir.

3.1.2.Ağlasun Formasyonu (Alt Miyosen)

Ağlasun formasyonunun adı Burdur ilinin ilçelerinden biri olan Ağlasun'dan gelmektedir. Kumtaşı şeyl ve killi kireçtaşından oluşan bu formasyon Ağlasun ilçesinde geniş bir alanda yayılım gösterir. (Duru 1998). Kumtaşları, yer yer geçirgen olmayan, kalınlığı 10-150 cm arasında değişen, yapraklar halinde çözülen, şeyl ile ardalanır. Fosil buluntularından hareketle Ağlasun formasyonunca temsil edilen kumtaşının yaşı Alt Miyosen olarak belirlenmiştir (Şekil 2). Ağlasun formasyonu fazla derin olmayan denizel bir ortamda çökelmiştir. Kumtaşı tabakalarının hakim doğrultusu genellikle N15°W olup eğimleri ise 19-27° NE dur. Kumtaşının oluşturduğu yamaçların eğim değerleri ise 18°-19° arasındadır. Araştırmaya konu olan eliptik oyuklar ve kanalcıklı lapyalar Ağlasun formasyonunu şekillendiren kumtaşları içinde oluşmuştur.

3.1.3. Gökdere Formasyonu (Üst Miyosen)

Üst Miyosen yaşlı formasyon adını geniş sahada yüzeylenme gösterdiği



Şekil 2. Çalışma sahasının jeolojik haritası (Duru, 1998'den değiştirilerek).

Gökdere köyünden almaktadır. İnceleme alanında Erkek Tepe ve dolayında dar bir alanda yüzeyleme vermektedir. Gökdere Formasyonu çakıltaşlarından oluşmaktadır. Söz konusu konglomeralar orta–kalın katmanlı olup polijenik çakıllıdır. Bu formasyonu şekillendiren polijenik çakıllar kumlu ve yer yer karbonatlı bir çimentoyla birbirine bağlanmıştır. Çakıllar orta derecede küreselliği gelişmiş olup, bunlar arasında egemen çakılları kireçtaşları meydana getirir. Tektonizma sonucundaki dağ oluşumunu izleyen dönemde molas tipi çökelleri yansıtır. Söz konusu formasyonun alt bölümleri karasal olup, üst bölümleri ise sığ denizel ortamı temsil eder. Gökdere Formasyonu Üst Miyosen yaşlıdır (Yalçınkaya,1989).

3.1.4. Yamaç Molozu ve Alüvyonlar

Isparta çayı boyunca birikmiş olan alüvyonlar killi, kumlu ve çakıllı çökellerden oluşmaktadır.Alüvyonlar, yamaç molozu ve birikinti konilerine göre daha geniş bir saha kapladıkları için bunların tamamı alüvyonlar adı altında haritalanmıştır.

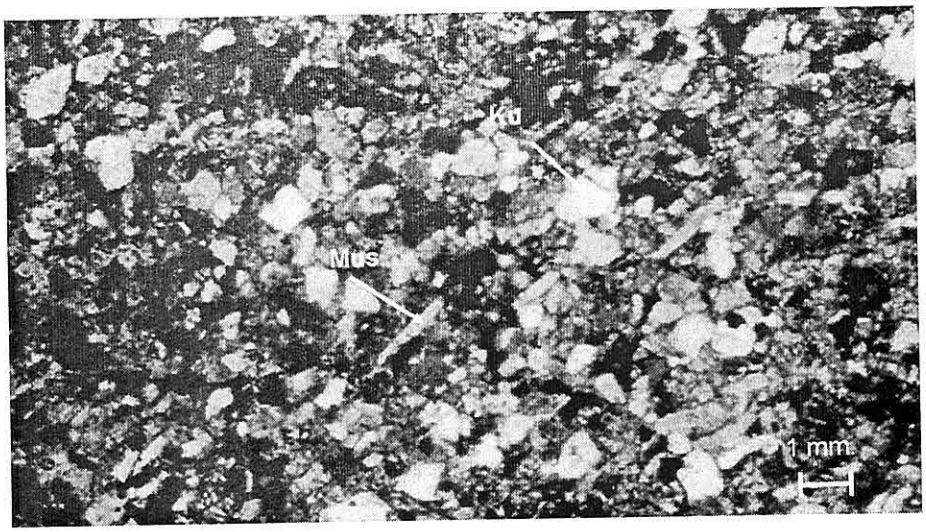
3.2. Ofiyolitik Karmaşık

Erkek tepe güneyinde yüzeylenen ofiyolitik karmaşık ince bir şerit halinde NW-SE yönünde uzanır. Araştırma sahasındaki ofiyolitik karmaşık mafik ve ultramafik kayaçlardan oluşmakta, blok büyüklüğünde radyolarit ve kireçtaşı içermektedir. İçerisindeki blokların boyutları birkaç santimetreden, birkaç yüz metreye kadar değişebilmektedir. Ofiyolitik karmaşık gerek denizaltı heyelanları ve gerekse tektonik hareketlerle bu günkü konumunu kazanmıştır. Çok renklilik sunan, genelde yeşilin egemen olduğu birim içerisinde serpantinitler egemen durumdadır. Ofiyolitik karmaşığın yaşı tam olarak bilinmemekle birlikte, bölgeye ilk olarak Eosen–Miyosen aralığında geldiği tahmin edilmektedir.

4. PETROGRAFİK İNCELEMELER

Petrografik incelemelerde, çalışmanın asıl konusu olan ayrışmış kumtaşlarına ağırlık verilmiştir. Daha önce de belirtildiği gibi kumtaşları Kışla köyü ve civarında geniş bir alanda yüzeyleme vermektedir. Kumtaşları, Ağlasun Formasyonunun önemli bir üyesini oluşturmaktadır. Bu konuda stratigrafi bölümünde ayrıntılı bilgi verilmiştir. Arazide bunlar kendilerine özgü karakteristik ayrışma şekilleriyle hemen kolayca tanınmaktadır. El örneklerinde kırıntılı (detritik) dokularıyla hemen dikkati çekmektedir. Kumtaşlarındaki karakteristik ayrışma şekilleri araştırmanın asıl konusunu oluşturduğu için aşağıda bu litolojiyle ilgili daha ayrıntılı bilgiler sunulacaktır.

Kumtaşının ayrışma yüzeyi sarı kahve rengidir. Bu ayrışma yüzeyi kayacın üzerinde 0.5 mm kalınlığında bir katman oluşturmuştur. Kuvars, kaya parçaları, feldspat, muskovit ve kalsit mineralleri kayacın temel bileşenlerini oluşturur (Şekil 3). Kuvars, litik taneler, feldspat ve muskovit mineralleri kırıntılı bileşenleri, kalsit de kimyasal bir bağlayıcı olup,



Şekil 3. Kumtaşının polarizan mikroskop altında çift nikolde görünümü (Ku=kuvars, Mus=muskovit, siyahlarda opak mineraller, Kışla Köyü batısı, çapraz nikol)

çimento ödevini yapar. Litik taneleri de metamorfik kökenli kuvarsitler oluşturmaktadır. Opak minerallerden pirit ve mikalardan da muskovitler kayaç içinde tali oranda yer alır. Köşeli kuvars taneciklerinden hareketle, kuvarsın geldiği sahanın depolanma sahasından çok uzak olmadığı hemen söylenebilir.Kuvars taneciklerinin çapları 0.02-1.18 mm arasında değişmektedir. Verilen bu değerler kuvarsit için de geçerlidir.Polikristalin kuvars ve çört yanında kayaç bileşenleri arasında muskovit ve feldspatlar da yer alır. Kayaç % 20'den feldspat içermesi nedeniyle ilgili kumtaşı litik arenit olarak adlandırılmaktadır. Diyajeneze bağlı olarak muskovit tabakalanma yönünde bir uzanım sunar. Tane boyutları uzunlamasına 0.05-0.15 mm arasında değişen muskovit kimyasal ayrışmaya karşı dirençli olup, mikroskop altındaki görünümü yapraksıdır.Kayaç içinde ayrıca fosil kavkı ve mermer parçacıkları bulunur.Kayacın tüm bileşenleri kalsitten oluşan bir çimentoyla birbirine bağlanmıştır. Kayaç içinde tek tük çakmaktaşı parçaları da görülmektedir. Bunlar kuvarsla karşılaştırıldığında yuvarlıkları daha iyi gelişmiştir. İncelenen örneklerde fiziksel ayrışma ve kimyasal ayrışmaya bağlı olarak feldspatlarda kaolenleşme ve dolayısıyla doku gevşemesi tespit edilmiştir.

Kumtaşı içinde yukarıda da belirtildiği gibi aksesuvar mineral olarak, çok az pirit ve muskovit bulunur. Çizelge 1'de açıkça görüldüğü gibi, örneklerimizde toplam Fe_2O_3 içeriği % 2.42 dolayındadır. Piritler kimyasal alterasyon sonucu oksitlenerek limonite dönüşmekte ve tüm kayacın yüzünü sarı kahverengine kolayca boyamaktadır.

Çizelge 1. Davras Dağı ve dolayındaki kayaçların kantitatif kimyasal analizi (%).

Numune no	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	MgO	K_2O	Na_2O	Ateş kaybı	Toplam
ED-2	46.14	4.79	2.42	20.63	3.32	0.82	0.73	19.69	98.54
ED-3	26.23	7.85	4.02	29.69	2.87	1.61	0.40	27.43	100.01
ED-4	2.48	0.75	0.45	51.71	0.26	0.16	0.08	42.30	98.19
ED-5	0.00	0.21	0.03	54.48	0.35	0.01	0.00	44.05	99.13

5. KUMTAŞLARINDAKİ ÇÖZÜLME VE ÇÖZÜLME ŞEKİLLERİ

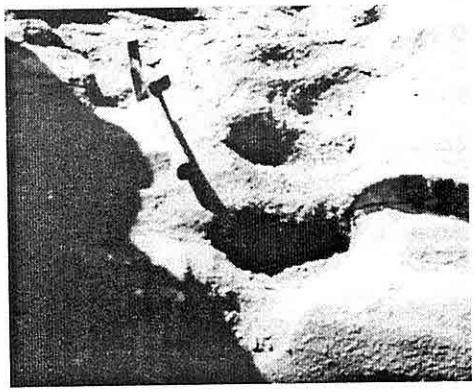
Birinci bölümde daha önce açıklandığı gibi, kumtaşı tabakalı ve tektonik olaylar sonucu eklemli ve çatlaklıdır. Bunun nedeni ise araştırma sahasının tektonik hareketlerden fazlaca etkilenmesidir. Kumtaşının çözülmeye maruz yüzeyi her ne kadar sarı-kahverengi arasında bir renge sahipse de, kırılan kayaç örneklerinin rengi belirgin olarak gridir. Kumtaşı ile ardalanan şeyl tabakalarının geçirgen olmaması nedeniyle suyun derinlere sızması engellenmektedir. Yaprak şeklinde çözülen şeylin kalınlığı daha öncede açıklandığı gibi 10-150 cm'dir.

5.1. Eliptik Oyuklar (Bröckellöcher)

Kumtaşları üzerinde görülen eliptik oyukların oluşumu gözenekli olan kumtaşı içine sızan suyun demirli çözeltileri haline gelmesi ile açıklanmaktadır (Şekil 4). Çizege 1'de görüldüğü gibi, kumtaşları %2.42-4.02 Fe_2O_3 içeriği ile demir çözeltisi için optimal koşullar sağlamaktadır. Böylelikle demir çözülmede önemli bir indikatör olmaktadır.Kumtaşı içinde oluşan ağ sert limonit kabukları ile bölünmekte, gevşek kumları oluşan ağlar sınırlamakta, kumlar yıkanma ve diğer etkenlerce oyuklardan uzaklaştırılmaktadır. Bu yolla arı peteği şeklinde, hücrelerden oluşan veya parmaklıklı yapıda kum saati görünümlü şekiller ortaya çıkmaktadır (Wilhelmy 1981). Kovuklu çözülme, çölümsü makroklima koşullarında çözülme belgesi olarak tanımlanamaz, aksine makroklimatik nemli iklimlerde de zeminin fiziki ve kimyasal özellikleri konu alan (edafik) kuraklığa bağlı olarak ortaya çıkabilir (Wilhelmy 1981). Araştırma sahası coğrafi konumu nedeniyle sıcak mutedil subtropikal zonun kışları nemli, yazları kurak geçen tipik Akdeniz ikliminin sahasındadır. Yıllık yağış miktarlarının dağılışı incelendiğinde, aralıkta bir maksimum, Ağustosta ise bir minimum belirgindir (Şekil 5). Isparta havzasında zıtlıklar oluşturan iklim koşulları hakimdir. Bu çelişki Haziran ayından Eylül ayına kadar devam eden kurak koşulların, kış ve bahar aylarındaki nemli koşullarla değişmesi

şeklindedir. Isparta'nın ortalama yağış miktarı 580.9 mm olup, yıllık sıcaklık değeri ise 12° C'dir. Şüphesiz havza içinde yer alan Isparta şehrinin iklim elemanlarından yağış ve sıcaklıkla ilgili değerleri araştırma sahası için geçerli sayılamaz. Isparta'ya düşen yağış miktarı çevresindeki dağlık sahadan az olduğu gibi, bütünüyle iklim bakımından da farklılık gösterir.Isohyet haritasına göre araştırma sahasına düşen yağış miktarı 900-1200 mm'dir (Gürer ve diğ.1979).

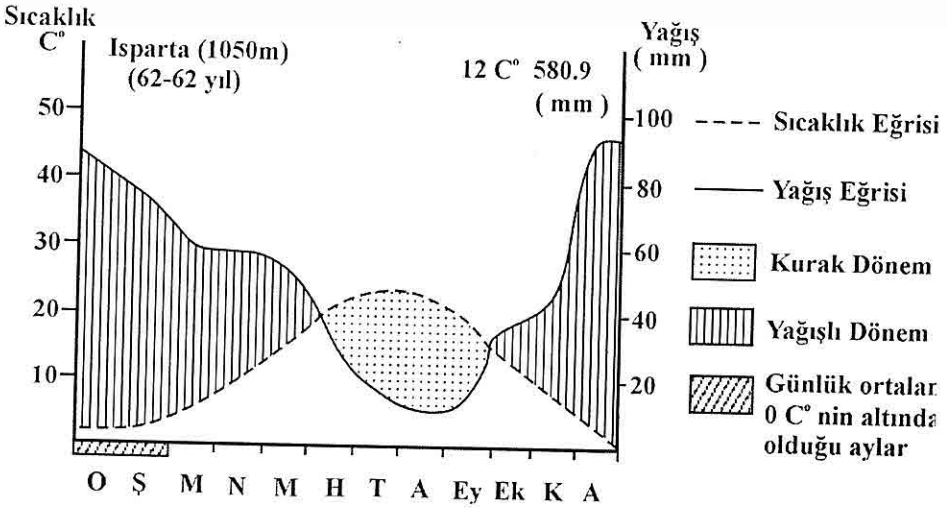
Isparta için verilen mikroklimatik koşullar bu şekilde ortaya konduğunda, araştırma sahasında derinliği ve genişliği birkaç santimetreden 18-22 cm'ye varan, uzunluğu ise maksimal 35 cm'yi bulan eliptik oyuklar gözlenmektedir (Şekil 4). Eliptik oyukların kısmen çözülmüş malzeme ile dolu oldukları görülmektedir. Bu malzemenin kalınlığı 10cm'yi bulabilmektedir. Kış aylarında arazide yapılan çalışmalarda eliptik oyuklar içinde yer alan çözülmüş malzeme çıplak elle bile oyuklardan kolayca alınabilmiştir. Kumtaşı üzerinde yapılan çalışmalarda diğer önemli bir tespit ise, yamaç boyunca donma ve çözülme süreçlerinin peş peşe ardalanması ile feldspat çözülmesinin sonuçları olarak, kumtaşı cephesi boyunca izlenilen kayaç dokusundaki gevşemedir. Eliptik oyuklar kumtaşının kuzey kesiminde geniş saha kapladıkları halde, doğu kesiminde ise seyrek olarak görülmektedir.Bu farklılığın nedeni ise şüphesiz kumtaşının kalıcı koşullarıdır. Kumtaşının liken ve yosunlarla kısmen kaplı olan üst yüzeyinde ise eliptik oyuklara rastlanmamaktadır.Yüzeyde yer alan liken ve yosunlar organik asitlerin kumtaşının çatlaklarına girmesine neden olmaktadır. 2001 yılı yaz ayında arazide oldukça kuru olan kumtaşı çekiçle bile zor parçalandığı halde, 2002 yılı Şubat ayında suya doygun olan kumtaşının dirençli olmadığı belirlenmiştir. Silikat mineralleri hidratasyon ve hidrolizle çözülmektedir. Bu süreç kayacın dışından başlayarak içine doğru etkili olmakta, süreç sonucunda da kuvars ve mikadan kil mineralleri, örneğin kaolen ve montmorillonit oluşmaktadır.



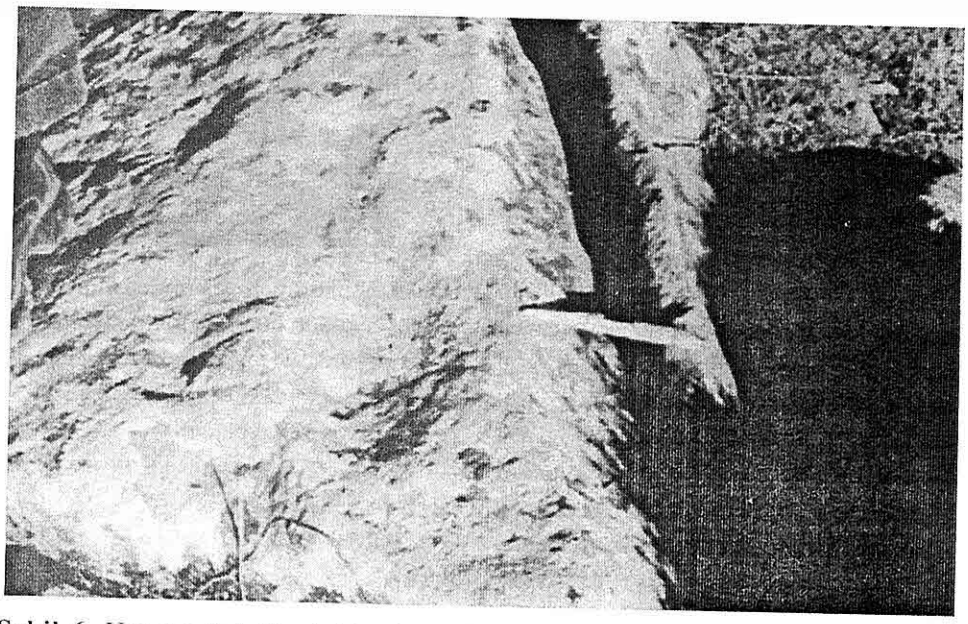
Şekil 4. Kumtaşı içinde görülen eliptik oyuklar, bunlar tafonilerden farklı olarak, yüzeyi kabuk bağlamamış kayaçlarda oluşmaktadır (Küçük Kışla Köyü batısı).

5.2. Kanalcıklı Lapyalar

Kumtaşı yüzeyindeki gelişigüzel birbiriyle kesişen çatlaklar, kısmen ikincil oluşmuş kalsitle doldurulmuştur. Bu şekildeki çatlaklı kumtaşı yüzeylerinde kanalcıkların oluşumu kalker yüzeyinde kanalcıklı lapya oluşumundan farklı değildir (Şekil 6, Dayan ve diğ. 1999).



Şekil 5. Isparta il merkezinin iklim diyagramı (H. Walter metoduna göre,Walter, 1957).

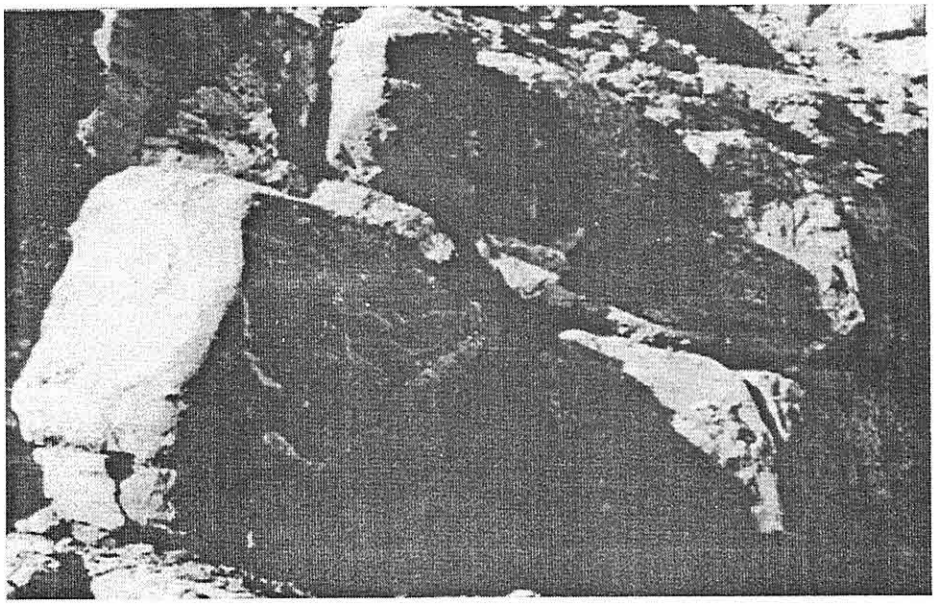


Şekil 6. Yer yer kalsitle doldurulmuş kayaçtaki çatlaklar birbirlerini rastgele kesmektedir.Bu kesimlerde tıpkı kireçtaşı üzerinde oluşan lapyalar gibi lapyalar oluşmaktadır. Kayaç yüzeyi liken ve yosunla kısmen örtülü olup, bu yolla organik asitler kumtaşı çatlakları arasına girmektedir.

Kumtaşı üzerinde oluşan lapyalar gerçek lapyalar olup pseudo lapyalar olarak tanımlanamazlar (Wilhelmy 1981). Bu tür lapya oluşumu şüphesiz ara bir yeri olan çözülme süreçlerine bağlanmaktadır. Petrografi çalışmalarında açıklandığı gibi, kumtaşını oluşturan tüm unsurlar kalkerli bir çimentoyla birbirine bağlanmıştır. Bu faktör kumtaşında lapya oluşumunda baskın bir rol oynamıştır.

Büyük çatlakların genişliği 30-40 cm'yi bulmaktadır (Şekil 7).

Kumtaşı mekanik-fiziki parçalanmanın etkisi altındadır. Zemindeki açık kahverengi toprak içinde küçük ve köşeli kumtaşı blokları bulunmaktadır. Bu bloklar fiziki-mekanik parçalanmanın boyutları hakkında fikir vermektedir (Şekil 8).



Şekil 7. Kumtaşı bloklarını değişik yönlerde kesen çatlakların (genişlikleri 30-40 cm) içinde toprak ve bitki gelişimi yoktur (Küçük Kışla batısı, yol yarması).

Çözülme kayacı doğal olarak, çatlakları ve yapı hatları boyunca, çatlakları az, hatta çatlaksız kayaca göre daha güçlü kavramakta, bu yolla da kanalcıklı lapyalar oluşmaktadır.

Kumtaşları yüzeyindeki ufalanmaların da kayacın çatlaklarının birbiriyle kesişmesinin önemli rolü vardır.

6. KÜTLE HAREKETLERİ

Fiziki-mekanik parçalanma ile kimyasal ayrışma yanında kumtaşından oluşan dik yamaçtan kopmalar olmuştur.1997-1998 yıllarında aynı sahada yapılan çalışmalarda böyle bir hareket tespit edilmemiştir. Kumtaşının geçirgen olmayan killi bir litoloji ile ardalandığı

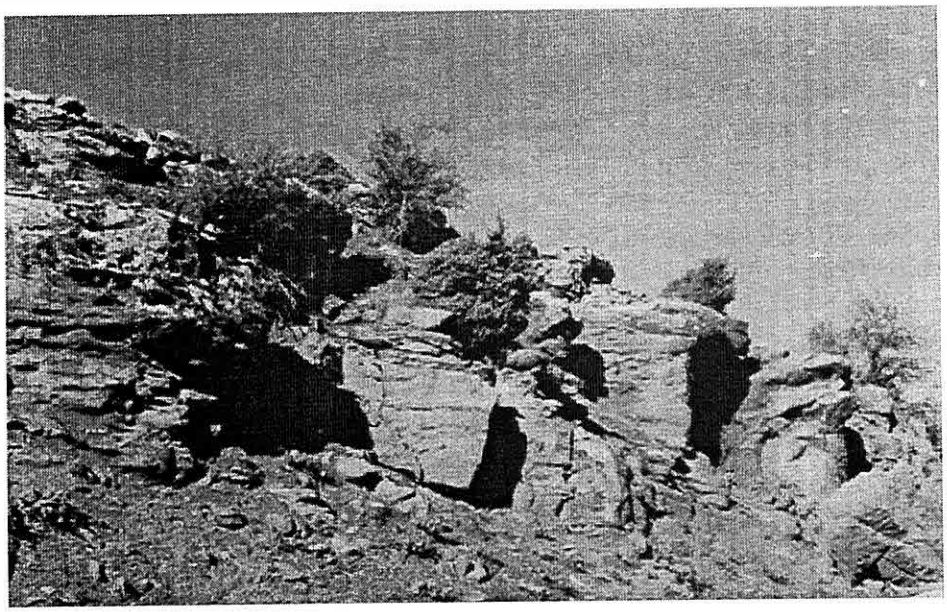
Şekil 8. Kumtaşı mekanik-fiziki parçalanmanın etkisi altındadır. Zeminde açık kahverengi toprak içinde yer alan küçük köşeli kumtaşı blokları fiziki-mekanik parçalanmanın boyutu hakkında bilgi vermektedir (Küçük Kışla Köyü batısı).

daha önceki bölümde belirtilmişti.Bu ardalanma dik yamaçta kopmaların nedenidir. Örnek olarak kumtaşının batı kesimindeki dik yamaç verilebilir. Kumtaşından oluşan dik yamacın hemen eteğinde asıl kütleden kopmuş büyük bir kumtaşı bloğu bulunmaktadır. Bu büyük blok ve zeminde bulunan ufalanmış unsurlar, kumtaşının dik yamacında aktif aşınmanın devam ettiğinin belgeleridir (Şekil 9).

Özet olarak ifade edilirse; morfodinamik süreçlerin oluşturduğu şekillerin, günümüz iklim koşulları altında oluşmuş şekiller (güncel şekiller) olduğu açıktır.Şekillerin tamamının yeniliği bunu özellikle desteklemektedir.

7. TARTIŞMA VE SONUÇLAR

Davras Dağı ve çevresinde yüzeyleme veren Ağlasun Formasyonuna ait kumtaşlarındaki ayrışma ve bu ayrışmaya bağlı olarak ortaya çıkan yüzey şekilleri bu çalışmanın konusunu oluşturmaktadır. Hem kış, hem de yaz aylarında kumtaşında ortaya çıkan ayrışma gözlenmiş, yapılan bu gözlemlerin sonucunda, kumtaşındaki ayrışmanın farklı mevsimlerde değişikliklere uğradığı ortaya konmuştur. Kumtaşlarında çözülme şekilleri olarak eliptik oyuklar belirlenmiştir. Bu şekiller tafonilere benzemekle beraber, almanca kaynaklarda bunlar tafonilerden farklı bir şekilde, "Bröckellöcher" olarak adlandırılmaktadır. Eliptik oyuklar tafonilerden farklı olarak, yüzeyi kabuk



Şekil 9. Kumtaşından kopmuş yeni parçalar ile ufalanmış ince unsurlar kumtaşının dik yamacındaki aşındırmanın aktif olduğunun belgesidir. Kumtaşının dik yamacında limonit kabukları görülmektedir.

bağlamamış kayaçlarda oluşmaktadır. Eliptik oyukların oluştuğu kayaç yüzeyleri kabuk bağlamamış olmakla birlikte, kayaç içlerinin belirli kısımlarda dirençli hatlar oluşturduğu görülmektedir.Bunlar sadece kurak iklimlere özgü şekiller olmayıp, aksine günümüzdeki her iklim şartlarında izlenilebilir. Eliptik oyuklar yanında kumtaşlarında gözlenilen diğer bir çözülme şekli ise kanalcıklı lapyalardır.Bu lapyalar kumtaşı içinde gelişmiş olmalarına rağmen "yalancı lapyalar" (pseudokarren) şeklinde tanımlanmamaktadır.

Araştırma sahasındaki ayrışmanın etkinliği oldukça karışık, adeta bir doku oluşturan çok sayıdaki faktörlere bağlıdır. Bunlar arasında sıcaklık değişimi, donma ve çözünme, kumtaşının boşlukları arasında tuzların kristalleşmesi, hidratlanma, oksitlenme ve karbonatlaşma gibi faktörlerde etkili olmuştur.

Kumtaşından alınan kayaç örnekleri, kimyasal analizlerle de desteklenerek, laboratuvarda mineralojik-ve petrografik metotlarla da incelenmiştir. Bu incelemelerde kayacın bileşiminde, temel bileşen olarak kalsit mineralinin yer aldığı görülmektedir. Yörede egemen olan Akdeniz ikliminin etkisiyle yağmur sularına, atmosferdeki CO_2'inde eklenmesi sonucu zayıf bir asit olan karbonik asit oluşmakta ve karbonik asitli yağmur suları kumtaşını kimyasal yolla kolayca ayrıştırmaktadır (Bilgin ve Sargın, 2004). Ayrıca bu sular kumtaşının

gözenekli yapısı nedeniyle kayaç içinde kolayca dolaşım yaparak kayacın çözülmesini de hızlandırmaktadır.

Bu incelemede ayrışma şekillerinin oluşumunda yöre ikliminin yanı sıra, kumtaşındaki süreksizlik düzlemlerinin ve kayaç dokusunun da etkili olduğu anlaşılmıştır.

KATKI BELİRTME

Bu çalışma SDÜ Bilimsel Araştırma Projeleri Yönetim Kurulu tarafından desteklenen 399 no'lu araştırma projesinin bir bölümüdür. Bu araştırmayı destekleyen SDÜ Bilimsel Araştırma Projeleri Yönetim Kuruluna ve ayrıca bazı örneklerin kimyasal analizlerinin yapılmasında değerli katkıları olan Balıkesir Üniversitesi Müh. Fakültesi Jeoloji Müh. Bölümü Öğretim Üyelerinden, Sayın Prof. Dr. Fazlı Çoban'a teşekkürlerimizi sunarız.

8. KAYNAKLAR

Alexandrowicz, Z., 1989, Evolution of weathering pits on sandstone tors in the Polisch Carpathians.-Z. Geomorph.N.F.33 : 275-289.

Bilgin, A., Sargın, S., 2004,Isparta yöresindeki yapıtaşlarındaki ayrışma, TMMOB, Maden Müh. Odası, Madencilik Bülteni, Mermer Özel Sayısı, pp.43-54, Ankara.

Bremer, H., 1965, Ayers Rock, ein Beispiel für klimagenetische Morphologie. -Z.Geomorph. N.F.9 : 249-284.

Dayan, E., Bilgin A., Hançer, M., 1999, Die Karsterscheinungen an den östlichen Hängen des Davras Dağı (Westlicher Taurus) : Karren, Dolinen, Uvalas.- Z. für Geomorphologie 43: 321-340 ; Berlin Stuttgart.

Duru, İ., 1998, Sav Köy (Isparta) güneydoğusunun jeolojisi ve petrografisi. Lisans tezi. Süleyman Demirel üniversitesi, mühendislik-mimarlık fakültesi, jeoloji mühendisliği bölümü, mineraloji-petrografi anabilim dalı, Isparta.

Gürer, Y. Arıkan, A., Çultu, L., 1979, The Analysis of Hydrometeorological Inputs of Beyşehir-Antalya Karst Area.- Hacettepe University Journal of Earth Sciences 5-6 :48-60 ; Ankara.

Höllemann, P., 1975, Formen kavernöser Verwitterung (tafoni) auf Teneriffa. -Catena 2 : 385-410.

Lefevre, R., 1967, Un nouvel element de la geoloie du Taurus Lycien: Les nappes d' Antalya (Turquie).- C.R. Ac. Sci. 263 : 1365-1368 ; Paris.

Sancho,C., Benito,G., 1990, : Factors controlling tafoni weathering in the Ebro Basin (NE Spain).-Z. Geomorph.N.F.34: 165-177.

Walter, H., 1957, Klimodiagramm, Weltatlas,_Gustav Fisscher Verlag, Jena.

Wilhelmy, H., 1974, Klimageomorphologie in Sichworten.-375 pp. Ferd.Hirt.

Wilhelmy, H., 1981, Geomorphologie in Stichworten.-Teil II. Exogene Morphodynamik. Ferd. Hirt.

Yalçınkaya, S., 1989, Isparta-Ağlasun (Burdur) dolaylarının jeolojisi.-İst. Üniv. Fen Bil. Enst. Doktora tezi (basılmamış).

YERBİLİMLERİ HAZİRAN 2005 SAYI 46 ISSN 1019-1003
GEOSOUND JUNE NO

ORBİTOİDES KAVKILARINDAKİ İZLERE AİT YENİ BULGULAR VE BU İZLERİN ORTAMSAL ÖNEMİ

Muhittin GÖRMÜŞ
S.D.Ü, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Isparta/Türkiye
Engin MERIÇ
Istanbul Üniversitesi, Deniz Bilimleri ve İşletmeciliği Enstitüsü, Istanbul/Türkiye
Kubilay UYSAL
S.D.Ü, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Isparta/Türkiye
Jan Kresten NIELSEN
Geological Museum, University of Copenhagen, Oster Voldgade 5-7, DK-1350 Copenhagen/Danimarka

ÖZET: *Orbitoides kavkılarında gözlenen mikroizler ile ilgili olarak yapılan çalışmalar, bu tip izlerin genellikle sığ denizel ortamlarda parazitik ya da hermit tip bir yaşamın izleri olarak yorumlanabileceğini göstermektedir. Bu çalışmada, Orbitoides kavkıları üzerindeki mikroizlerin, Türkiye'nin farklı yerlerindeki yeni bulguları verilerek parazitik, simbiyotik ve hermit tip organizmaların hangilerince oluşturulabileceği ve ne tür ortamı işaret ettikleri üzerinde durulmuştur. Yeni Orbitoides örnekleri, Kahta-Çörtinek, Kahta-Salik, Kahta, Karadut (Adıyaman), Osmaneli (Bilecik), Haymana, Yeşilyurt (Ankara), Eski Kilyos Yolu (İstanbul) yörelerinden derlenmiştir. Çalışmada, kırıntılı sığ denizel-litoral ortamlardaki menderesli tip izlerin parazitik bir yaşamla olan ilişkisi ve kırıntılı karbonat resif önü ortamlardaki oyuk tip izlerin ise hermit tip bir yaşantı ile bağlantılı olduğu düşüncesi tartışılmıştır. Değinilen mikroizlerin, fosil ve güncel foraminifer biyolojisi öykülerinin aydınlatılmasında, organizmaların nesillerinin yok oluşlarında ve ortamsal değişikliklerin yorumlamasında önemli olabileceği sonucuna varılmıştır.*

NEW DATA ON BORINGS IN ORBITOIDES TESTS AND THEIR PALAEOENVIRONMENTAL SIGNIFICANCE

ABSTRACT: *In the literature, the studies on microborings in Orbitoides tests emphasize parasite or hermit type life modes, particularly from the shallow water paleoenvironment. Remarkable new data on borings of Orbitoides tests from the various localities of Turkey provide a discussion which kinds of borings may be associated with parasitic, hermit and symbiotic life. New specimens are from Kahta-Çörtinek, Kahta-Salik, Kahta, Karadut (Adıyaman), Osmaneli (Bilecik), Haymana, Yeşilyurt (Ankara), Eski Kilyos Yolu (İstanbul). It is under discussion that undulating shaped borings may be related to parasite life mode in a detritus shallow marine-*

littoral paleoenvironments while cave shaped borings are the result of hermit type life detritus carbonate fore-reef paleoenvironments. It is concluded that borings may give a valuable data for the explanation of past and Recent foraminiferal biological history, paleoenvironmental conditions and extinction of the life.

1. GİRİŞ

Bir çok bentik ve planktik foraminifer kavkılarında bulunabilen mikroizler, ilginç görünümler sunmaktadır. Günümüz ve Tersiyer foraminifer kavkılarında rastlanılan izlerin ortamsal önemi ve iz fosil sistematiği bir çok çalışmada konu edinilmiştir (Sliter, 1971; Arnold vd., 1985; Hallock ve Talge 1994; Nielsen, 1998, 1999; Nielsen ve Nielsen, 2001; Nielsen ve Görmüş, 2004). Buna karşılık, Kretase iri bentik foraminiferlerinde gözlenen izler üzerinde az sayıda çalışma bulunmaktadır. Bu konuda örnekler yalnızca Fransa ve Türkiye'den verilmiştir (Baumfalk vd. 1982; Baumfalk ve Nijholt, 1984; Görmüş, 1996; Görmüş, 1996-1997; Görmüş ve Sagular, 1998; Meriç ve Görmüş, 2001).

Orbitoides' ler üzerindeki ilk mikroiz bulguları Baumfalk vd. (1982) tarafından güneybatı Fransa Geç Kampaniyen'inden sunulmuştur. Bu çalışmada araştırıcılar, *Talpinella cunicularia* adında yeni bir parazitik foraminifer tanımlamışlar ve aynı izleri Geç Maastrihtiyen *Orbitoides* kavkılarında da gözlemişlerdir (Baumfalk ve Nijholt, 1984). Türkiye'deki örnekler üzerinde de benzer parazitik bireyin varlığından, farklı tip izlerin de bulunduğundan (Görmüş, 1996-1997; Görmüş ve Sagular, 1998) söz edilmiş ve iz fosil *Maendropolydora osmaneliensis* olarak tanımlanmıştır (Nielsen ve Görmüş, 2004).

Gerek küçük, gerekse de iri foraminiferlerde mikron ölçeğinde gözlenen bu izlerin nerede (a), hangi zamanlarda (b), ne çeşit organizmalarca, nasıl oluşturulduğu (c) ve niçin üzerinde durulması gerekliliği (d) konuları dikkat çekicidir. Bu nedenle çalışmada verilen bulgular ışığında değinilen konuların ele alınması ve tartışılması amaçlanmıştır.

2. MALZEME VE YÖNTEM

Orbitoides kavkıları üzerindeki mikroizlere rastlanılan yeni örnekler Kahta-Çörtinek, Kahta-Salik, Kahta, Karadut (Adıyaman), Osmaneli (Bilecik), Haymana, Yeşilyurt (Ankara), Eski Kilyos Yolu (İstanbul) sahalarına aittir (Şekil 1). Derlenen yüzlerce örnek arasından yalnızca 39 ince kesitte bu tip izlere rastlanılmıştır. Osmaneli, Hekimhan, Darende ve K Bolu sahalarına ait olan veriler daha önceki çalışmalarda sunulmuştur (Şekil 1) (Görmüş, 1996; Görmüş 1996-1997; Görmüş ve Sagular, 1998). Mikroizleri taşıyan *Orbitoides* örneklerinin derlendiği sahalar Maastrihtiyen yüzleklerine aittir. İzler çoğunlukla orta taneli kırıntılı kayalar içerisindeki *Orbitoides* bireylerinde gözlenmiştir (Şekil 1). Sayısal olarak çok az oranlarda bulunmaktadır. Ayrıca, *Orbitoides* bireylerinin özellikle ekvatoral kesitlerinde bu tip izler görülmektedir.

Bununla birlikte bazen dış kavkılarında (Nielsen ve Görmüş, 2004) ve bazen de eksenel kesitlerinde (Görmüş, 1996; Görmüş ve Sagular, 1998) bu izler bulunmuştur.

değerlendirilmiştir. Değişik bilgisayar programları kullanılarak çizimler ve hesaplamalar gerçekleştirilmiştir. Örnekler ilk yazar tarafından muhafaza edilmektedir.

Şekil 1. *Orbitoides* kavkılarında rastlanılan izlerin gözlendiği yerler ve stratigrafik düzeyleri.

Rastlanılan izlerin fotoğraflamasında ve büyüklüklerinin incelemesinde görüntü analiz yöntemi kullanılmıştır. Böylece bilgisayar ortamına aktarılan veriler daha kolay bir şekilde işlenmiş ve

3. GÖZLEMLER VE TARTIŞMA

3.1. Ortamsal yaklaşım

Orbitoides Türkiye'de değişik sedimanlar içerisinde bol bulunan ve çok iyi bilinen bir bentik foraminifer cinsidir.

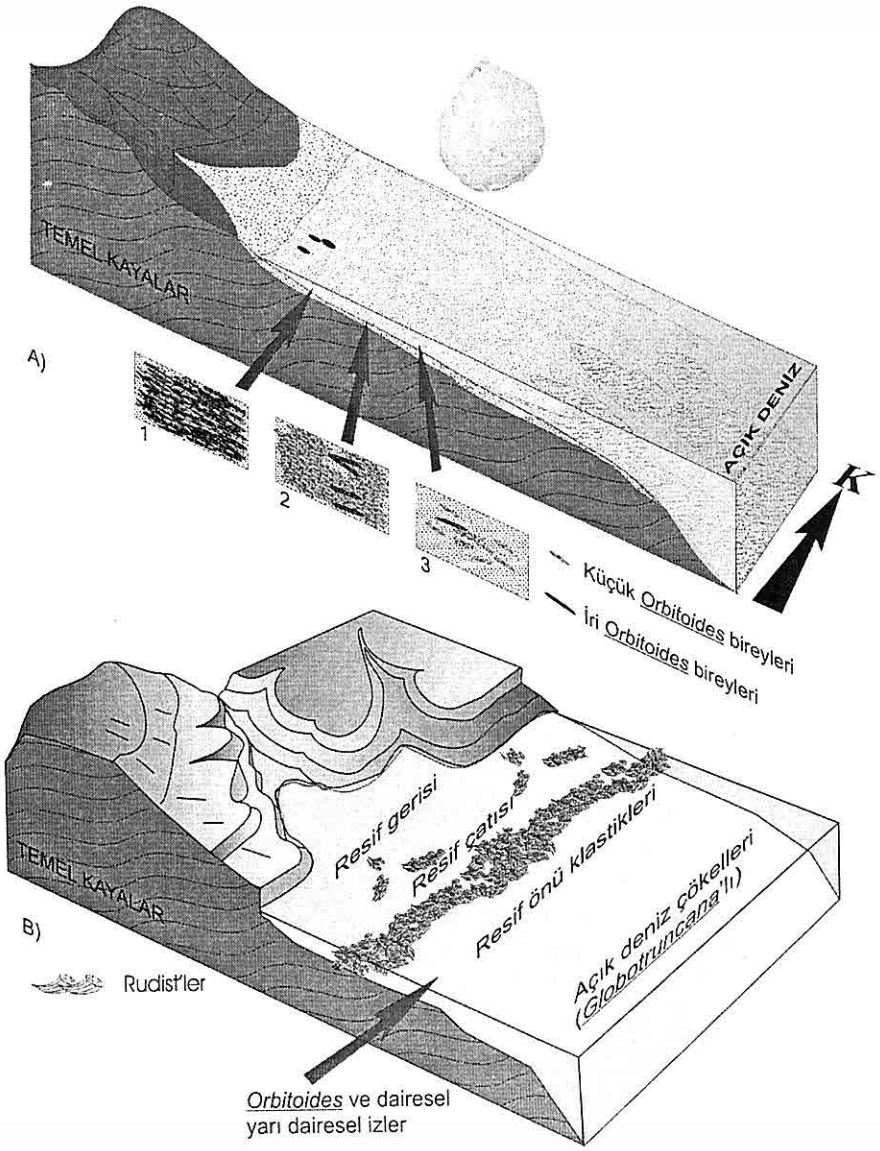
Genellikle *Loftusia*, *Omphalocyclus* ve *Siderolites* cinsleri ile birlikte gözlenir. Göynük-Bolu gibi KB Anadolu; Korkuteli-Antalya gibi GB Anadolu; Şereflikoçhisar, Hekimhan, Darende-Malatya, Sivrice –Elazığ gibi İç Anadolu ve D Anadolu ile farklı GD Maastrihtiyen yüzlekleri değinilen cinslerin gözlendiği örnek alanlardır. Osmaneli ve Hekimhan sahalarında *Loftusia* ve *Orbitoides* cinsleri birlikte görülmemektedir. Buna karşılık, Adıyaman sahasında değinilen cinsler beraberce ve bol miktarlardadır. *Loftusia*-içeren sedimanlar genellikle sığ karbonatlı çökeller ile temsil edilirken, *Orbitoides*-bulunduran sedimanlar genellikle kırıntılı kayalardır. Çeşitlilik ve bolluk yer ve zamana göre değişiklik gösterir (Şekil 1). Dolayısı ile fosil birliktelikleri (1), litolojik gelişimler (2) ve sedimantolojik özellikler (3) dikkate alındığında iz fosil içeren *Orbitoides* kavkılarının bulunduğu sahaların resif önü (Görmüş, 1992) ya da çok sığ litoral bir bölgede (Görmüş ve Nielsen, 2006) geliştikleri anlaşılır.

Osmaneli, Hekimhan ve Darende sahalarındaki *Orbitoides* örneklerinde üç tip mikroiz bulunduğu ve bunların ondüleli-menderesli (1), dairesel, yarı dairesel (2) ve oyuk (3) şekillerinde geliştikleri (Görmüş ve Sagular, 1998) düşünülürse, hangi mikroizin nasıl bir ortamı işaret edebileceği de önemli olmaktadır.

Türkiye'deki *Orbitoides* kavkılarında rastlanılan mikroizlerden yararlanarak şematize edilmiş bir ortamsal yaklaşım modeli Şekil 2'de verilmiştir. Menderesli (ondüleli) olan mikroizler, genellikle iri *Orbitoides* kavkılarında yaygındır ve bu bireyler çoğunlukla mikrosferik (B bireyi) tiplerdir. İri foraminiferlerdeki biyofabrik dokuda (Aigner, 1985, 1986) taşınma faktörü düşünüldüğünde, oluşum ortamı ya da yakın alanlarında iri bireyler fazla olabilmektedir. Çünkü, makrosferik bireyler (A bireyi) kolay taşınabildiklerinden açıklara kadar akıntılarla götürülebilmektedir. Iri bireylerin fazlalığı dikkate alınırsa menderesli izler içeren *Orbitoides*' lerin çok sığ bir litoral ortam ile ilişkilendirilebileceği söylenebilir (Görmüş 1996-1997). Bununla birlikte dairesel ve yarı dairesel şekilli mikroiz içeren *Orbitoides* bireylerinin Hekimhan yöresinde resif önlerinde gözlenmiş olması (Görmüş ve Nielsen, 2006) belki de bu tip izlerin menderesli olanlara kıyasla biraz daha açıklarda gelişebileceğini düşündürmektedir. Bununla birlikte daha fazla gözlem ve veri farklı tip izlerin hangi ortamları karakterize edeceğini ortaya koyabilir.

3.2. Zamansal yaklaşım

Foraminifer kavkılarında rastlanılan biyolojik aşınım izleri üzerinde zamansal verilere az rastlanılmaktadır. Jura'dan günümüze değin bazı foraminifer kavkıları üzerindeki biyolojik aşınım izleri üzerinde çalışılmalar bulunmaktadır. Bu izlerin, çoğunlukla Senozoyik yaşlı foraminiferlerdeki varlığından bahsedilmektedir (Vénec-Peyré, 1996; Nielsen ve Nielsen, 2001). Her ne kadar daha yaşlı kayaçlardan rapor edilmemiş ise



Şekil 2. Ortamsal modelleme. A) Osmaneli yöresi, açık sığ düzlükler, B) Hekimhan, GD Anadolu yöresi, resifal ortam ile ilişkili sığ kuşaklar (Görmüş ve Nielsen, 2006'den değiştirilmiştir).

de Karbonifer-Permiyen'e ait iri bentiklerde de bu izlere rastlanılmasının mümkün olabileceği düşünülür. Dolayısı ile foraminifer kavkılarında görülen biyolojik izlerin zaman açısından değerlendirmesi yapıldığında, bu izlerin farklı zamanlar ve farklı ortamlara ait foraminifer cins ve türlerinde değişik şekillerde gelişmiş oldukları anlaşılmaktadır. Bu konuda yeryüzünde bölgeler arası ölçekte bir etkileşimin olduğu da söylenebilir.

Fransa'dan verilen örneklerin Üst Kampaniyen sedimanlarına ait olması konu edinilen izlerin Kampaniyen'e kadar inebileceğini göstermektedir. Fransa ve Türkiye'deki Orta-Üst Maastrihtiyen kırıntılı sedimanlarında da izlerin gözlenmesi, zamansal olarak Geç Kampaniyen-Geç Maastrihtiyen aralığındaki tüm *Orbitoides* bireylerinde değinilen izlerin varlığını işaret etmektedir. Osmaneli yöresindeki örneklerde çok fazla miktarlarda iz içeren kavkıların gözlenmesi Geç Maastrihtiyen'e doğru parazitik yaşamın fazlalaştığı şeklinde yorumlanabilir.

3.3. Parazit, leşcil, hermit ya da simbiyont yaşam şekli

Farklı yaşam şekilleri değerlendirildiğinde *Orbitoides* kavkıları üzerindeki izler; parazitler, avcılar (1), ölümün hemen sonrasında leş yiyiciler (2), sert kavkıları kullanıcılar, konaklama yeri olarak seçiciler (3) ya da birlikte ortak yaşayıcılar (4) tarafından oluşturulmuş olabilirler. Bu izleri yapan organizmaların, mikro yada makroorganizma olabilme olasılığı da bulunmaktadır. Şöyleki, bazı makro organizmaların kimyasal yollarla mikro organizmaları yok ederek beslendikleri bilinmektedir. Örneğin *Nemadotes*'lerin kimyasal olarak kavkı üzerinde delik açtıkları ve böylece foraminiferleri avlayarak yaşadıkları daha önceki çalışmalarda ortaya konmuştur (Sliter, 1971; Bromley, 1994). Bunlara ek olarak bir foraminiferin, diğer bir foraminifer üzerinde parazit yaşamasına ait örnekler de vardır. Örneğin Hallock (2000), *Amphistegina gibbosa* ve *A. lessoni* üzerindeki mikroizlerden ve parazitik *Floresina amphiphaga* genç bireylerinden söz etmiştir. Hatta, yazar Florida Key Largo'da 1961 ve 1992 yıllarında yaşamış *Amphistegina* topluluklarının karşılaştırması ile biyolojik bir yok olumdan da bahsetmektedir.

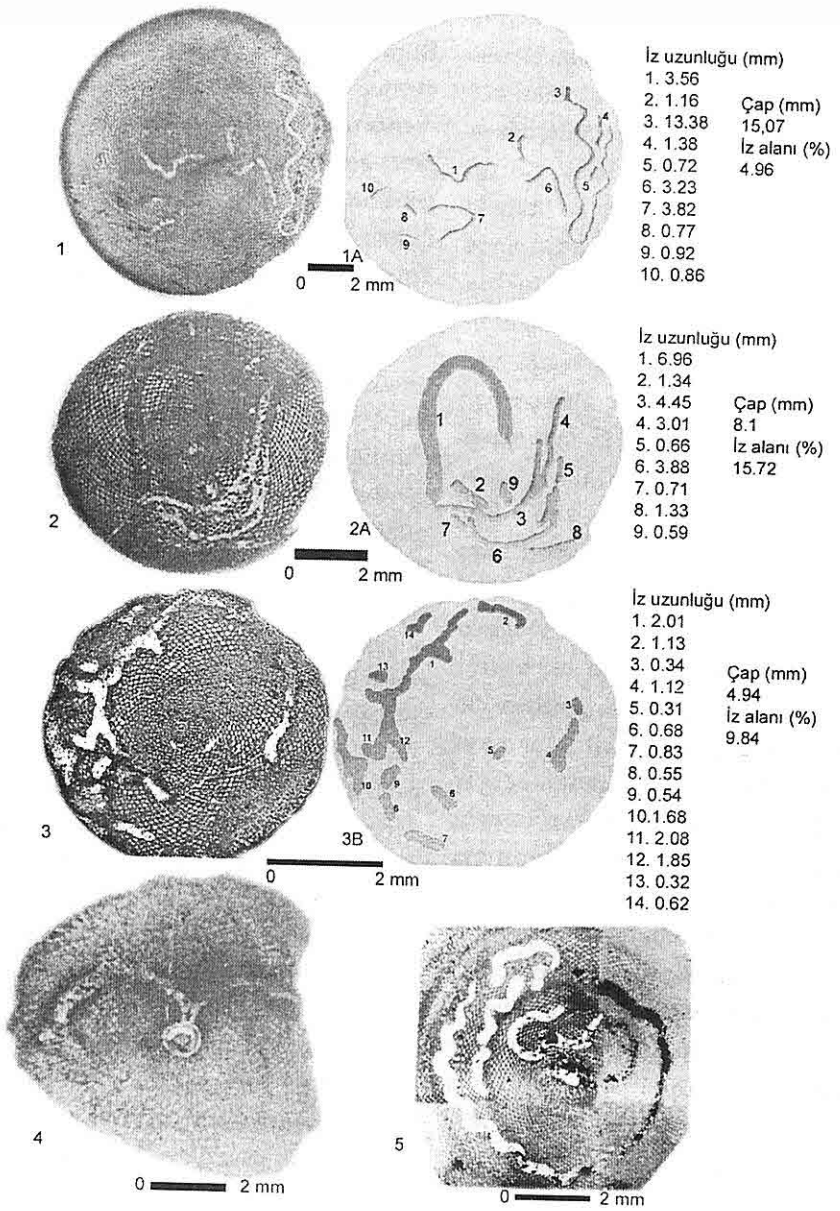
Bu çalışmadaki yeni örneklerimizde mikroiz büyüklükleri, şekli, iri foraminifer büyüklüğü, litoloji gibi parametreler dikkate alındığında farklı izlerin farklı organizmalarca yapılmış olabileceği (Şekil 3, Çizelge 1-2) düşünülür. Saptanan üç tip iz ile ilgili gözlem ve yorumlar aşağıdaki gibidir.

Menderesli (ondüleli) izler: Bu izlerin dar ve uzun oldukları ve genellikle ekvatoral localarda geliştikleri görülür (Çizelge 1). Uzunlukları diğer izlere oranla çok daha fazladır. Şöyleki, izlerin bir kavkı içerisindeki toplam uzunlukları birkaç santimetreyi bulmaktadır. Bazen

ekvatoral localar içerisinde iki-üç sayıda tünel şeklinde oyulmalar görülmektedir. Bu oyulmaların iç dolguları genellikle sparit olup ikincildir. Kenarlarda bazen mikritik kılıflar bulunmaktadır. Bu tip izler özellikle ince-orta taneli kumtaşlarındaki *Orbitoides* kavkılarında rastlanılır. Ondüleli izler, yalnızca Türkiye'de gözlenmektedir. Osmaneli, Haymana ve Adıyaman yörelerindeki yeni örneklerde de menderesli izler ilginç iç içe görünümler sunar (Şekil 3). İz, *Orbitoides* kavkı oranı incelendiğinde, izlerin tüm kavkının bazen % 10'unu kapladığı anlaşılır. Menderesli izlere iz fosil tanımı verilmiş olup, *Maendropolydora osmaneliensis* olarak adlanmıştır (Nielsen ve Görmüş, 2004). Bütün ekvatoral localarda gezinme, kolay giriş nedeni ile ekvatoral localardaki sitoplazmayı kullanma, loca açıklarından geçiş kolaylığı varsayımları bu tip izlerin parazitik formlar tarafından yapılmış olabileceğini düşündürtmektedir. Keza, *Orbitoides* embriyonuna kadar ulaşım (Şekil 3), parazitik formun en içteki localara kadar ilerleme ve organizmanın ölümüne neden olma isteğinde olduğunu göstermektedir. Bu izlerin, dairesel izlerdeki parazitlerden farklı bir organizma tarafından oluşturulmuş olabileceği ileri sürülebilir. Çünkü, dar ve uzun tünellere giriş yapabilen daha küçük bir parazit form bu şekilde bir yol izlemiş olmalıdır.

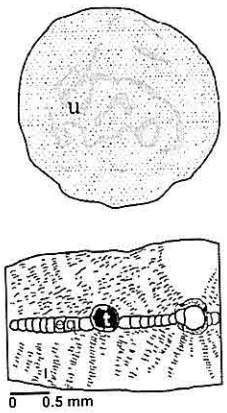
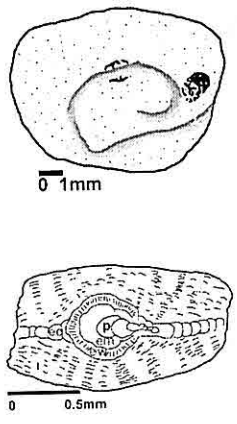
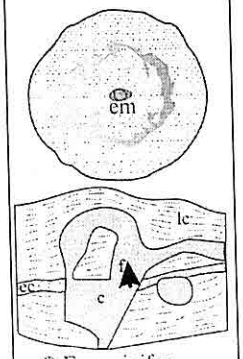
Dairesel-yarı dairesel izler: Dairesel, yarı dairesel izler daha geniş ve ekvatoral locaların tahribi ile oluşturulmuştur. Bunlarda herhangi bir geçiş kolaylığı dikkate alınmamıştır. İzlerin uzunlukları menderesli olanlara oranla daha küçük, tünel genişlikleri ise fazladır. İç dolguları genellikle ikincil sparit olmakla beraber, mikritik dolgular ile ince kırıntılar da dolgu içlerinde görülür. Fransa'daki örnekler ile Türkiye'deki bazı örneklerde bu tip izlere rastlanılmaktadır. Fransa'daki örneklerde de bu tip izlerin olabileceği, ancak ondüleli izlerin olmadığı düşünülür. Çünkü, Fransa örneklerindeki tünel görünümleri menderesli gözükmemektedir. Bu tip izlerin yine parazitik formlar tarafından şekillendirildiği ve *Talpinella cunicularia* adındaki bir rotalid foraminifer tarafından oluşturulduğu tartışılmıştır (Baumfalk vd. 1982). Yine, bu tip izlerde de *Orbitoides* embriyonuna kadar ulaşım (Şekil 3), parazitik bireyin en içteki localara kadar ilerleme ve organizmanın ölümüne neden olma isteğinde olduğunu düşündürtmektedir.

Oyuk izler: Oyuklar şeklinde gelişen izlerin bazılarının mikro çatlak sistemi ve diyajenez ile ilişkilendirilebileceği ileri sürülebilir. Çünkü bu izlerdeki şekilsel görünüm düzensizdir. Oygu gibi gözükmemektedir. Bu nedenle hangilerinin parazit ya da hermit tip bir organizma tarafından oluşturulduğu bulgularla desteklenmelidir. Diğer izlere nazaran daha geniş olanları da bulunmaktadır. Bu izlerin bazılarının içleri, ortamdaki kırıntılı malzemeyle dolmuştur (Görmüş, 1996-1997).



Şekil 3. – (1, 1A) Menderesli izler ve ölçümleri (örnek: Osmaneli D 12),
- (2, 2A) Dairesel ve menderesli izler aynı birey içerisinde (örnek: Haymana 20),
- (3, 3A) Oyuk izler ve ölçümleri (örnek: Karadut A-B 15),
- (4, 5) Embriyon hedef alınmış dairesel iz (örnek: Osmaneli OSM 14.13), embriyondan geçmiş menderesli iz (örnek: Osmaneli 19.32).

Çizelge 1. İz tipleri ve yorumları (çizimler Görmüş 1996-1997, Görmüş ve Sagular, 1998; Görmüş ve Nielsen, 2006'den değiştirilerek alınmıştır).

Özellikler	**İz tipleri**		
	Menderesli	**Dairesel-Yarı dairesel**	**Oyuk**
İz adı ve şekli	*Maendropolydora osmaneliensis* Nielsen ve Görmüş, 2004 Kavkı içerisinde, çoğunlukla ekvatoral localarda ondüleli	? Kavkı içerisinde dairesel görünümlü, hedef embriyon	? Kavkı yüzeyinde ve içinde düzensiz şekilli
Uzunluk-genişlik	Çok uzun-dar tüneller	Geniş düzenli tüneller	Farklı görünümlü oyuk ve tüneller
Litoloji/A-B formu	Orta taneli kumtaşları, çoğunlukla iri *Orbitoides*'lerde	Kumtaşları, kırıntılı kireçtaşı	Kumtaşları, kırıntılı kireçtaşı
Örnek yerleri	Osmaneli, Haymana.	Osmaneli, Haymana, Hekimhan, KB Bolu	Osmaneli, Haymana, Hekimhan Karadut
YORUM	Parazit İz yapıcı: ?  u) Ondüleli izler. eq) Ekvatoral localar, l) Lateral localar. t) Tünel	Parazit- İz yapıcı: *Talpinella*  p) Parazitik form. em) Embriyon	Çoğu mikroçatlaklarla ilişkili, biraz düzenlileri hermit tip bir yaşamla ilişkili, kimyasal etki de söz konusu olabilir.  f) Foraminifer, lc) Lateral localar, c) Oyuk tünel, em) Embriyon

Çizelge 2. Örneklerdeki mizkroiz çeşitleri ve *Orbitoides* bireylerinin büyüklükleri.

Örnek Yeri	Örnek No	Cins/tür adı	Birey türü	Çap (mm)	İz tipi		
					Mende-resli	Dairesel-Yarı dairesel	Oyuk
ADIYAMAN Kahta-Çörtinek (300)	244	*Omphalocyclus macroporus*		3,74			◆
	214	*Omphalocyclus macroporus*		3,12			◆
	141	*Orbitoides medius*	B	10,5	?		◆
	137	*Orbitoides medius*	A	2,78			◆
	87	*Orbitoides medius*	B	6,0			◆
	67	*Orbitoides medius*	A	3,24			◆
	66	*Orbitoides medius*	A	3,59			◆
	4	*Orbitoides medius*	A	4,2			◆
Kahta-Salik	18	*Orbitoides medius*	A	3,82			◆
	5	*Orbitoides medius*	A	3,74			◆
	1	*Orbitoides medius*	A	3,28			◆
	SD 1	*Orbitoides medius*	A	3,75			◆
	13	*Orbitoides medius*	A	4,01	?		◆
Kahta 283	1	*Orbitoides medius*	A	3,47			◆
Karadut	6	*Orbitoides medius*	A	4,75	?		◆
	7	*Orbitoides medius*	A	3,87			◆
Salik ŞT W A	5	*Orbitoides medius*	A	4,32			◆
	7	*Orbitoides medius*	A	3,96			◆
	13	*Orbitoides medius*	A	2,92			◆
	20	*Orbitoides medius*	A	3,42			◆
Karadut A	2	*Orbitoides medius*	A	3,52			◆
Karadut A-B	2	*Orbitoides medius*	B	5,32			◆
	5	*Orbitoides medius*	A	4,9			◆
	15	*Orbitoides medius*	A	4,94			◆
	29	*Omphalocyclus macroporus*		3,07			◆
Osmaneli-D	12	*Orbitoides gruenbachensis?*	B	15,07	◆		
	24	*Orbitoides gruenbachensis*	A	6,6		◆	
	35	*Orbitoides gruenbachensis*	A	5,8			◆
Bilecik IV	10	*Orbitoides gruenbachensis*	A	8,1	◆		
ANKARA Haymana-10	19	*Orbitoides apiculatus*	A	7,9			◆
	25	*Orbitoides apiculatus*	A	7,5		◆	
	26	*Orbitoides apiculatus*	B	9,5		◆	
ANKARA Haymana YY	13	*Orbitoides apiculatus*	A	7,53			◆
	19	*Orbitoides apiculatus*	A	8,7			◆
	20	*Orbitoides apiculatus*	A	8,1	◆	◆	
Yeşilyurt SE-II	32	*Orbitoides apiculatus*	A	8,08			◆
	34	*Orbitoides apiculatus*	A	6,74			◆
	43	*Orbitoides* sp.	A	9,57			◆
Eski Kilyos yolu	43	*Orbitoides* sp.	A	6,06			◆

3.4. İzlerin Önemi ve Düşünceler

Yukarıda değinilen mikroiz verileri ışığında foraminiferlerin geçmiş yaşamlarını aydınlatmak, mikropaleontologları ilgilendirdiği kadar, ortamsal yoruma ve jeoloji tarihine önem veren diğer bilimcileri de ilgilendirmektedir. İzlerin Türkiye'nin değişik yerlerinde gözlenmiş olması ve bunların diğer ülkelerde de bulunması, foraminiferler üzerinde geniş bir coğrafyada parazitik yaşamın varlığını ortaya koymaktadır.

Belki de *Orbitoides* neslinin tükenme nedenlerinden biri olabileceği de düşünülebilir. Bununla birlikte, ne kadar bir toplulukta parazitik yaşam gözlenmiştir? Bütün topluluk bu parazit yaşamdan etkilenmiş midir? soruları birlikte değerlendirildiğinde, yalnızca en fazla %7-8 oranında bireyin bu tip izleri içermesi *Orbitoides*'ler için henüz biyolojik bir yok olumdan söz edilemeyeceğini belirtmektedir. Ayrıca, bireylerin ölümüne neden olan parazitik yaşamların örneği olarak verilen bu izlerdeki parazitik bireylerin hedefleri de dikkat çekicidir. Böylece, *Orbitoides* bireylerinin beyin kısımlarının (embriyonunun) tahribinin ne kadar önemli olduğu görülür. Kısacası, günümüz ve gelecek organizma yaşamlarının parazitik bir yaşamdan korunabilmesinin, beyin kısımlarının tahribinin olmaması gerekliliğini düşündürtmektedir. Ne kadar sürede parazitik yaşam gerçekleştirilmiştir? Tüm bireyler bundan etkilenebilir mi? Gelecek çalışmaların bu konularda olabileceği düşünülür.

4. SONUÇLAR

Bu çalışma ile, *Orbitoides* kavkılarının içlerinde ve üzerlerinde bulunan mikroizlere ait verilerin Türkiye'deki coğrafik yayılımının geniş olduğu belirtilmiş ve bunların parazitik yaşamı destekleyici örnekleri sunulmuş, ortamsal, mekansal ve biyolojik anlamda tartışılmıştır.

Orbitoides üzerindeki mikroizlerin, türler ve fosil toplulukları dikkate alındığında Kampaniyen - Maastrihtiyen zaman aralığında ve çoğunlukla Maastrihtiyen sonlarında etkili olduğu görülür. Özellikle Maastrihtiyen sonlarında mikroiz menderesli tiplerinin yaygınlığı dikkat çekicidir. Onduleli mikroizlerin çok sığ; dairesel, spiral tip izlerin resif çatısına yakın ya da resif önü çökellerinde geliştiği söylenebilir. Onduleli, dairesel ve spiral olabilen bazı izlerin parazitik, oyuk olan bazılarının hermit tip mikroorganizmalarca oyulduğu düşünülür. Parazitik formların besin alımı sonrasında konak yerini terk ettikleri söylenebilir. Çünkü, izlerden yalnızca bir kaçında tünel yapıcı organizmaya rastlanılmıştır.

Türkiye'de ilk kez embriyona kadar ilerlemiş bir parazitik form KB Bolu'dan (Görmüş ve Sagular, 1998) ve ondüleli mikroizler Osmaneli ve Hekimhan yörelerinden tesbit edilmiştir.

5. KAYNAKLAR

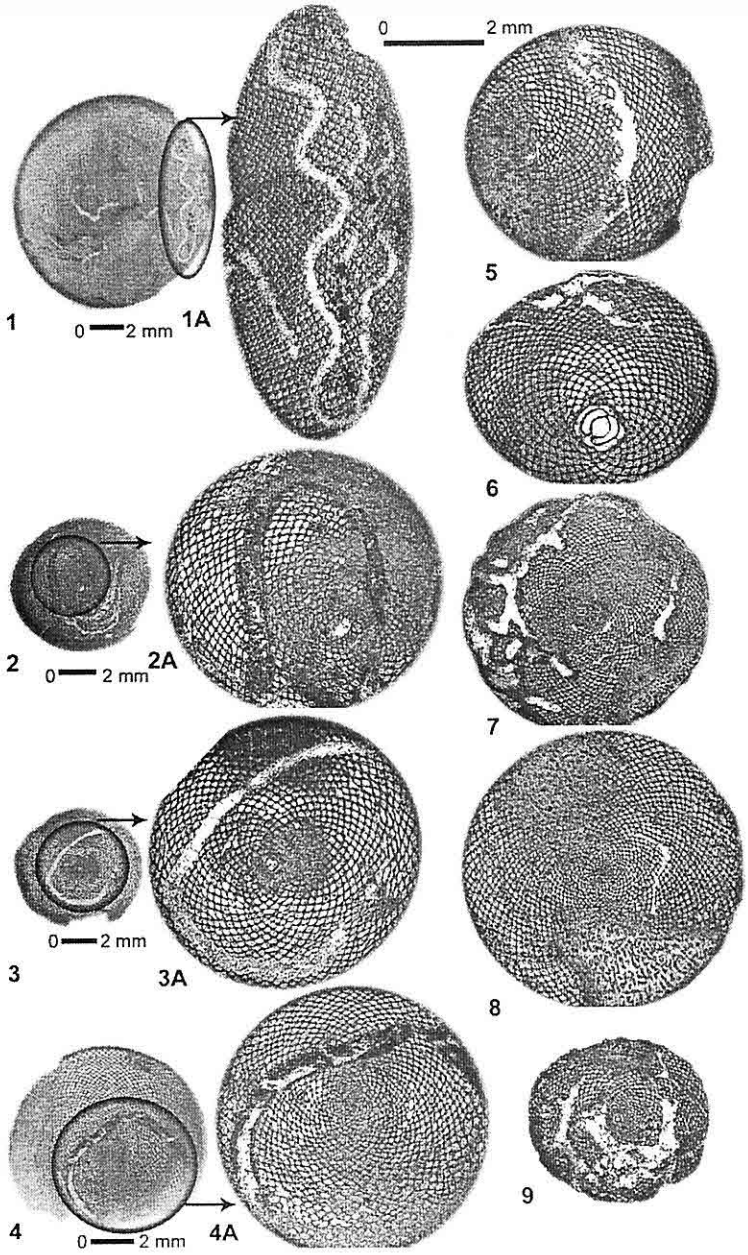
Aigner, T., 1985, Biofabrics as dynamic indicators in nummulite accumulations. Journal of Sedimentary Petrology 55 (1), 131-134.

LEVHA 1

1. Ondüleli iz içeren *Orbitoides gruenbachensis* bireyi (B bireyi), 1A) ayrıntılı görünüm, Osmaneli D 12.
2. İçi mikrit dolgulu, dairesel iz içeren *Orbitoides apiculatus* bireyi (A bireyi), 2A) ayrıntılı görünüm, Haymana YY20.
3. İçi sparitik dolgulu, dairesel iz içeren *Orbitoides apiculatus* bireyi (A bireyi), 3A) ayrıntılı görünüm, Haymana 10-25.
4. İçi mikrit ve sparit dolgulu, dairesel iz içeren *Orbitoides apiculatus* bireyi (B bireyi), 4A) ayrıntılı görünüm, Haymana 10-26
5. Oyuk şekilli iz içeren *Orbitoides* bireyi, Haymana YY 19.
6. Oyuk şekilli iz içeren *Orbitoides* bireyi, Osmaneli D 35.
7. Oyuk yada ondüleli iz içeren *Orbitoides* bireyi, Karadut A-B 15.
8. Oyuk iz içeren *Orbitoides* bireyi (B bireyi), Kahta, 300-141.
9. Oyuk iz içeren *Orbitoides* bireyi (A bireyi), Kahta, 300-214.

NOT: Ayrıntılı görünümler ile 5-9 numaralı görünümlerin ölçekleri üst kısımda çizgisel olarak belirtilmiştir.

LEVHA 1



Aigner, T., 1986, Biofabrics as dynamic indicators In Nummulitik Accumulations. Dıscussions. J. of Sedimentary Petrology, 56(2), 317-320.

Altınlı, E., 1973, Orta Sakarya jeolojisi: Cumhuriyetin 50. yılı, Yerbilimleri Kongresi, Tebliğler, MTA, Ankara, 159-191.

Arnold A.J., D'Escrivan F. and Parker, W.C., 1985, Predation and avoidance responses in the foraminifera of the Galapagos hydrotermal mounds. Journal of Foraminiferal Research, 15, 38-42.

Baumfalk, Y.A. and Nijholt, K.J., 1984, Talpinella and Orbitoides; 18 million years of close relationship between two foraminiferal genera. Journal of Foraminiferal Research, 14, 77-81, Washington, D.C.

Baumfalk, Y.A., Fortuin, A.R. and Mok, R.P., 1982, Talpinella cunicularia n. gen. n. sp., a possible foraminiferal parasite of Late Cretaceous Orbitoides: Journal of Foraminiferal Research, 12, 185-196.

Bromley, R.G., 1994, The palaeoecology of bioerosion. In Donovan, S.K. (ed.), The Palaeobiology of Trace Fossils, p.134-154. John Wiley ve Sons, Chichester.

Çoruh, T., Yakar, H. and Ediger, V.Ş., 1997, Güneydoğu Anadolu Bölgesi otokton istifinin biyostratigrafisi: Türkiye Petrolleri A. O. Araştırma Merkezi Başkanlığı Eğitim Yayınları, Ankara 30, 510 s.

Görmüş, M., 1990, Stratigraphy and foraminiferal micropaleontology of Upper Cretaceous in Hekimhan, NW Malatya, Turkey. PhD Thesis, University of Hull, England, 429 p.

Görmüş, M., 1992, Hekimhan (KB Malatya, Türkiye) yöresindeki istiflerin biyostratigrafik incelemesi. Türkiye Jeoloji Kurultayı Bülteni, 7, 179-191.

Görmüş, M., 1996, Orbitoides'lerde fosilleşmeye Hekimhan (KB Malatya) ve Darende'den (B Malatya) örnekler. SDÜ, IX. Mühendislik Sempozyumu, 29-31 Mayıs 1996, Jeoloji Mühendisliği Seksiyonu, 21-28, Isparta.

Görmüş, M. 1996-1997, Osmaneli (Bilecik) yöresindeki Orbitoides'lerde fosilleşme ve mikroiz aktivite. İstanbul Üniv. Mühendislik Fak. Yerbilimleri Dergisi, 10, 47-58

Görmüş, M. and Sagular, E.K., 1998, Microboring activity in Orbitoides accumulations from Turkey. Israel Journal of Earth Science, 47, 61-67, Jerusalem.

Görmüş, M. and Nielsen, J.K. 2006. Borings in large benthic foraminifers from Turkey and their palaeoenvironmental significance. Journal of Foraminiferal Research (submitted).

Hallock, P., 2000, Symbiont-bearing foraminifera: harbingers of global change?. Micropaleontology, 46 (1), 95-104.

Hallock, P. and Talge, H.K., 1994 A predatory foraminifer, Floresina amphiphaga sp., from the Florida Keys. Journal of Foraminiferal Research, 24, 210-213.

Meriç, E. and Görmüş, M., 2001, The genus "Loftusia" Micropaleontology, Micropaleontology press, supplement 1, New York, 71 p.

Nielsen, K.S.S., 1998, Micro-scale test

penetration of the modern foraminifera, a global phenomenon?. In Longoria J.F. and Gamper M.A. (eds.), International Symposium of Foraminifera, Forams'98, Proceedings of the Meeting and Abstracts with Programs, Sociedad Mexicana de Paleontologia, Special Publication, 72-73.

Nielsen, K.S.S., 1999, Foraminiferivory revisted: a preliminary investigation of holes in foraminifera. Bulletin of the Geological Society of Denmark, 45, 139-142.

Nielsen, K.S.S. and Nielsen, J.K., 2001, Bioerosion in Pliocene to Late Holocene tests of benthic and planktonic forominiferans, with a revision of the ichngenera Oichnus and Tremichnus. Ichnos, 8, 99-116, London.

Nielsen, J.K. and Görmüş, M., 2004, Ichnotaxonomy and Ethology of borings in shalow-marine benthic foraminifers from the Maastrichtian and Eocene of Northwestern and Southwestern Turkey. Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia, 110 (2), 493-501.

Özcan, E. and Altıner - Özkan, S., 1997, Late Campanian – Maastrichtian evolution of orbitoidal foraminifera in Haymana Basin succession (Ankara, Central Turkey). Revue Paléobiologie, Genève, 16 (1), 271-290.

Sliter, W.V., 1971, Predation on benthic foraminifers. Journal of Foraminiferal Research, 1, 20-29.

Vénéc-Péyré, M.T., 1996, Bioeroding foraminifera: a review. Marine Micropaleontology, 28: 19-30.

YERBİLİMLERİ GEOSOUND | HAZİRAN JUNE 2005 | SAYI NO 46 | ISSN 1019-1003

DOĞU TOROSLAR'DA DEVONİYEN-KARBONİFER GEÇİŞİNİ BELGELEYEN BRACHIOPODA FAUNASI (SAİMBEYLİ-ADANA)

Gonca NALCIOĞLU
ME.Ü., Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Mersin/Türkiye
Ümit ŞAFAK
Ç.Ü., Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Adana/Türkiye

ÖZET : *Doğu Toroslar'da Saimbeyli (Adana) ilçesinin Naltaş ve Himmetli Köyleri civarındaki bu çalışmada, Devoniyen-Karbonifer geçişi brachiopod faunasına dayalı olarak incelenmiştir. Anadolu'da ilk defa ayrıntılı olarak çalışılan bu geçişte, kronostratigrafik öneme sahip olan brachiopod faunası zengin çeşitlilik ve bolluğu ile dikkat çekicidir. Genel olarak kumlu-killi kireçtaşları, marn ve şeyl ardalanmasından oluşan Ziyarettepe formasyonu içerisinde üç stratigrafi kesiti ölçülmüştür. Derlenen brachiopod faunasındaki; Mesoplica praelonga (Sowerby), Nigerinoplica parva Pushkin, Atyhris sulcifera Nalivkin, Athyris hirsuta, Cyrtospirifer sp., Schizophoria impressa (Hall), Megalopterorhynchus chanackiensis (Abramian), Prospira struniana (Gosselet), Prospira lapparenti Brıce, Evanescirostrum seversoni (McLaren), Centrorhynchus charakensis (Brice), Centrorhynchus turanica (Romanovski), Aulacella interlineata (Sowerby), Cleiothyridina coloradensis (Girty), Paurogastroderhynchus cf. nalivkini (Abramian), Whidbornella pauli Goldring, Araratella sp., Eobrachythyris cf. proovalis Brice, Dichospirifer anatolicus Plodowski, Toryniferella echinulata Brice, Kahlella cf. meyendorffi Legreand-Blain topluluğu Geç Devoniyen (Fameniyen)'i belirlerken, Rugosochonetes sp., Marginatia burlingtonensis (Hall), Rhipidomella michelini (Leveille), Unispirifer tornacensis (DeKoninck), Antinoconchus lamellosus (Leveille), Syringothyris hannibalensis (Swallow), Dictyoclostus sp., Pustula sp. topluluğu Erken Karbonifer yaşını belirlemiştir. Bu topluluklar bölgenin doğusundaki İran, Afganistan, Rusya ve batısındaki Fas, Cezayir, Fransa, Belçika ve Polonya'daki benzer çalışmalar ile karşılaştırılmış ve ortak türler olduğu saptanmıştır.*

BRACHIOPODA FAUNA FROM THE DEVONIAN-CARBONIFEROUS TRANSITION IN THE EASTERN TAURIDES (SAİMBEYLİ-ADANA)

ABSTRACT : *In this study, the Devonian-Carboniferous transition and brachiopoda fauna in the transition have been examined around Naltaş and Himmetli villages in the Eastern Taurides (Saimbeyli-Adana). The brachiopoda fauna of the transition, firstly determined from Anatolia, is very rich in diversity and abundance. In Ziyarettepe formation which is consist of mainly an alternation of sandy-clayey limestones, marls and shales, were measured three stratigraphic sections and collected*

brachiopoda specimens. In this fauna, the Late Devonian (Famennian) assemblage comprises Mesoplica praelonga (Sowerby), Nigerinoplica parva Pushkin, Atyhris sulcifera Nalivkin, Athyris hirsuta, Cyrtospirifer sp., Schizophoria impressa (Hall), Megalopterorhynchus chanackiensis (Abramian), Prospira struniana (Gosselet), Prospira lapparenti Brıce, Evanescirostrum seversoni (McLaren), Centrorhynchus charakensis (Brice), Centrorhynchus turanica (Romanovski), Aulacella interlineata (Sowerby), Cleiothyridina coloradensis (Girty), Paurogastroderhynchus cf. nalivkini (Abramian), Whidbornella pauli Goldring, Araratella sp., Eobrachythyris cf. proovalis Brice, Dichospirifer anatolicus Plodowski, Toryniferella echinulata Brice, Kahlella cf. meyendorffi Legreand-Blain, while the Early Carboniferous assemblage includes Rugosochonetes sp., Marginatia burlingtonensis (Hall), Rhipidomella michelini (Leveille), Unispirifer tornacensis (DeKoninck), Antinoconchus lamellosus (Leveille), Syringothyris hannibalensis (Swallow), Dictyoclostus sp., Pustula sp.. These assamblages correspond to those of Iran, Afghanistan, Russia, Morocco, Algeria, France, Belgique and Poland.

1. GİRİŞ

İnceleme alanı, Doğu Toros kuşağında, Saimbeyli (Adana) yöresinde, Elbistan L36 d4 ve Gaziantep M36 a4 paftalarında yer almaktadır (Şekil 1). Çalışmanın amacı Doğu Toroslar'da Devoniyen-Karbonifer tedrici geçişini brachiopoda faunasına dayalı olarak incelemektir. Bu amaçla seçilen yerlerde, Ziyarettepe formasyonu içerisinde üç adet stratigrafi kesiti ölçülmüş ve brachiopod faunasının zengin olduğu seviyelerden örnekler derlenmiştir.

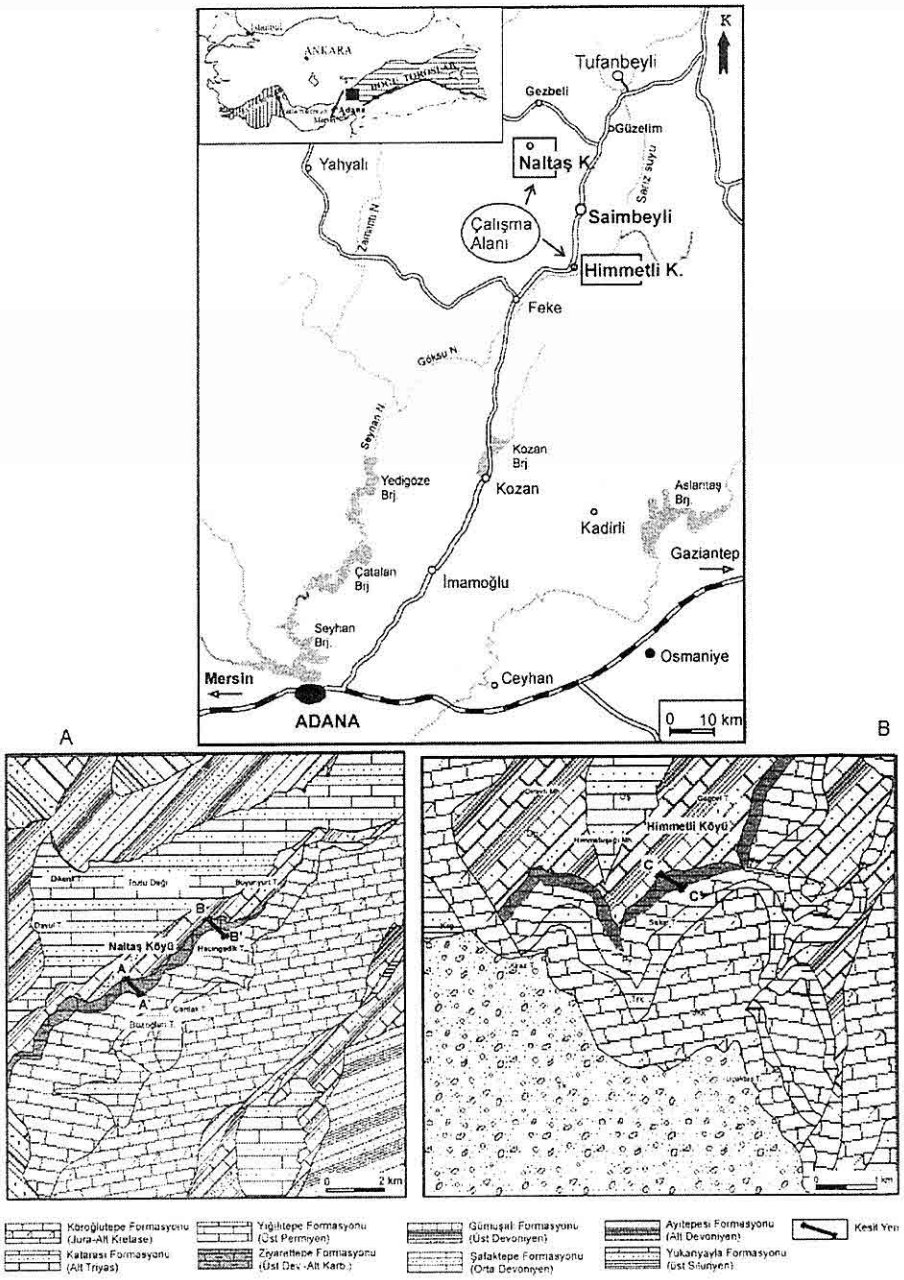
Geyikdağı Birliği (Özgül, 1976) içinde yer alan bölgede ve yakın çevresinde daha önce Blumenhtal (1944), Baykal (1944), Ünsalaner (1945), Yalçınlar (1955), Abdüsselamoğlu (1959), Demirtaşlı (1967), Özgül ve diğ. (1972), Özgül (1976), Ayhan ve İplikçi (1978), Metin ve diğ. (1982 ve 1993), Metin (1984), Tutkun (1984) genel jeoloji ve stratigrafi amaçlı çalışmalar yapmışlardır.

2. MATERYAL ve YÖNTEM

Brachiopod örnekleri Naltaş, Kocabelenidere ve Himmetli ölçülü stratigrafi kesitlerinden sağlanmıştır. Yumrulu kumlu-killi kireçtaşları ve marnlar içerisinden alınan çok sayıda brachiopod örneği ile birlikte trilobit, anthozoa ve krinoid örnekleri bulunmuştur. Özellikle kumlu seviyelerden daha bol ve çeşitli, iyi korunmuş tane örnekler elde edilirken, killi seviyelerde kayaç içerisine kısmen gömülü şekildeki brachiopodlar alınmış ve tür tayinleri yapılmıştır. Ayrıca Kocabelenidere kesitinde konodont tayini için kayaç örnekleri alınmıştır.

3. STRATİGRAFİ

Çalışma alanının içinde bulunduğu Doğu Toros Kuşağında genelde tortul



Şekil 1. Çalışma alanı yer bulduru ve jeoloji haritası (Metin ve diğ. 1993'den değiştirilerek alınmıştır).

kayaçlar egemendir. Bölgede Paleozoyik'ten Senozoyik sonuna kadar tüm sistemler yer almaktadır. Otokton olarak kabul edilen bu tortul kaya topluluğu Özgül (1976) tarafından "Geyikdağı Birliği" olarak tanımlanmıştır. Toros Dağ Kuşağının uzun ekseni boyunca uzanan birlik, Güneydoğu Anadolu'da kıvrımlı bir bant oluşturur. Batıdan doğuya doğru; Beydağları, Sultandağı, Amanos Dağı, Geyikdağı, Hadim-Bozkır, Ovacık (Silifke), Aladağ doğusu, Feke, Saimbeyli, Tufanbeyli, Sarız ve Munzur dağları dolaylarında yaygındır (Özgül, 1976). Tufanbeyli Otokton İstifi (Metin ve diğ.,1993) ismi ile de kaynaklarda yer alan bu istif Kambriyen-Tersiyer arasında hemen hemen kesintisiz çökelmiş kırıntılılar ve karbonat içeren platform tipi çökellerden oluşur. Bütün bu uzun tortulaşma sürecinde sürekli epirojenizma egemen olduğundan yersel diskordanslar oluşmuştur.

3.1. Ziyarettepe Formasyonu

İlk kez Demirtaşlı (1967) tarafından, Sarız (Kayseri) ilçesine bağlı Gümüşali köyünün KB'sında Ziyaret Tepe'sinde bulunan kireçtaşları için "Ziyarettepe Kalkeri" olarak tanımlanmış ve adlandırılmıştır. Daha sonra yörede kireçtaşından başka birimler de saptanmış ve ismi Ziyarettepe formasyonu olarak değiştirilmiştir (Özgül ve diğ., 1972).

Çalışma alanında, Naltaş Köyü yakınında GB-KD uzanımlı (Şekil 1A), Himmetli Köyü güneyinde ise D-B uzanımlı ince bir şerit (Şekil 1B) olarak yüzeylenmektedir Ölçülen stratigrafi kesitlerden, Kocabelenidere ölçülü stratigrafi kesiti bu formasyonun özelliklerini en iyi yansıtan bir referans kesit niteliğindedir.

Genel litolojisi kireçtaşı, şeyl, marn ardalanmasından oluşan formasyon inceleme alanında, yumrulu kumlu-killi kireçtaşı, şeyl ve marn ardalanması ile başlar. Bunların üzerine çok ince tabakalı plaket kireçtaşları ve kalın tabakalı kireçtaşı, şeyl ardalanması gelir. Litolojik özelliği ve makrofosil içeriğine göre sığ, neritik bir şelf ortamında çökelmiş olan formasyon Üst Devoniyen Gümüşali formasyonunu uyumlu olarak üzerler ve Üst Permiyen Yığılıtepe formasyonu tarafından uyumsuz olarak üzerlenir. Bölgede her yerde görülmez, Üst Devoniyen tortuları üzerine doğrudan Üst Permiyen tortuları gelir. Tip kesitinde 282 m olan kalınlığı, inceleme alanında, Kocabelenidere stratigrafik kesitinde 200 m ölçülmüştür.

Formasyon Orta Toroslar'da, Silifke yöresindeki Alt Karbonifer yaşlı Korucuk formasyonu (Özalp, 1999) ve Aydıncık kuzeybatısındaki Dikenlidere formasyonu (Gürçay, 1998) ile litolojik özelliği ve kısmen benzer olan fosil içeriği ile deneştirilebilir niteliktedir.

Fosil içeriği ve yaş : Makro ve mikrofosil bakımından zengin içeriğe sahip olan formasyon brachiopodların yanısıra bolca trilobit, mercan, krinoid, miospor, konodont ve ostracod örnekleri içermektedir. Özellikle yumrulu kireçtaşı-marn-şeyl ardalanmalı seviyeler çok bol brachiopod, trilobit ve mercan örnekleri ile

tipiktir.

Önceki çalışmalarda Alt Karbonifer olarak verilen formasyonun yaşı bu çalışmada saptanan brachiopod türlerine dayanılarak Üst Devoniyen (Fameniyen) – Alt Karbonifer olarak düzeltilmiştir.

4. ÖLÇÜLÜ STRATİGRAFİ KESİTLERİ

4.1. Naltaş Ölçülü Stratigrafi Kesiti (AA')

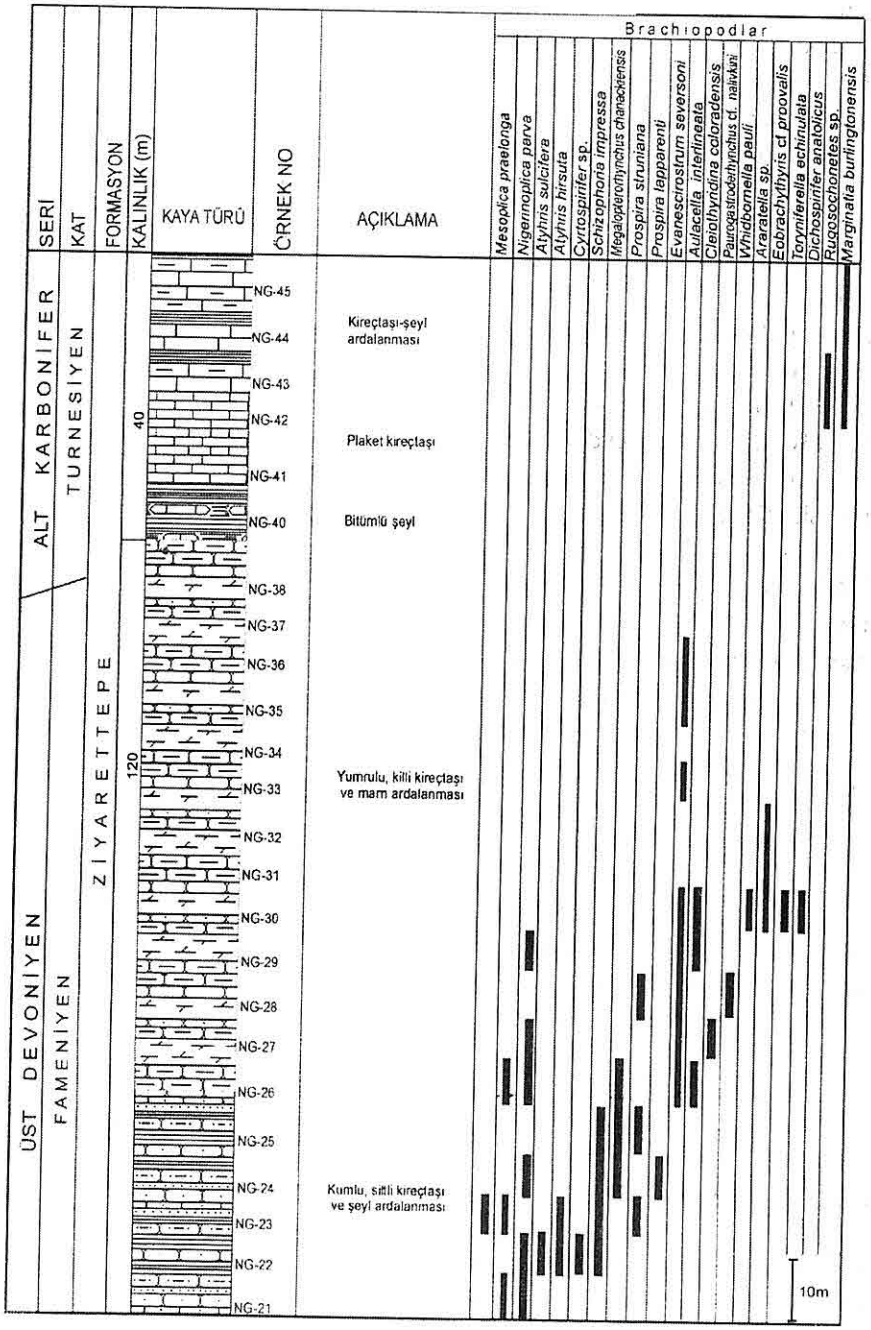
Kesit Elbistan L36-d4 paftasında, Naltaş köyünün 1 km kuzeydoğusunda yer almaktadır (Şek. 1A). Kalınlığı 160 m olan kesit, X1: 36º 04' 05", Y1: 38º 05' 10" başlangıç ve X2: 36º 04' 15", Y2: 38º 04' 30" bitiş koordinatları arasında ölçülmüştür.

Tabanda sarı-gri renkli, orta tabakalı kumlu kireçtaşı ve siyah renkli şeyl ardalanması ile başlayan kesit yumrulu görünümü ile dikkat çeken, koyu gri renkli, ince-orta tabakalı killi kireçtaşları ve gri renkli, dağılgan marn ardalanması ile devam eder (Şekil 2). Bol brachiopod, trilobit ve mercan içeren bu seviyelerde saptanan brachiopod topluluğu; *Mesoplica praelonga* (Sowerby), *Nigerinoplica parva* Pushkin, *Atyhris sulcifera* Nalivkin, *Athyris hirsuta*, *Cyrtospirifer* sp., *Schizophoria impressa* (Hall), *Megalopterorhynchus chanackiensis* (Abramian), *Prospira struniana* (Gosselet), *Prospira lapparenti* Brıce, *Evanescirostrum seversoni* (McLaren), *Aulacella interlineata* (Sowerby), *Cleiothyridina coloradensis* (Girty), *Whidbornella pauli* Goldrıig, *Araratella* sp., *Paurogastroderhynchus* cf. *nalivkini* (Abramian), *Eobrachythyris* cf. *proovalis*, *Toryniferella echinulata* Brice, *Dichospirifer anatolicus* Plodowski Üst Devoniyen (Fameniyen)'i belirler. Bu ardalanmanın üzerinde, ince kireçtaşı mercekleri içeren siyah, bitümlü şeyl ve koyu gri-siyah renkli, çok ince tabakalı, killi plaket kireçtaşları bulunur. Çok az fosil içeren bu birimin üzerinde sarı-gri renkli, kalın tabakalı killi kireçtaşları ve siyah şeyl ardalanması yeralır. Bu seviyede bulunan *Rugosochonetes* sp. ve *Marginatia burlingtonensis* (Hall) türleri de Erken Karbonifer (Turnesiyen)'i belirlemiştir.

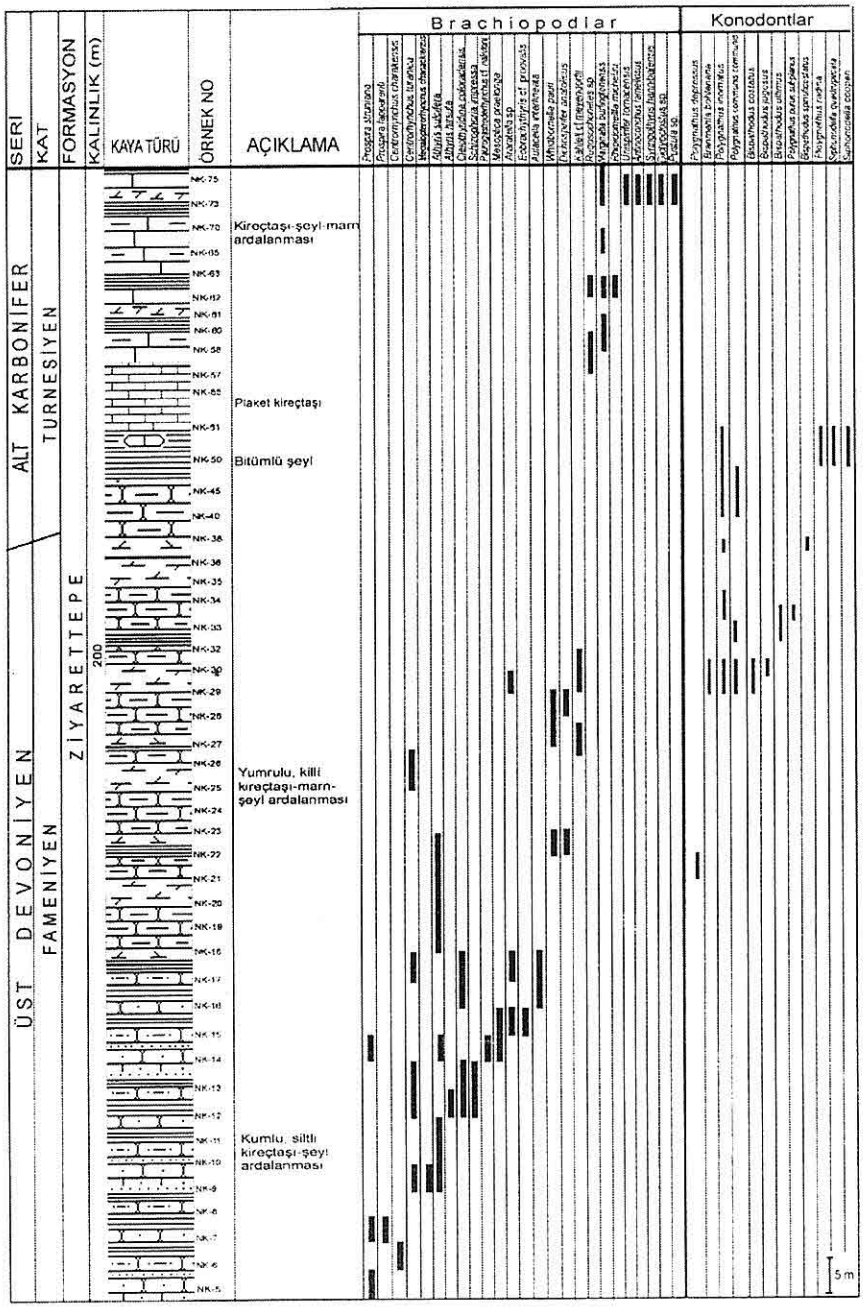
4.2. Kocabelenidere Ölçülü Stratigrafi Kesiti (BB')

Naltaş köyünün güneyinde Kocabelenidere vadisi içinde yer alan, kalınlığı 200 m olan kesit, Elbistan L36-d4 paftasında (Şekil 1A), X1: 38º 04' 30", Y1: 36º 02' 45" koordinatları ile başlar ve X2: 38º 03' 45", Y2: 36º 03' 00" koordinatlarında sona erer.

Ziyarettepe formasyonunun tamamını temsil eden kesit, sarı-gri, orta tabakalı kumlu kireçtaşı ve siyah renkli, dağılgan şeyl ardalanmasıyla başlar (Şekil 3). Bunun üzerinde koyu gri-kül renkli, yumrulu killi kireçtaşı, koyu gri renkli marn ve yer yer şeyl ardalanması bulunur. Zengin fosil içeriğine sahip bu seviyelerde bulunan brachiopod topluluğundaki; *Prospira struniana* (Gosselet), *Prospira lapparenti* Brice, *Centrorhynchus charakensis* (Brice), *Centrorhynchus turanica* (Romanovski), *Megalopterorhynchus chanackiensis*



Şekil 2. Naltaş ölçülü stratigrafi kesitindeki brachiopoda türlerinin yayılımı.



Şekil 3. Kocabelenidere ölçülü stratigrafi kesitindeki brachiopoda ve konodont türlerinin yayılımı.

(Abramian), *Atyhris sulcifera* Nalivkin, *Atyhris hirsuta*, *Cleiothyridina coloradensis* (Girty), *Schizophoria impressa* (Hall), *Paurogastroderhynchus* cf. *nalivkini* (Abramian), *Mesoplica praelonga* (Sowerby), *Eobrachythyris* cf. *proovalis* (Brice), *Aulacella interlineata* (Sowerby), *Whidbornella pauli* Goldring, *Dichospirifer anatolicus* Plodowski, *Kahlella* cf. *meyendorffi* Legrand-Blain türleri Geç Devoniyen (Fameniyen)'i belirler. Kesit, kireçtaşı bantları içeren koyu gri renkli bitümlü şeyller ve çok ince tabakalı, koyu gri-siyah renkli, killi plaket kireçtaşları ile devam eder. Makrofosil bulunmayan bu seviye üzerine gelen gri-bej renkli, kalın tabakalı kireçtaşı, siyah şeyl ve koyu gri marn ardalanması ile kesit son bulur. Bu seviyede bulunan; *Rugosochonetes* sp., *Marginatia burlingtonensis* (Hall), *Rhipidomella michelini* (Leveille), *Unispirifer tornacensis* (DeKoninck), *Antinoconchus lamellosus* (Leveille), *Syringothyris hannibalensis* (Swallow), *Dictyoclostus* sp. ve *Pustula* sp. brachiopod türleri Erken Karbonifer (Turnesiyen)'i belirlemiştir.

4.3. Himmetli Ölçülü Stratigrafi Kesiti (CC')

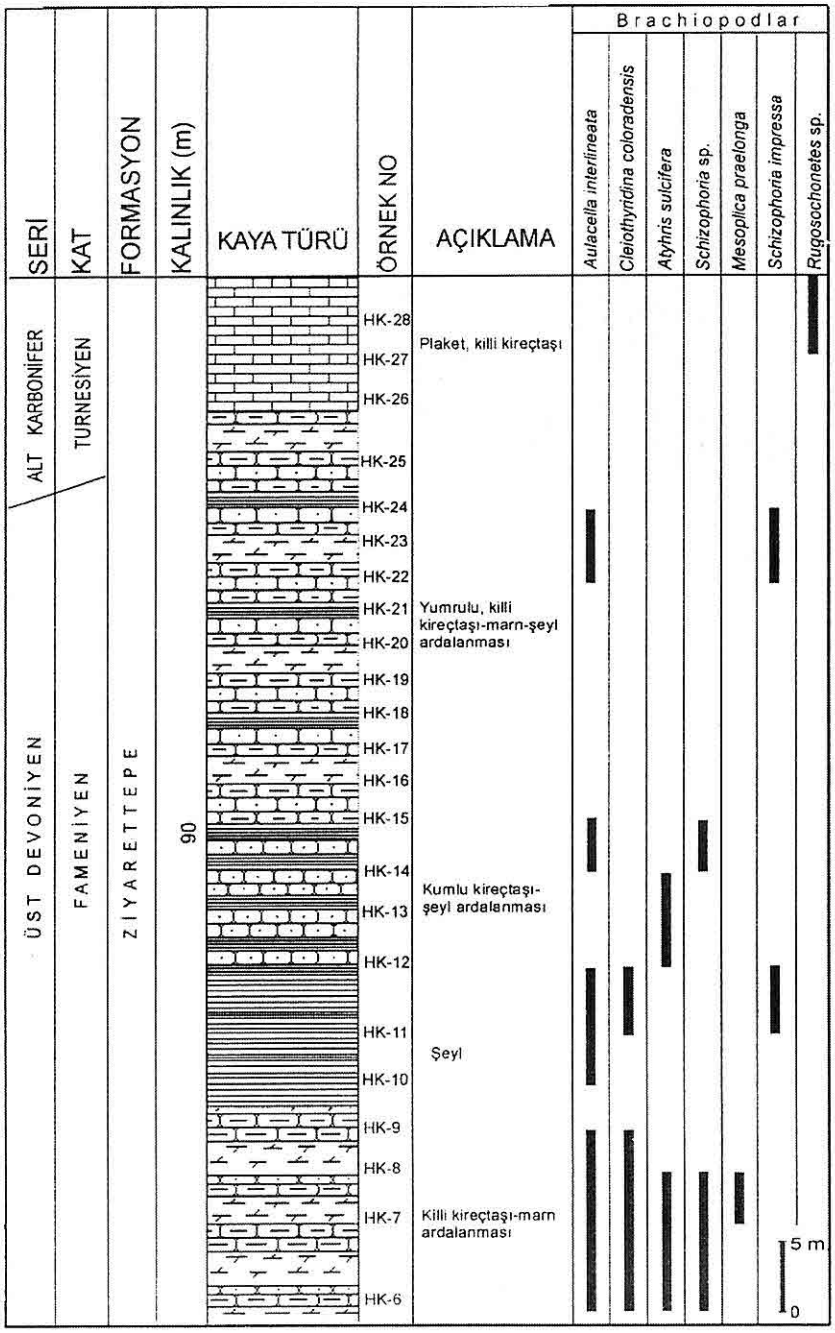
Gaziantep M36-a4 paftasında, Himmetli köyünün güneyinde (Şekil 1B), Karaağaç deresi vadisinde, X1: 36° 03′ 45″, Y1: 37° 07′ 40″ başlangıç ve X2: 36° 04′ 15≤, Y2: 37° 07′ 30″ bitiş koordinatları arasında ölçülmüş olan kesit 90 m. kalınlığındadır.

Tabanda sarımsı-gri renkli, yumrulu killi kireçtaşı ve yeşil-gri renkli marn ardalanması ile başlar (Şekil 4). Özellikle marnların bol brachiopod ve krinoid içerdiği bu seviye üzerinde yeşil renkli kalın bir şeyl seviyesi bulunur. Bunları tekrar yumrulu killi-kumlu kireçtaşı, şeyl ve marn ardalanması izler. Burada saptanan brachiopod örnekleri; *Aulacella interlineata* (Sowerby), *Cleiothyridina coloradensis* (Girty), *Athyris sulcifera* Nalivkin, *Schizophoria* sp., *Mesoplica praelonga* (Sowerby), *Schizophoria impressa* (Hall) Geç Devoniyen (Fameniyen)'i belirlerken, en üstteki koyu gri-siyah renkli, ince tabakalı plaket kireçtaşları içindeki *Rugosochonetes* sp. Erken Karbonifer (Turnesiyen) yaşını vermektedir.

5. BRACHIOPOD TOPLULUKLARI VE DAĞILIMI

Ölçülü kesitlerden sağlanan brachiopod faunası, çalışma alanının yakın çevresindeki benzer faunalarla karşılaştırıldığında, özellikle Afganistan ve İran'daki faunalarla çok sayıda ortak türler içerdiği görülmüştür (Çizelge 1).

Dünyada Devoniyen-Karbonifer geçişinin ayrıntılı kronostratigrafisi temelde konodont biostratigrafisi üzerine kurulmuş ve Ammonoidea, Foraminifera, Ostracoda ve Miosporlarla deneştirilmiştir. Ancak Toroslar gibi brachiopod bakımından çok zengin bölgelerde yerel de olsa brachiopodlara dayalı bir stratigrafinin mümkün olabileceği görülmüştür. Çalışmada ölçülen kesitlerde, yumrulu kireçtaşı ve marn ardalanmalı seviyeler içinde bol bulunan brachiopodlar, bitümlü siyah

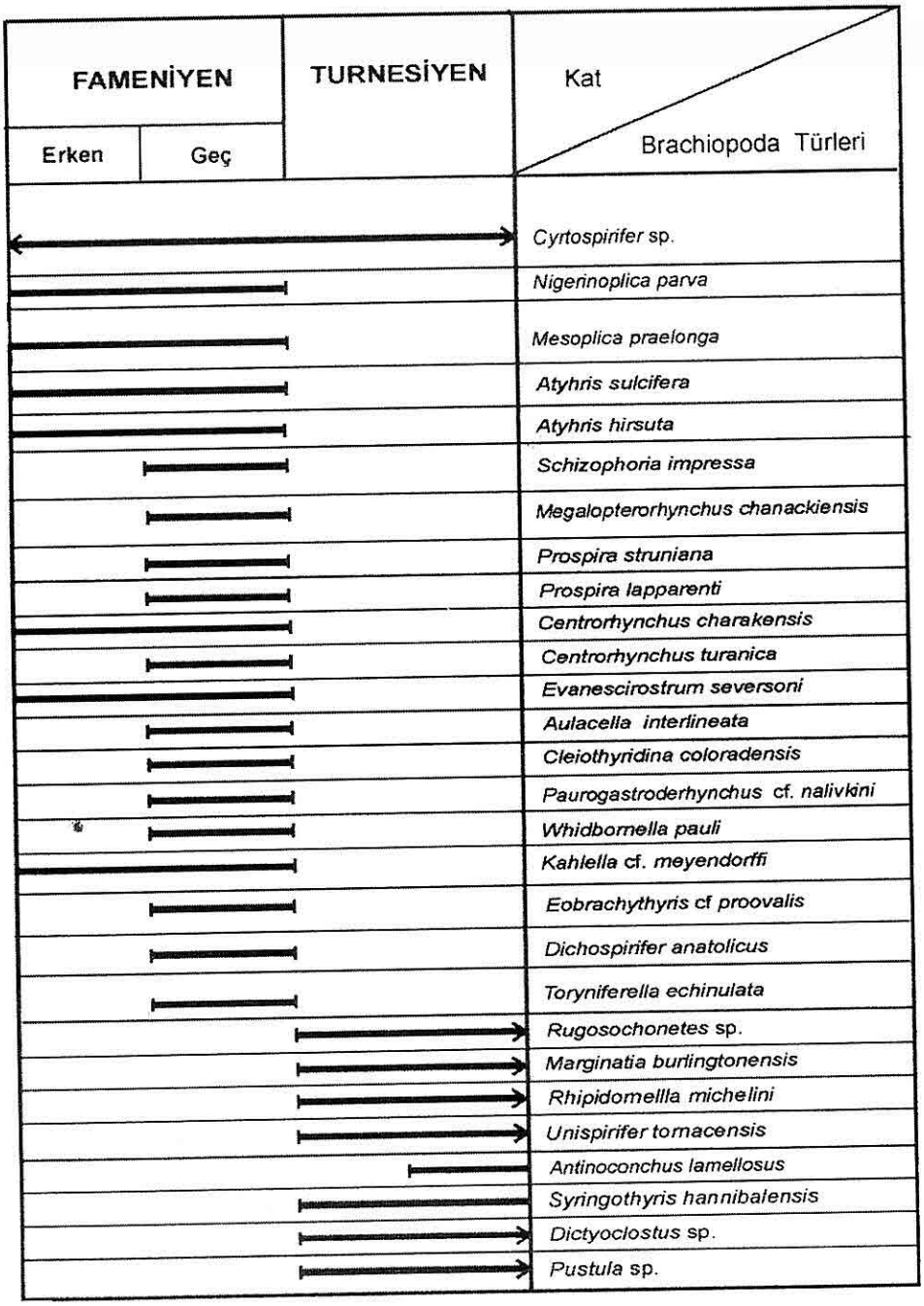


Şekil 4. Himmetli ölçülü stratigrafi kesitindeki brachiopoda türlerinin yayılımı.

Çizelge 1. Çalışma alanında saptanan brachiopoda türlerinin paleocoğrafik yayılımları.

FAS-CEZAYİR	FRANSA	BELÇİKA	POLONYA		BU ÇALIŞMA	İRAN			AFGANİSTAN		RUSYA	
Legrand-Blain 1994-1995	Brice 1997	Simakov 1984	Matyja 1975-76	Balinski 1995		Djfarian&Brice 1973	Brice ve ark. 1974&1978	Brice 1999	Brice 1971	Brice&Farsan 1977	Rzhonitskaya 1988	Pushkin 1986
					Schizophoria impressa (Hall,1867)	X			X			
			X		*Aulacella interlineata* (Sowerby,1840)	X	X		X	X		
			X		*Rhipidomella michelini* (L'eveille,1835)		X					
					Rugosochonetes sp.							
X					*Kahlella* cf. *meyendorffi* Legrand-Blain,1995							
X		X	X		*Whidbornella pauli* Goldring,1957							
X			X	X	*Mesoplica praelonga* (Sowerby,1840)	X	X			X		
					Nigerinoplica parva Pushkin,1986						X	X
					Pustula sp.							
					Marginatia burlingtonensis (Hall)							
					Dictyoclostus sp.							
					Centrorhynchus charakensis (Brice,1967)		X	X	X	X		
					Centrorhynchus turanica (Romanowski,1840)				X			
				X	*Evanescirostrum seversoni* (McLaren,1954)				X			
					Megalopterorhynchus chanakchiensis (Abramian,1954)	X	X		X			
					Paurogastroderhynchus cf. *nalivkini* (Abramian,1957)							
				X	*Athyris sulcifera* Nalivkin,1937							
					Cleiothyridina coloradensis (Girty,1900)	X	X		X			
					Antinoconchus lamellosus (Leveille,1835)							
					Syringothyris hannibalensis (Swallow)							
					Dichospirifer anatolicus Plodowski,1994							
	X				*Prospira struniana* (Gosselet,1879)				X			
X					*Prospira lapparenti* Brice,1999	X		X	X			
					Eobrachythyris cf. *proovalis* Brice,1971							
X		X	X		*Unispirifer tornacensis* (DeKoninck,1887)							
			X		*Toryniferella echinulata* Brice,1971	X	X	X	X	X		

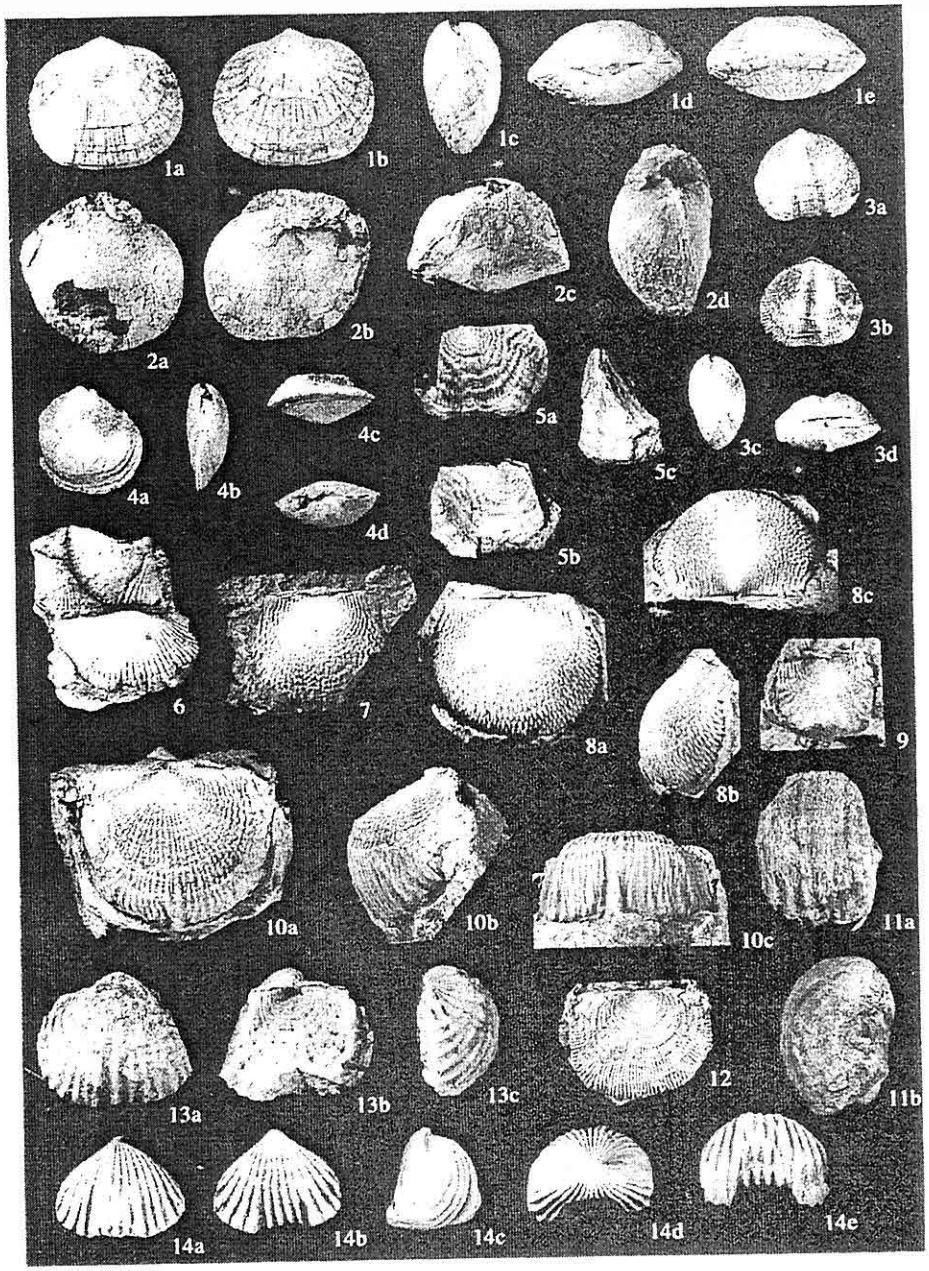
Çizelge 2. Bu çalışmada saptanan brachiopoda türlerinin kronostratigrafik yayılımları.



LEVHA I

Şekil 1a-d. *Schizophoria impressa* (Hall, 1867)
a-karın kapak, b- sırt kapak, c-yan, d- önden görünümü x 1
Şekil 2 a-d. *Aulacella interlineata* (Sowerby, 1840)
a-karın, b- sırt, c- arka, d- yandan görünümü x 1,2
Şekil 3a-d. *Rhipidomella michelini* (L'eveille, 1835)
a-karın kapak, b- yan, c-ön, d-arkadan görünümü x 1
Şekil 4. *Rugosochonetes* sp. x 3
Şekil 5. *Kahlella* cf. *meyendorffi* Legrand-Blain, 1995 x 1
Şekil 6. *Marginatia burlingtonensis* (Hall) x 1
Şekil 7. *Whidbornella pauli* Goldring, 1957 x 1
Şekil 8a-b. *Mesoplica praelonga* (Sowerby, 1840)
a-karın kapak, b- yandan görünümü x 1
Şekil 9 a-c. *Nigerinoplica parva* Pushkin, 1986
a- karın kapak, b-sırt kapak, c- yandan görünümü x 1,5
Şekil 10a-e. *Centrorhynchus turanica* (Romanowski, 1880)
a-karın kapak, b- sırt kapak, c- yan, d- arka, e- önden görünümü x 1,3

LEVHA I


1a
1b
1c
1d
1e
2a
2b
2c
2d
3a
3b
3c
3d
4a
4b
4c
4d
5a
5b
5c
6
7
8a
8b
8c
9
10a
10b
10c
11a
11b
12
13a
13b
13c
14a
14b
14c
14d
14e

LEVHA II

Şekil 1a-c. *Centrorhynchus charakensis* (Brice, 1967)
a-karın kapak, b- sırt kapak, c- yandan görünümü x 2

Şekil 2a-b. *Araratella* sp.
a-karın kapak, b- yandan görünümü x 1

Şekil 3. *Pustula* sp. x 1

Şekil 4. *Dictyoclostus* sp. x 1

Şekil 5a-c. *Megalopterorhynchus chanakchiensis* (Abramıan, 1954)
a-karın kapak, b- sırt kapak, c- önden görünümü x 1

Şekil 6a-b. *Evanescirostrum seversoni* (McLaren)
a-karın kapak, b- sırt kapak görünümü x 1

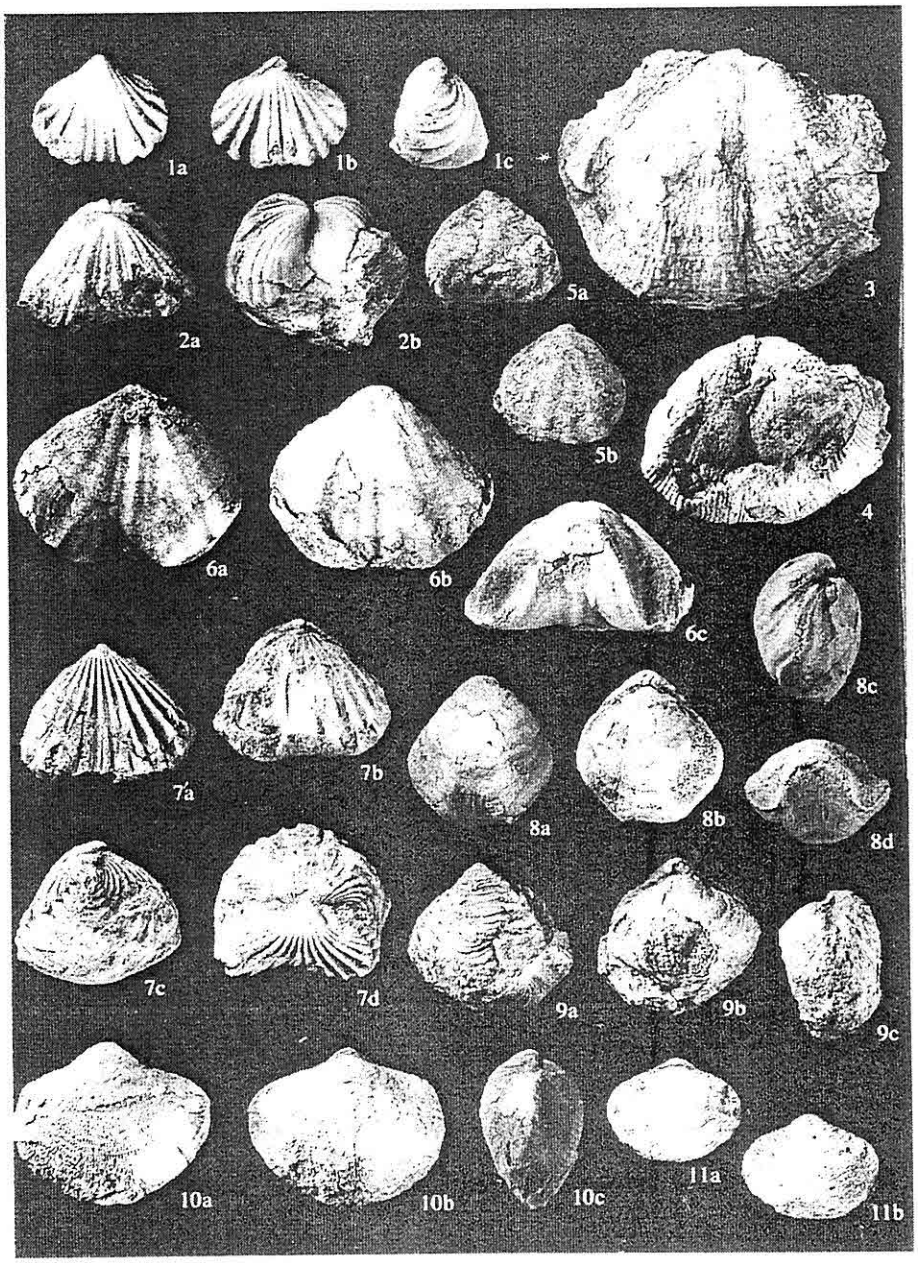
Şekil 7a-d. *Paurogastroderhynchus* cf. *nalivkini* (Abramian, 1957)
a-karın kapak, b- sırt kapak, c- yan, d- arkadan görünümü x 1,5

Şekil 8a-d. *Athyris sulcifera* Nalivkin, 1957
a-karın kapak, b- sırt kapak, c- yan, d- önden görünümü x 1,5

Şekil 9a-c. *Athyris hirsuta* (Hall)
a-karın kapak, b- sırt kapak, c- yandan görünümü x 1,5

Şekil 10a-b. *Cleiothyridina coloradensis* (Gırty, 1900)
a- sırt kapak, b- karın kapak görünümü x 1,5

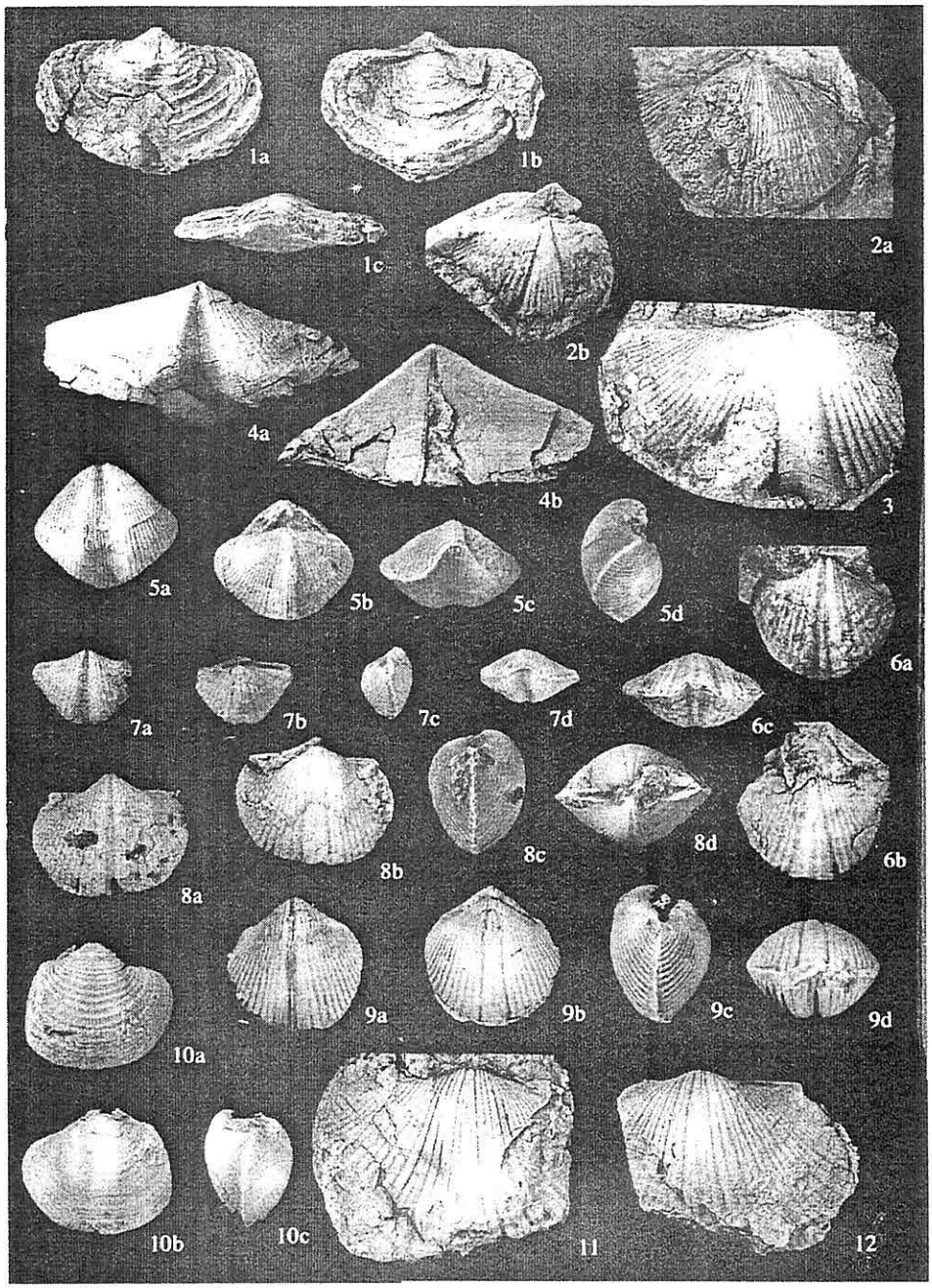
LEVHA II


1a
1b
1c
3
2a
2b
5a
5b
4
6a
6b
6c
8c
7a
7b
8a
8b
8d
7c
7d
9a
9b
9c
10a
10b
10c
11a
11b

LEVHA III

Şekil 1a-c. *Antinoconchus lamellosus* (Leveille, 1835)
a-karın kapak, b- sırt kapak, c- önden görünüm x 1
Şekil 2a-b. *Crytospirifer* sp.
a-karın kapak, b- sırt kapak görünümü x 1
Şekil 3a-b. *Syringothyris hannibalensis* (Swallow)
a-karın kapak, b- kardinal alan görünümü x 1
Şekil 4. *Syringothyris hannibalensis* (Swallow)
Sırt kapak görünümü x 1
Şekil 5a-d. *Dichospirifer anatolicus* Plodowski, 1994
a-karın kapak, b- sırt kapak, c-yan, d- önden görünümü x 1
Şekil 6a-c. *Prospira struniana* (Gosselet, 1879)
a-karın kapak, b- sırt kapak, c- önden görünümü x 1
Şekil 7a-d. *Prospira lapparenti* Brice, 1999
a-karın kapak, b- sırt kapak, c-ön, d- yandan görünümü x 1
Şekil 8a-d. *Eobrachythyris* cf. *proovalis* Brice, 1971
a-karın kapak, b- sırt kapak, c- yan, d- önden görünümü x 1
Şekil 9a-c. *Toryniferella echinulata* Brice, 1971
a- karın kapak, b- sırt kapak, c- yandan görünümü x 1
Şekil 10,11. *Unispirifer tornacensis* (De Konick, 1887)
sırt kapak görünümü x 1

LEVHA III


1a
1b
2a
1c
2b
4a
4b
3
5a
5b
5c
5d
6a
7a
7b
7c
7d
6c
8a
8b
8c
8d
6b
10a
9a
9b
9c
9d
10b
10c
11
12

şeyller ve killi plaket kireçtaşları içerisinde, ortamın muhtemelen derinleşmesine bağlı olumsuzlaşması nedeniyle çok az bulunmaktadır. Dolayısıyla bu geçiş, bulunan konodont türlerinden elde edilen veriler ile de desteklenmiştir (Şekil 3). Sonuçta Devoniyen-Karbonifer geçişi; kesitlerde genelde kalın bitümlü şeyl seviyesi altında bulunan Geç Devoniyen (Fameniyen) brachiopod topluluğu ve üzerinde bulunan Erken Karbonifer (Turnesiyen) brachiopod topluluğunun varlığı ile saptanmıştır. Geç Fameniyen ve Turnesiyen'i belirleyen kronostratigrafik değere sahip türler Devoniyen-Karbonifer geçişinin göstergeleri olmuştur (Çizelge 2). Fameniyen'i belirleyen *Mesoplica praelonga, Centrorhynchus turanica, Araratella* sp., *Prospira struniana* brachiopod türleri, Brıce (1977) tarafından Afganistan'da ayırtlanan Alt-Üst Fameniyen'i gösteren Zon (11)'e (Evanescirostrum – Araratella – Cyrtiopsis –Dichospirifer – Eobrachythyris – Enchondrospirifer Zonu) karşılık gelmekte ve bu çalışmada ortaya çıkan sonuçlarla da uyuşmaktadır.

Ölçülen stratigrafi kesitlerinde Devoniyen-Karbonifer geçişi yakınında, Avrupa'da olduğu gibi kısıtlı oksijen girişimi ile indirgeyici ortamın belirleyicisi olan, siyah renkli bitümlü şeyller bulunmaktadır. Devoniyen-Karbonifer geçişini inceleyen bütün çalışmalarda sözü edilen bu siyah bitümlü şeyller bazen tam geçişte bazen geçişin çok yakınında bulunurlar. Kocabelenidere ve Naltaş kesitlerinde bu siyah şeyl seviyesi brachiopodlarla saptanan geçişin biraz üzerinde bulunurken, Himmetli kesitinde geçişin biraz altında görülmektedir.

6. SONUÇLAR

Bu çalışmada derlenen brachiopod faunasında 25 cins ve bunlara ait 28 tür belirlenmiştir. Bulunan brachiopod toplulukları ile Türkiye'de ilk kez Doğu Toroslar'da Devoniyen-Karbonifer geçişi saptanmıştır. Bu geçişin litolojik özelliklerinin de global Devoniyen-Karbonifer geçişinde görülen litoloji ile benzer olduğu ortaya çıkmıştır. Bu faunada bulunan türler çalışma alanının batısındaki (Fransa, Belçika, Polonya, Fas, Cezayir) ve doğusundaki (İran, Afganistan, Rusya) yakın bölgelerde bulunan eş yaşlı brachiopod faunaları ile karşılaştırılmış ve çok sayıda ortak türlerin olduğu saptanmıştır. Bu faunanın özellikle İran ve Afganistan'daki brachiopod faunaları ile benzer olduğu görülmüştür. Bununla beraber batıdaki bölgelerle de ortak öğeler bulundurması, çalışılan alanın bir bağlantı bölgesi olduğunu ortaya koymaktadır. Ayrıca kaynaklarda Ziyarettepe formasyonunun Alt Karbonifer olarak verilen yaşı bu çalışma ile, saptanan brachiopod türlerine dayanılarak Üst Devoniyen-Alt Karbonifer olarak düzeltilmiştir.

8. TEŞEKKÜR

Çukurova Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı'nda yürütülmüş olan Doktora Tezi'nin bir bölümünü oluşturan bu

çalışmada, katkılarından dolayı Sayın Prof.Dr.Türker Özsayar (ME.Ü.), Dr. Gerhard Plodowski (Senckenberg Araştırma Enstitüsü), Doç. Dr. Kemal Taslı (ME.Ü.), Doç. Dr. Şenol Çapkınoğlu (K.T.Ü.), Doç. Dr. Erol Özer (ME.Ü.), Dr. Mustafa Şenel (M.T.A. Genel Müdürlüğü), Arş.Gör.Dr. Hayati Koç (ME.Ü.) ve Arş.Gör. Murat Gül (ME.Ü.)'e teşekkür ederiz.

9. KAYNAKLAR

Abdüsselamoğlu, Ş.,1959. Yukarı Seyhan bölgesinde Doğu Toroslar'ın jeolojik etüdü. MTA Rapor No: 2668.

Ayhan, A. ve İplikçi, E., 1978. Adana iline bağlı Kozan-Feke-Saimbeyli civarının jeolojik etüdü. MTA Rapor No: 6737.

Baykal,F., 1944. Malatya-Kayseri arasındaki Torosların jeolojik yapısı. MTA Rapor No: 1703.

Blumenthal,M.M., 1944. Kayseri ile Malatya arasındaki Toros bölümünün Permo-Karbonifer arazisi. MTA Dergisi no: 1/31, s.105-118.

Brice,D.,1977. Biostratigraphie du Devonien d'Afghanistan. Memoires hors serie Societe Geologique de France, sayı 8, s. 267-276.

Demirtaşlı, E., 1967. Pınarbaşı-Sarız-Mağara ilçeleri arasındaki sahanın litostratigrafi birimleri ve petrol imkanları. MTA Rapor No: 4389.

Gürçay, B., 1998. Aydıncık Kuzeybatısının jeolojisi ve tektonik özellikleri. Mersin Üniv., Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeoloji Müh.Anabilimdalı, Yüksek Lisans Tezi, 108 s.

Metin,S.,1984. Doğu Toroslar'da Derebaşı (Develi), Armutalan ve Gedikli köyleri (Saimbeyli) arasının jeolojisi. İstanbul Üniv. Müh. Fak., Yerbilimleri Dergisi, sayı4/1-2, s.48-60.

Metin, S., Papak, İ., Keskin, H., Özsoy, İ.,Polat,N.,Altun,İ.,Hazinedar,H.,Karabalı K,N. ve Konuk,O.,1982. Tufanbeyli-Sarız-Göksun ve Saimbeyli arasının jeolojisi (Doğu Toroslar). MTA Rapor No: 7129.

Metin,S.,Ayhan,A.,İnanç,A.Altun,İ,Kesk in,H.,Konuk,O.,Karabalık,N.,1993. Saimbeyli-Andırın arasının jeolojisi. MTA Rapor No: 9729

Özalp, S.,1999. Orta Toroslar'da Büyükeceli (Gülnar)-Yeşilovacık (Silifke) dolayının Tektono-stratigrafi birimleri ve bölgenin yapısal evrimi. Ç.Ü. Fen Bil. Enst., Doktora Tezi, 172 s.

Özgül, N.,1976. Torosların bazı temel jeoloji özellikleri. Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, no: 19/1, s. 65-78.

Özgül, N., Metin, S. ve Dean, W.T.,1972. Doğu Toroslar'da Tufanbeyli ilçesi (Adana) dolayının Alt Paleozoyik stratigrafisi ve faunası. MTA Dergisi, no: 79, s. 9-17.

Tutkun, S.Z., 1984. Saimbeyli (Adana) yöresinin stratigrafisi. Cumhuriyet Üniv. Müh. Fak. Dergisi, seri A, sayı1/1, s.31-41.

Ünsalaner, C.,1945. Alaylıdağ ve Beydağları arasındaki bölgenin Üst Devoniyen Faunası. MTA Dergisi, no: 34, s. 401-406.

Yalçınlar, İ., 1955. Structure geologiques de la chaine du Taurus dans la region de Feke-Saimbeyli. İstanbul Univ. Jeol. Inst. Rev., No: 13, p. 55-56.

YERBİLİMLERİ HAZİRAN 2005 SAYI 46 ISSN 1019-1003
GEOSOUND JUNE NO

KARABURHAN (SİVRİHİSAR-ESKİŞEHİR) YÖRESİ KROMİTLERİNDE VE PERİDOTİTİK YAN KAYAÇLARINDA PLATİN GRUBU ELEMENT DAĞILIMLARININ İNCELENMESİ

Hüseyin SENDİR ve Kadir SARIİZ
Eskişehir Osmangazi Ü., Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Eskişehir/Türkiye

ÖZET: *Eskişehir ilinin 80 km kuzeydoğusunda bulunan Karaburhan (Sivrihisar-Eskişehir) yöresi ultramafik kayaçlarına ait kromit mostralarındaki Platin Grubu Elementlerin (PGE) mineralizasyonları ve dağılımlarının belirlenmesi, kökenlerinin aydınlatılması bu çalışmanın amacını oluşturur. Ultramafik kayaçlar içerisindeki kromit mostrasına ait yarmalardan ve işletilmiş ocaktan 24 adet örnek alınmış ve bunların tümkayaç, iz ve platin grubu element (PGE) analizleri yapılmıştır. Kromitli örneklerde kromite ilave olarak; manyetit, pentlandit, millerit ve heslavodit gözlenmiştir. Kromit taneleri bol kırıklı ve çatlaklı olup, piroksenlerde bükülme bantları gözlenmektedir. Taramalı elektron mikroskopu (SEM) çalışmalarında kromit, serpantin ve nikel sülfür mineralleri arasındaki ilişkiler gözlenmiştir. Polarizan mikroskop ve SEM çalışmalarında PGE minerallerine raslanamamıştır. Bu nedenle, mikroprob çalışmaları yapılmış, sadece bir örnekte laurit saptanmıştır. Platin grubu metal (PGM) bileşimi laurit kristalinde Ru %45.017, Os %14.175, Ir %3.376 ve S %35.011 olarak analiz edilmiştir. Kromit örneklerinin toplam PGE içerikleri 63.75-126.59 ppb arasında olup, ortalama 100 ppb civarındadır. Normalize kondrit diyagramında, bir örnek dışında tüm örnekler negatif korelasyon göstermektedir. Podiform kromitler için tipik olan bu örneklerde Pt/Ir oranları 0.06-3.7, Pd/Ir oranları 0.1-2.9 arasında değişmektedir. Tüm bu veriler, tüketilmiş manto kökenli bir ergiyikten, sülfürce doygun olmayan bir magmadan oluşumu göstermektedir. Sadece bir örnekte Pt/Ir ve Pd/Ir oranları yüksek olup farklılaşmış bir magmadan kristallenmeye işaret etmektedir. Literatür bulgularına paralel olarak bu çalışmada Ir, Os ve Ru' nun daha çok kromitlerle ilişkili olarak, Pt, Pd ve Rh' nin ise artık ergiyik içerisinde kristallendikleri sonucuna varılmıştır.*

INVESTIGATION OF THE DISTRIBUTION OF PLATINUM GROUP ELEMENTS IN THE CHROMITES AND PERIDOTITHIC HOST ROCKS IN THE KARABURHAN (SİVRİHİSAR-ESKİŞEHİR) REGION

ABSTRACT: *The aim of this study is to determine the mineralization, distribution and origin of Platinum Group Elements (PGE) in chromite outcrops and in ultramafic host rocks around Karaburhan (Sivrihisar-Eskişehir) region located, 80 km NE of Eskişehir. A total of 24 samples collected from chromites and ultramafic rocks are*

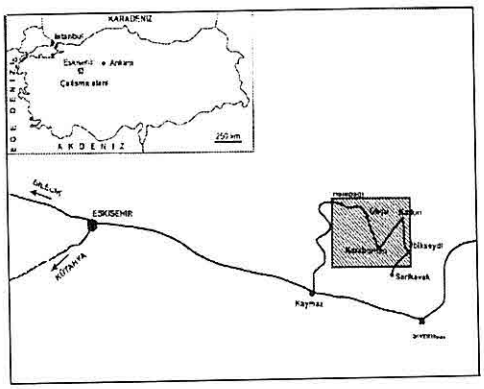
analysed for whole rock, trace and Platinum Group Elements (PGE) contents. The chromite is accompany by magnetite, pentlandite, millerite and heaslewoodite. Chromites show pull apart texture and hardly fractured and pyroxenes show kink bands which are typical features of podiform chromites. The relations between chromite, serpentine and nickel sulphure are studied by Scanning Electron Microscopy (SEM). Since PGE and their alloys could not be observed with SEM and microscopic studies, the microprobe studies were conducted and during this study laurite was determined in only one sample. Compositions of Platinum Group Metal (PGM) in laurite crystal are Ru 45.017%, Os 14.175%, Ir 3.376% and S 35.011%. In podiform type, Karaburhan chromites, concentration of PGE changes between 63.75-126.59 ppb and averages as 100 ppb. Most of the samples show negative correlation in chondrite normalized diagram. This correlation is typical for podiform chromites. In the samples, the ratio of Pt/Ir is 0.06-2.7 and the ratio of Pd/Ir is 0.1-2.9. These data show that source of PGM might have been derived from a depleted mantle material which was undersaturated with respect to sulphur. In only one sample, ratios of Pt/Ir and Pd/Ir are high, indicating a fractionated magma source. For this reason, in chondrite normalized diagram this sample shows a positive correlation. It is thought that Ir, Os, Ru are associated with chromite while Pt, Pd Rh are crystalized in the relict magma, accordance with the literature review.

1.GİRİŞ

Soy metal olarak da isimlendirilen platin grubu elementler (PGE), platin (Pt), iridyum (Ir), osmiyum (Os), paladyum (Pd), rutenyum (Ru) ve rodyum (Rh)'dan oluşmaktadır. Yerkabuğunda konsantrasyonları yaklaşık %1 civarındadır. Demire benzer özelliklere sahip olduklarından çekirdekte yoğunlaşmaktadırlar. Bu metaller, sülfürlü eriyikler içinde fazla miktarda zenginleştiklerinden aynı zamanda kalkofil element özelliği de sunarlar. Ir, içlerinde en fazla kalkofil özellik gösterendir. Buna karşın Pt, Au ile birlikte en az kalkofil özelliktedir. Platin grubu metaller birçok mineral yapısında diğer elementlerin yerini almaktadırlar. Maden yataklarında göstermiş oldukları parajenez özelliklerine göre iki ayrı sınıfa ayrılabilmektedirler. Ir grubu (Ir, Os, Ru) ve Pd grubu (Pd, Pt, Rh). İlk sınıftakiler daha çok ultramafik kayaçlarda nabit metal alaşımları ve sülfürleri şeklinde kromit ve spinellerin bir kısmında katı eriyik olarak bulunurken, ikinci sınıfa dahil olanlar daha çok gabrolarda Fe, Ni, Cu bileşimli magmatik sülfürler şeklinde bulunurlar. Ayrıca, bazı halit oluşumlarında ve kloritlerin çeşitli formlarında da zenginleşebilirler.

Çalışma alanı Eskişehir ilinin 80 km kuzeydoğusunda olup, güneybatısında Kaymaz beldesi, güneydoğusunda ise Sivrihisar ilçesi bulunmaktadır. Eskişehir ili 1/25.000 ölçekli İ26 c3 ve İ26 c4 paftaları arasında yer alan çalışma sahasının devlet karayoluna uzaklığı

yaklaşık 20 km'dir (Şekil 1).



Şekil 1. Çalışma alanının yer bulduru haritası.

Çalışma alanı ve civarında Kulaksız (1981), Gözler ve diğ. (1996), genel jeoloji ve yapısal jeoloji amaçlı araştırmalar yapmışlardır. Yörede Platin Grubu Element (PGE) aramalarına yönelik çalışmalar yoktur. PGE aramalarına yönelik diğer ülkelerde birçok çalışma yapılmış olup, yöredeki çalışmalarımızı yönlendirici ve ışık tutucu olması bakımından bazı araştırıcıların çalışmalarından yararlanılmıştır.

Bu çalışma, Karaburhan (Sivrihisar-Eskişehir) yöresinde yüzeyleyen ultramafikler içerisinde bulunan PGE'lerin mineralizasyonu, dağılımı ve kökenlerini açıklığa kavuşturmayı amaçlamaktadır.

2.MALZEME VE METOD

Çalışmalar arazi ve laboratuvar çalışmaları olmak üzere 2 alanda odaklanmıştır. Arazi çalışmaları kapsamında, çalışma alanı olan Sivrihisar (Eskişehir) yöresinde, jeolojik haritalardan yararlanılarak arazi gözlemleri gerçekleştirilmiştir. Mafik ve ultramafik kayaçlar içerisindeki kromit mostrasına ait yarmalardan 5 adet, işletilmiş açık ocaktan da 24 adet örnek alınmıştır. Bunların 12 tanesi kromit örneği, 12 tanesi de ultramafik kayaç örneğidir. Tüm bu örnek noktaları ile açık ocak ve yarma yerleri, jeoloji haritası üzerinde işaretlenmiştir (Şekil 2).

Laboratuar çalışmaları kapsamında öncelikle polarizan ve cevher mikroskopisi çalışmaları yapılmıştır. Ardından tümkayaç, iz ve Platin Grubu Element (PGE) analizleri Kanada'da ACME laboratuarlarında ICP-MS ve Nötron Aktivasyon metodları (BQ NAA-2) kullanılarak, X-Işınları Difraktometre (XRD) analizleri Anadolu Üniversitesi Seramik Mühendisliği Bölümü'nde Rigaku marka cihaz ile belirlenmiştir. Taramalı elektron mikroskopu (SEM) çalışmaları Eskişehir Osmangazi Üniversitesi Elektron Mikroskop Laboratuarında JEOL 5600-LV marka mikroskop ile gerçekleştirilmiştir. Mikroprop gözlemlerinde Hamburg Üniversitesi'nde (Almanya) CAMECA –SX100 marka cihaz kullanılmıştır.

3.GENEL JEOLOJİK ÖZELLİKLER

Çalışma alanı stratigrafik tanımlamalarında, Kulaksız (1981)'in araştırmaları temel alınmış, yöre oluşuklarının birbirleriyle ilişkileri incelenmiştir. Kulaksız (1981), çalışma alanı ve civarındaki litolojik birimleri genelleyerek altı istif ayırt etmiştir. Bunlar alttan üste doğru sırasıyla, Güney metamorfikleriyle başlayıp, Karabayır

metaofiyolitleri ve Kuzey metamorfikleri ile devam eder. İstif, Karakaya granodiyoriti, Höyüklü formasyonu, Sarıkaya formasyonu ile devam edip güncel alüvyonlarla sonlanır (Şekil 2).

Çalışma alanının temelini Güney metamorfitleri oluşturur. Yörede yaklaşık olarak KB-GD doğrultusunda Halilbağı, Okçu ve Sarıkavak köylerinin güneyinde yayılım göstermektedir. Metaklastik, kuvarsit, mermer, kalkşist, serpantinşist, metakarbonat, metabazit ve bunların ardalanmalarından oluşmaktadır. Birimin tabanı gözlenememiştir. Tavanında ise bindirmeli olarak Karabayır metaofiyolitleri bulunmaktadır. Birim, Kulaksız (1981) tarafından Paleozoyik olarak yaşlandırılmıştır.

Güney metamorfitleri üzerinde tektonik dokanaklı olarak Karabayır metaofiyolitleri (Şekil 3) yer almaktadır. Birim, Okçu, Halilbağı ve Sarıkavak civarlarında yayılım göstermektedir. Gözler ve diğ. (1996), arazi çalışmalarında oldukça geniş yayılımı olan bu birim içerisinde metagabro, diyabaz, metahornblendit, metapiroksenit, metaharzburjit ve metaserpantin-peridotitlerden oluşan farklı litolojiler ayırtlamışlardır. Karabayır metaofiyolitlerinin üst sınırı Kuzey metamorfitleri ile tektonik dokanaklıdır. Sarıkaya formasyonu da metaofiyolitler üzerine açısal uyumsuzlukla gelmektedir. Buradaki kayaçlar sık sık yaklaşık D-B yönlü diyabaz daykları ile kesilmişlerdir. Birimin yaşı stratigrafik konum ve arazi gözlemlerine göre Paleozoyik olarak belirlenmiştir (Kulaksız, 1981).

Tabanı Karabayır metaofiyolitleri ile tektonik dokanaklı bulunan Kuzey metamorfitleri Höyüklü tepe, Dedebayır tepe ve Kötüpınar dere civarında yüzeylenmektedir. Birim içerisinde metagrovak, metakonglomera, kuvarşşist, mikaşist, fillit ve metabazitler (klorit diyabaz) kendi aralarında ardalanmalı ve tekrarlanmalı olarak gözlenmektedir. Kuzey metamorfitleri ile Karabayır metaofiyolitleri arasında kesin bir sınır meydana getiren tektonik dokanak boyunca, silis kütleleri, yer yer diyabaz ve diyabaz- spilit breşleri, serpantin şistler de görülmektedir. Bu birim içerisinde herhangi bir fosile rastlanmadığından yaşı, Weingart (1954) tarafından Paleozoyik olarak kabul edilmiştir (Kulaksız, 1981).

Çalışma alanında, Karakaya Köyü ve çevresinde, kuvarslı diyorit ve granodiyorit olarak tanımlanmış bir birim yer almaktadır. Bu birim, Karakaya köyüne atfen Karakaya granodiyoriti olarak adlandırılmıştır. Güney metamorfitlerinin genel doğrultusunda, yaklaşık 1 km genişliğinde ve 4 km uzunluğunda KB-GD yönünde uzanan granodiyorit (kuvarslı diyoritler), Güney metamorfikleri ile serpantinitlerin dokanağında yer almaktadır. Bu kütlenin KB zonlarında kuvars, feldispat, turmalin ve pirit içeren pegmatitik damarlar görülür. Weingart (1954), Karakaya granodiyoritinin Paleozoyik sonu Jura arasında bir zaman aralığında yerleştiğini belirtmiştir (Kulaksız, 1981).

Karakaya granodiyoriti üzerine uyumsuzlukla Höyüklü Formasyonu gelmektedir. Birim, Kocadevebağırtan

tepe ve Çiftekoyak dere civarında yüzeylemektedir. Volkanik malzemeli ve kumtaşı arakatkılı kalkarenit, subgrovak, aglomera ve volkanik tüften oluşmuştur. Gözler ve diğ. (1996), birimi Höyüklü formasyonu olarak adlandırmışlardır. Höyüklü formasyonu içerisinde fosil izine rastlanmamış olup, önceki birimlerin kayaç parçacıklarını içerdiğinden Kulaksız (1981) tarafından yaşının muhtemelen Miyosen olabileceği belirtilmiştir.

Önceki birimler üzerinde belirgin açısal diskordansla yaklaşık yatay konumda yer alan Sarıkaya formasyonu, Okçu köyü düzü, Sarıkavak ve Karaburhan köyleri arasında yaygın olarak gözlenmektedir. Bu formasyon kil, kum, çakıl ve iri çakıl boyundaki elemanlardan oluşan gevşek malzemeli konglomeralar, volkanik tüf ve breşlerden oluşmaktadır. Çalışma alanı dışında Oğlakçı köyü civarında yer alan Miyosen yaşlı serilerin üst seviyeleri ile bu birimin benzerlikleri nedeniyle, Sarıkaya formasyonunun yaşı Pliyosen olarak kabul edilmiştir (Kulaksız, 1981).

Tüm bu birimlerin aşınım topoğrafyası üzerinde yamaç birikintisi görünümünde Kuvaterner yaşlı alüvyonlar yer alır.

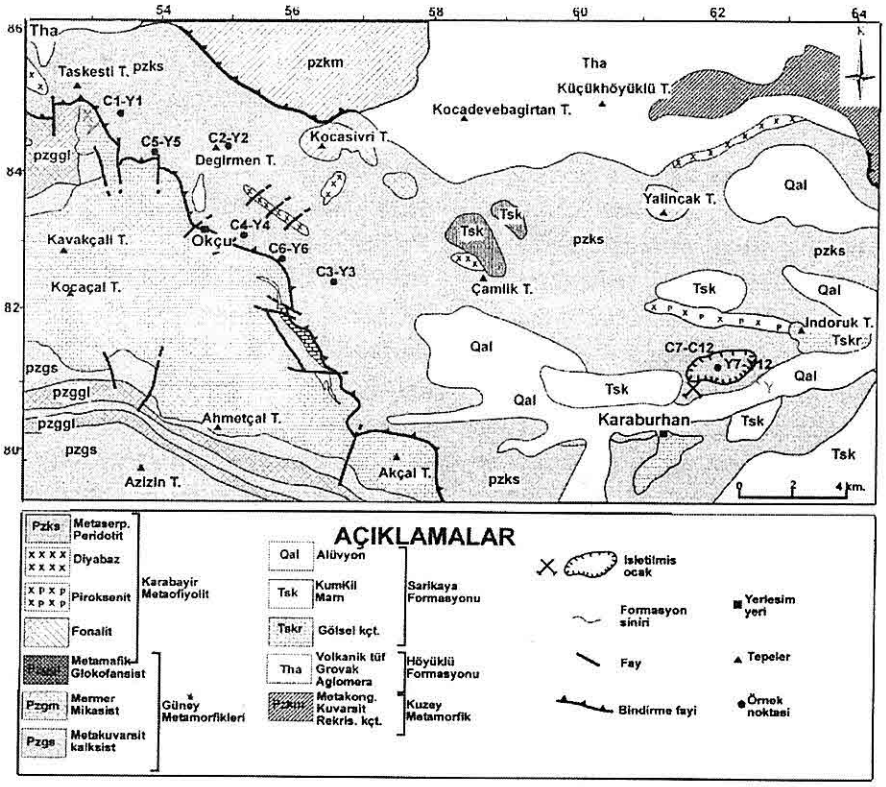
İnceleme alanında Triyas sonunda kapanan bir okyanusta gelişen süreçlere ait tektonizmanın sonuçları, Karkın kuzeyinde, Okçu, Halilbağı köyleri çevresinde ekaylı yapılar ve bindirmeler şeklinde gözlemlenmiştir. Triyas sonunda oluşumunu tamamlamış bu ekaylı yapılar daha sonraki tektonik hareketlerden de etkilenmiştir. K-G doğrultusundaki sıkışma gerilimi sonucu D-B yönlü fay sistemleri gelişmiştir. Üst Kretase ve sonrası tekrarlanan K-G yönlü sıkışma gerilimi yöreyi etkilemiş ve doğrultu atımlı faylar gelişmiştir.

4.PLATİN GRUBU ELEMENTLERLE İLİŞKİLİ KROMİTLERİN PETROGRAFİK VE MİNERALOJİK ÖZELLİKLERİ

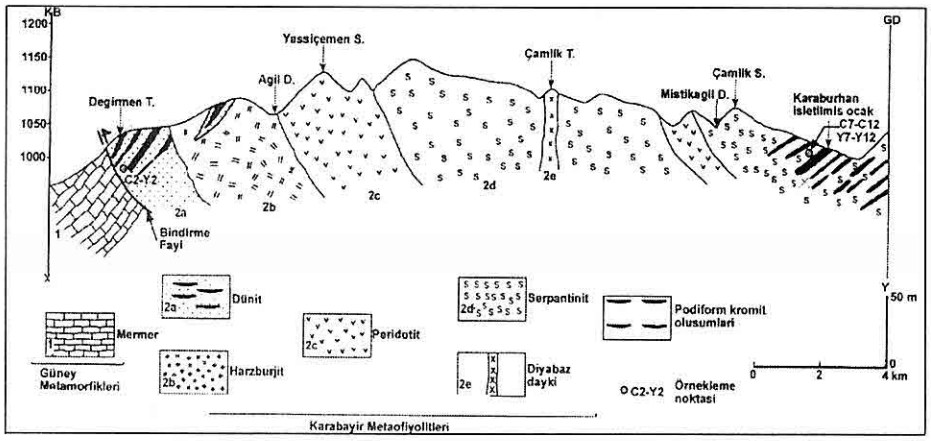
Kromitler, çalışma alanında özellikle Değirmen tepe, Kurtören ve Çalıharman sırtları ile Karaburhan civarında görülmekte olup, oldukça yüksek krom yüzdelerine sahiptir. Koyu gri ve siyah renk tonlarında izlenen kromitlerin geometrik yapıları podiform (mercek) şekillidir. Genelde masif, saçınımlı ve nodüler (yumrulu) görünümdedirler. Karabayır Metaofiyolitlerindeki serpantinitlerden rasgele toplanan kromit örneklerinin ince ve parlak kesitleri hazırlanıp, polarizan ve yansıtmalı mikroskopta incelenmiştir. Örneklerde kromitlere ilave olarak manyetit (Fe3O4), pentlandit (Fe, Ni)9S8, millerit (NiS) ve heslavodit (Ni3S2) mineralleri saptanmıştır. XRD incelemelerinde de kromit, manyetit mineralleri belirlenmiştir (Şekil 4).

Kromit içeriğinin yoğun olduğu örnekler çoğunlukla kataklastik doku özellikleri göstermekte olup, kromit taneleri yarı özşekilli, 0,5-1 mm boyutlarında, bol kırıklı ve çatlaklıdır. Tanelerin çek-ayır yapılarına maruz kalması, tektonik ve plastik deformasyonlarla ilişkili olduğunu açıklamaktadır (Şekil 5).

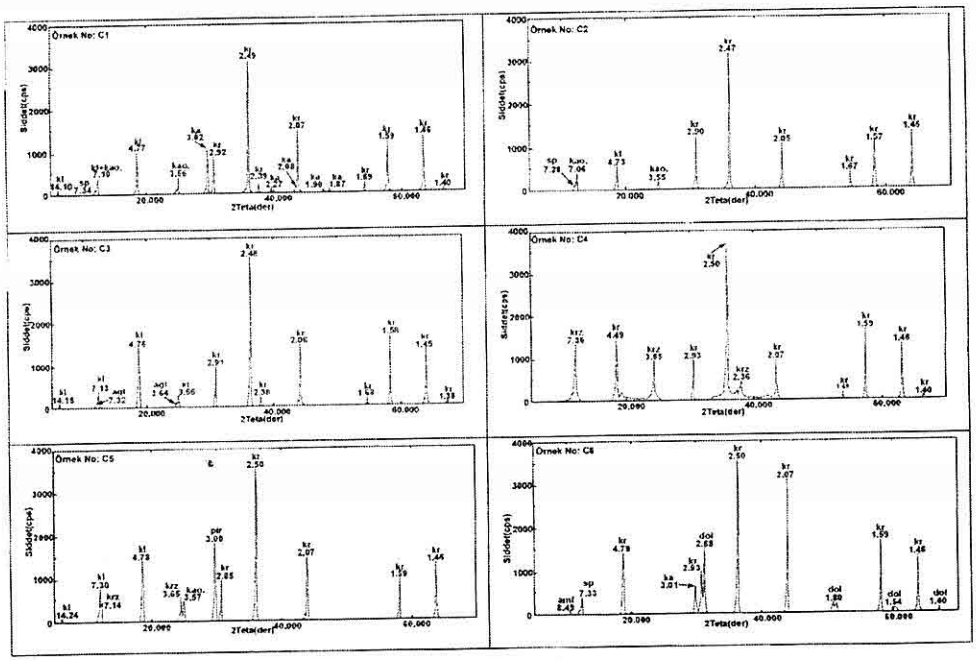
Bu özellikler, podiform (Alpin tipi)



Şekil 2. Çalışma alanının jeoloji haritası (Kulaksız, 1981' den uyarlanmıştır).



Şekil 3. Çalışma alanına ait jeolojik enine kesiti (X-Y).



Şekil 4. Karabayır metaofiyolitlerinden alınan kromit örneklerinin X-ışınları difraktogramı. (kl: klorit, kr: kromit, kao: kaolinit, ka: kalsit, agt: antigorit, krz: krizotil, pir: piroksen, amf: amfibol, dol: dolomit, sp: türü belirsiz serpantin mineralleri).

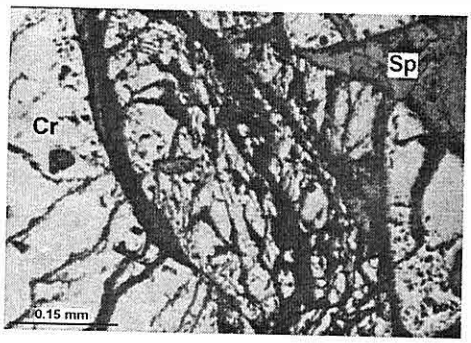
kromitlerin karakteristik özelliğidir (Gökçe, 2000).

Buradan hareketle, ofiyolit kütlelerinin yerleşimi esnasında şiddetli tektonik deformasyonların meydana geldiği sonucuna varılabilir.

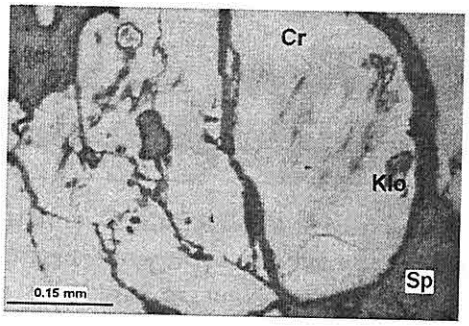
Serpantinitlerin polarizan mikroskop incelemelerinde, örgü doku içerisinde krizotil, antigorit ve olivin hakim olup değişik miktarlarda kromit, manyetit, demir hidroksit ve limonit lekeleri de bulunmaktadır. Kromit kristalleri bol kırık ve çatlaklı olup içerisinde kırık zonlar boyunca demir hidroksit boyamaları ve yer yer klorit oluşumlarına rastlanmıştır (Şekil 6). Kromitler üzerinde yapılan XRD incelemelerinde, serpantinlerin çoğunlukla krizotil ve antigoritten oluştuğu belirlenmiştir. Ayrıca klorite de rastlanmıştır (Şekil 4).

Ayrıca nikel sülfür minerallerinden; pentlandit, heslavodit ve millerite kromit-antigorit dokanaklarında ve antigoritler içerisinde rastlanmıştır (Şekil 7, 8, 9 ve 10).

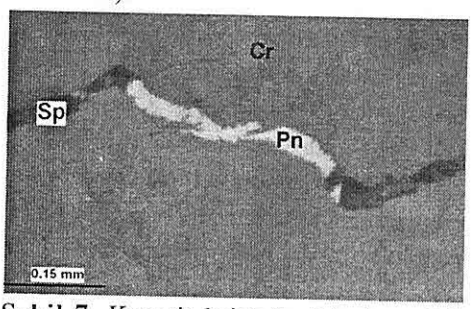
Gerek XRD ve gerekse mikroskopi çalışmalarını desteklemek üzere yapılan SEM çalışmalarında zeminin tamamen kromit kristallerinden oluştuğu, gang



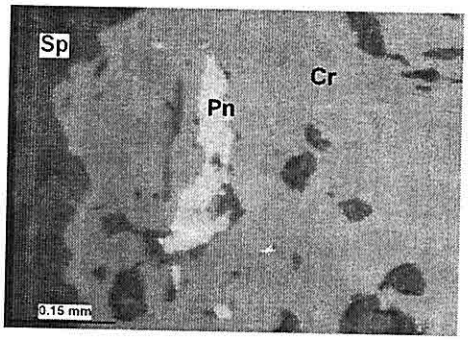
Şekil 5. Kromitler (cr) içerisinde gelişmiş yoğun kırık ve çatlaklar ile serpantin (sp) minerali (Parlatma kesiti, Tek Nikol).



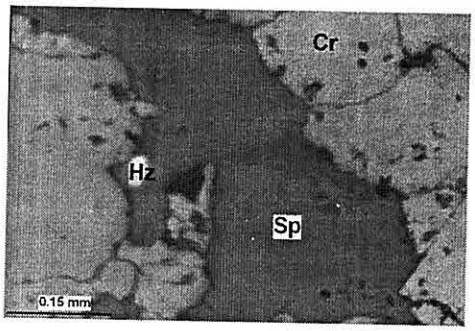
Şekil 6. Bol kırık ve çatlaklı kromit (cr), serpantin (sp) ve klorit (klo) mineralleri (Parlatma kesiti, Tek Nikol).



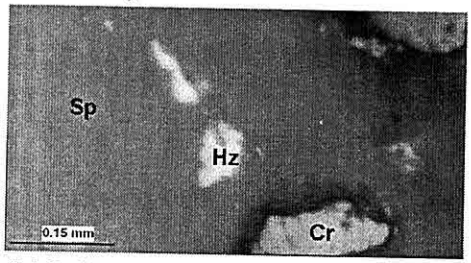
Şekil 7. Kromit kristalleri (cr), çatlak dolgusu şeklinde serpantin (sp) ve pentlandit (pn) minerali (Parlatma kesiti, Tek Nikol).



Şekil 8. Bol kırık ve çatlaklı kromit (cr) kristali ve içinde pentlandit minerali (pn) (Parlatma kesiti, Tek Nikol).

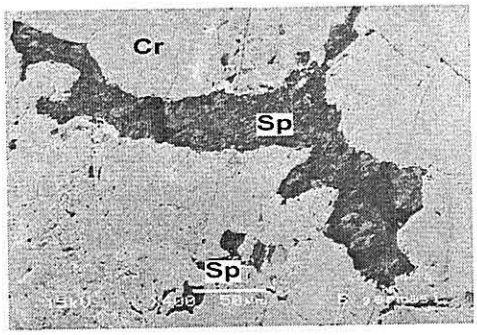


Şekil 9. Kromit kristalleri (cr) arasında kalın damar dolgusu şeklinde serpantin (sp) ve içinde heslavodit (hz) minerali (Parlatma kesiti, Tek Nikol).

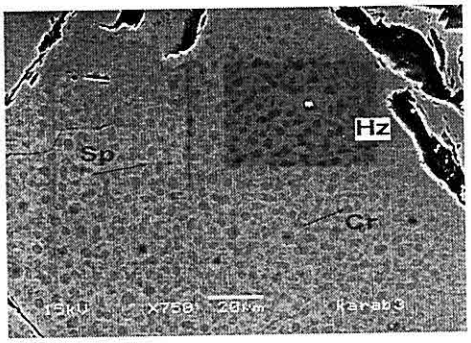


Şekil 10. Serpantin (sp) içerisinde bir hat boyunca oluşmuş heslavodit (hz) kristalleri (Parlatma kesiti, Tek Nikol).

mineralleri olarak bulunan serpantin minerallerinin mikro kırık ve çatlaklar içinde ve gözeneklerde bulunduğu gözlenmiştir (Şekil 11 ve 12). Bu sonuç XRD ve kimyasal analiz sonuçları ile uyum içerisindedir.



Şekil 11. Kromit mineralleri (cr) ile kırık ve çatlaklardaki serpantin (sp) minerali (SEM).



Şekil 12. Kromit (cr) ve serpantin (sp) mineralleri arasında gelişen leopar yapısı ve serpantin mineralleri içerisinde heslavodit (hz) minerali (SEM).

Nikel sülfürlü minerallerin (pentlandit, heslavodit, millerit gibi) yaygın olarak kromit kristallerinden öte gang mineralleri içerisinde yoğunlaştığı göze çarpmaktadır.

Gerek mikroskopik, gerekse SEM çalışmalarında, örneklerde PGE ve bileşiklerine raslanmamıştır. Bu nedenle, örnekler mikroprobta taranmıştır. Sadece C7 nolu örnekte laurit (Ru(OsIr)S2)'e raslanmıştır (Şekil 13).

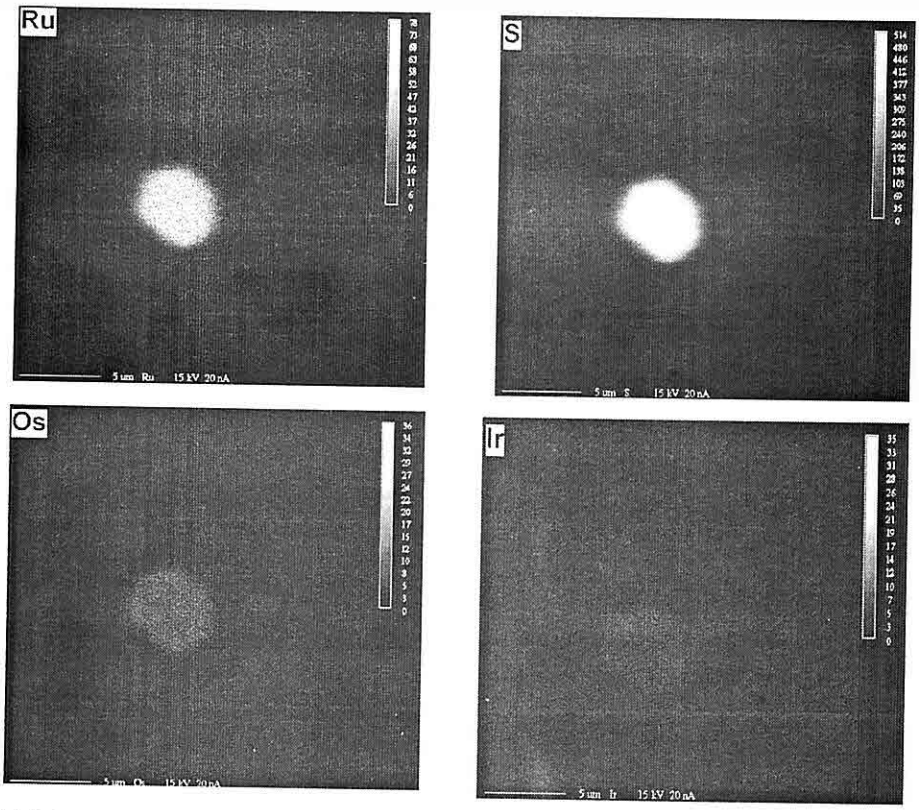
Çalışma alanı kromitleri içerisinde belirlenen laurit diğer Alpin (podiform) tip kromitlerde sıkça raslanan bir mineraldir.

Kimyasal analizler (Çizelge 1), kromit içerisinde Os ve Ir'nin az miktarda bulunduğunu, Rh'un ise hiç bulunmadığını göstermektedir (Çizelge 2).

5. JEOKİMYASAL İNCELEMELER

Platinyum (Pt), paladyum (Pd), rodyum (Rh), iridyum (Ir), osmiyum (Os) ve rutenyum (Ru)'dan oluşan PGM'ler, alaşımlar, sülfidler, arsenidler ve sülfoarsenidler olarak en çok ultramafik kayaçlar ve bunlarla ilişkili bazik kayaçlarda konsantre olurlar (Tuncay ve diğ., 1993).

Gijbels ve diğ. (1974) ve Naldrett ve Cabri (1976), platin grubu metallerin kromitler içinde katı çözelti halinde bulunduklarını belirtmişlerdir. Bu çalışmalara ek olarak, Prichard ve diğ. (1987) ve Bacuta ve diğ. (1990), kromitler içinde çoğunlukla sülfid alaşımlı platin grubu metallerin oluştuğunu saptamışlar ve en yaygın olarak laurit (Ru(OsIr)S2) mineralini belirlemişlerdir. Ayrıca Agiortisis ve Wolf (1978), kromit ve PGE içeriklerini araştırdıklarında Cr ile Os, Ir ve Ru arasında bir ilişki olduğunu belirlemişlerdir. Araştırmacılar böylesi bir



Şekil 13. Çalışma alanı kromitlerinin kristalleri arasında kapanım halindeki laurit (Ru(OsIr)S2) kristalini oluşturan elementlerin X-ışını görüntüleri.

mekanizmayı açıklarken söz konusu PGE'lerin Cr^{3+} ile sübstitüsyon (yer değiştirme) yaptıklarını belirtmişlerdir. Yöre kromitlerine ait Cr değerleri ile Ir, Os ve Ru arasında oldukça kuvvetli korelasyonlar görülmüştür.

Benzer bir korelasyon Çizelge 1 ve 2'deki Cr ve PGE değerleri kullanılarak Karaburhan yöresi kromitlerinde de saptanmıştır (Şekil 14-a,b,c).

Prichard ve Tarkian (1988) ve Legendre ve Auge (1986), PGE'lerden Ir, Os ve Ru'lu bileşiklerin kromit içerisinde, Pt, Pd ve Rh'lu bileşiklerin ise çoğunlukla silikat matriks içerisinde oluştuklarını belirlemişlerdir. Bu gözleme uygun olarak Çizelge 1 ve 2'deki veriler kullanılarak Karaburhan yöresi kromitlerine ait Cr değerleri ile Pt, Pd ve Rh değerleri arasında negatif korelasyonlar belirlenmiştir (Şekil 14-d,e,f).

Ayrıca Çizelge 1 ve 2'deki veriler göz önüne alınarak, değişim aralığı yüksek olan Ni elementinin (81-2449 ppm) kromitler ve ultramafikler içerisindeki davranışları incelenmiştir. Öncelikle Ni içeriği ile %Al_2O_3 ve %Fe_2O_3 değerleri arasındaki ilişki incelenmiş ve önemli

Çizelge 1. Kromit ve ultramafik kayaçların tümkayaç analiz sonuçları.

Örnek No	% SiO_2	% Al_2O_3	% Fe_2O_3	% MgO	% CaO	% Na_2O	% K_2O	% TiO_2	% P_2O_5	% MnO	% Cr_2O_3	% LOI	% Top	Ni ppm
C1(Kromit)	4.42	11.83	19.10	12.10	2.67	0.03	<0.02	0.14	<0.01	0.18	46.160	3	99.73	766
C2(Kromit)	9.24	28.30	24.20	17.15	0.24	0.21	0.02	0.21	<0.01	0.18	17.180	2.5	99.56	1017
C3(Kromit)	4.94	14.66	12.48	14.86	0.07	0.06	<0.02	0.09	<0.01	0.13	50.60	1.8	99.83	1023
C4(Kromit)	7.33	7.48	14.50	14.79	1.23	0.02	<0.02	0.12	<0.01	0.20	50.90	3	99.71	995
C5(Kromit)	13.52	4.97	9.17	24.40	0.15	0.03	<0.02	0.08	<0.01	0.09	40.40	6.7	99.74	1776
C6(Kromit)	8.84	6.23	10.06	20.09	0.07	<0.01	<0.02	0.10	<0.01	0.11	49.70	4.3	99.68	1371
C7(Kromit)	7.94	4.55	8.38	17.26	12.04	0.01	0.02	0.06	<0.01	0.10	31.90	17.4	99.79	985
C8(Kromit)	8.87	4.68	8.49	17.98	12.43	0.02	0.02	0.06	<0.01	0.11	29.60	17.3	99.69	1020
Y1(Peridotit)	38.28	2.26	6.56	37.84	0.36	0.08	<0.02	0.01	<0.01	0.08	0.806	13.4	99.95	2103
Y2(Dünit)	37.78	0.68	7.48	38.43	0.29	0.05	<0.02	<0.01	<0.01	0.09	0.432	14.4	99.94	2309
Y3(Harzburjit)	36.06	1.31	9.61	36.96	0.56	<0.01	0.02	0.01	<0.01	0.05	0.642	14.5	99.87	1225
Y4(Serpantinit)	37.86	0.66	8.28	35.78	0.39	<0.01	<0.02	0.01	<0.01	0.10	0.544	15.9	99.84	2432
Y5(Peridotit)	38.20	0.29	7.17	38.57	0.19	0.01	<0.02	<0.01	<0.01	0.09	0.385	14.4	99.62	2449
Y6(Peridotit)	33.49	0.51	5.84	35.37	5.88	0.03	<0.02	<0.01	<0.01	0.07	0.895	17.5	99.87	2167
Y7(Peridotit)	36.14	0.25	8.63	36.07	1.43	0.03	<0.02	<0.01	<0.01	0.10	1.092	15.9	99.85	1547
Y8(Piroksenit)	38.53	0.89	7.81	37.40	0.16	0.04	<0.02	0.01	<0.01	0.08	0.359	14.3	99.88	2308
Y9(Serpantinit)	42.14	0.13	5.82	27.29	5.76	0.02	<0.02	<0.01	<0.01	0.05	0.315	18	99.72	1432
Y10(Serpantinit)	49.37	14.97	13.33	5.95	7.28	3.96	0.22	1.31	0.10	0.19	0.050	3.1	99.86	81
Y11(Peridotit)	22.53	10.99	6.95	24.89	12.49	0.03	<0.02	0.13	<0.01	0.12	0.450	21.1	99.79	762
Y12(Piroksenit)	21.30	0.38	6.27	20.60	22.97	0.02	<0.02	<0.01	0.02	0.07	1.040	27	99.86	1369

ölçüde negatif korelasyon belirlenmiştir (Şekil 14-g,h).

Bununla birlikte, kromit ve ultramafik kayaçlardaki %Cr_2O_3 değerleri ve Ni bollukları arasında çok düşük pozitif korelasyon saptanmıştır (Şekil 14-i,j).

Nikelin, PGE ile olan ilişkileri özellikle Pt ve Pd ile pozitif korelasyonlar göstermektedir (Şekil 14-k,l).

Varılan bulgular eşliğinde; Ir, Os ve Ru'nun uyumlu hareket ederek katı fazda kalmayı tercih ettikleri söylenebilir. Bu elementlerin oluşturduğu bileşikler Cr ile birlikte ilksel magma farklılaşmasını temsil etmektedirler. Pt, Pd, Rh ve Ni elementleri ise uyumsuz davranarak sıvı fazda kalmayı tercih etmekte ve bileşiklerini daha sonraki fazlarda kristallenerek gerçekleştirmektedirler. Bu elementlerin oluşturdukları bileşikler, kromit ile ilişkili gang mineralleri içinde gelişmiştir. Ni, Pt ve Pd benzer davranışlar sergilemekte ve kristal kafes içerisinde katyon değişimleri şeklinde hareket etmektedirler. Ayrıca, benzer kimyasal özellikleri nedeniyle, Ni, Mg ile çok rahat yer değiştirebilmekte ve böylelikle konsantrasyonu artmaktadır.

Kromit içindeki PGM'leri kapsayan diğer çalışmalarda da, Crocket (1979-

1981), Barnes ve diğ. (1985), Edwards (1990), Peck ve diğ. (1990) ve Keays (1995), Os, Ir ve Ru'nun uyumlu elementler olarak ilk kristallenme safhasında magmadan ayrıldıklarını ve Pt, Pd ve Rh'un uyumsuz olarak çoğunlukla artık silikat magmada kaldığını belirlemişlerdir.

izleyerek bileşiklerini oluşturmaktadırlar.

Görüldüğü gibi, tüm alaşımlar Ir, Os ve Ru bileşimine sahip olup bu çalışmada yapılan mikroprob sonuçlarıyla uyumludur. Bu çalışmalar sonucunda mikropropta yapılan kimyasal analiz sonucu bir örnekte (C7) laurit ($Ru(OsIr)S_2$) minerali belirlenmiş ve

Çizelge 2. Kromitlerin PGE ve Au içerikleri.

ppb	C1	C2	C3	C4	C5	C6	C7	C8	C9	C10	C11	C12
Pt	1.9	14.4	1.6	14.8	1.6	8.4	2.0	28.8	1.9	4.6	1.1	1.3
Pd	5.5	6.9	1.4	11.7	1.1	2.5	9.7	23.6	1.5	2.2	9.6	9.0
Rh	1.31	15.87	4.08	1.68	0.05	1.47	8.89	0.35	6.85	7.08	3.05	8.69
Ir	5	23	19	4	1	3	31	1	22	23	14	19
Os	10	10	26	10	10	10	25	10	25	25	11	17
Ru	50	50	57	50	50	50	50	50	55	50	50	50
Au	2	3	2	1	1	1	3	11	3	2	1	1
Pd/Ir	1.1	0.3	0.1	2.9	1.1	0.8	0.3	23.6	0.1	0.1	0.7	0.5
Pt/Pt+Pd	0.25	0.67	0.53	0.55	0.59	0.77	0.17	0.55	0.56	0.67	0.1	0.13
Pt/Ir	0.38	0.63	0.08	3.7	1.6	2.8	0.06	28.8	0.08	0.2	0.07	0.07
Σ PGE	73.71	120.17	109.08	92.18	63.75	75.37	126.59	113.75	112.25	111.88	88.75	104.99

Barnes ve diğ. (2000)'nin önerdiği bir model yapılan çalışmaları yansıtması bakımından kabul edilmektedir (Şekil 15 ve 16).

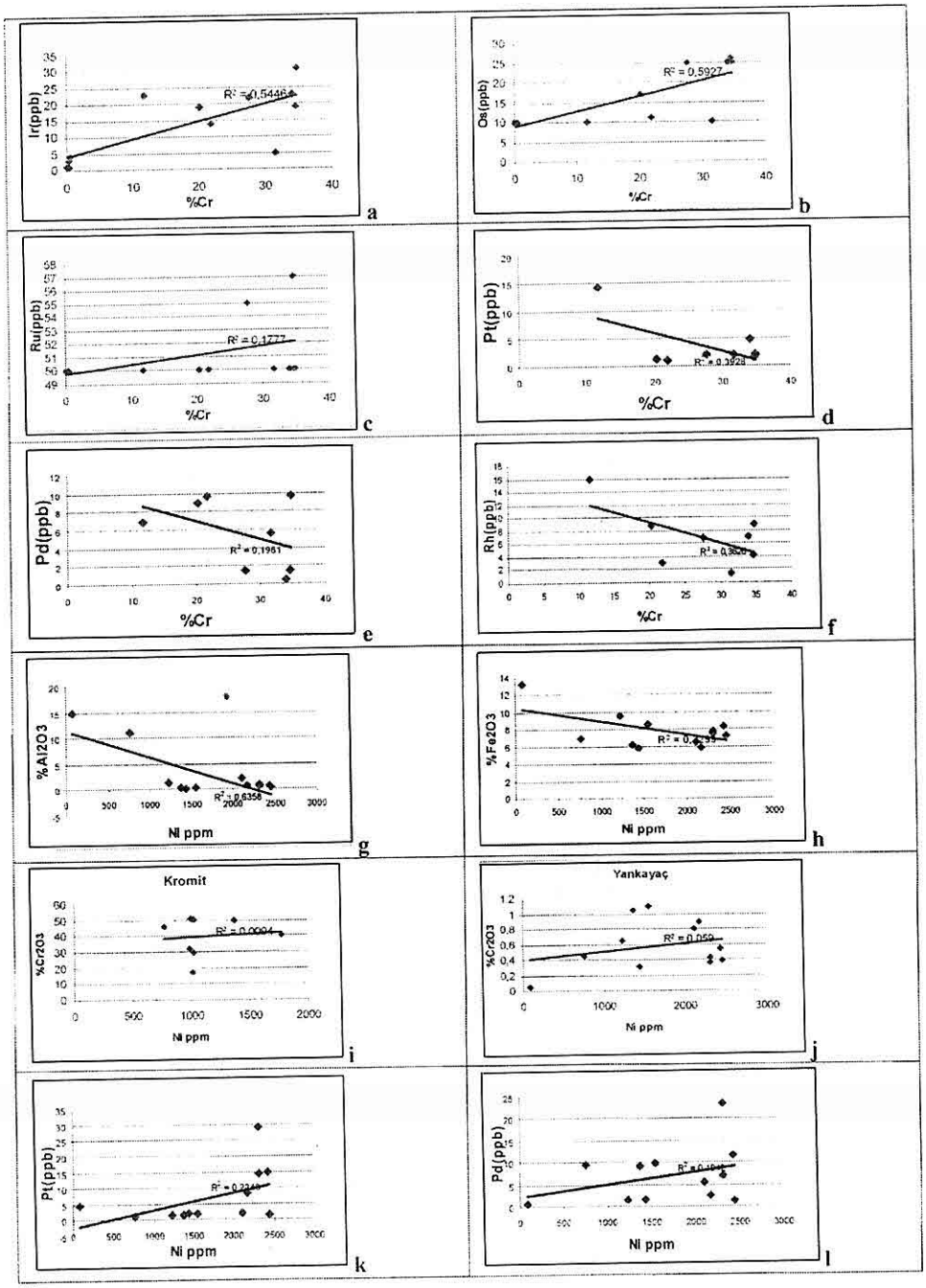
Sülfürlü eriyiklerin silikatlı eriyiklerden ayrılabilmelerinde soğuma süresi ve magma karışması çok büyük bir önem arz etmektedir. PGE'ler de hem bu koşulların etkisiyle hem de kendi davranış karakterlerine bağlı olarak bileşiklerini meydana getirirler. Şekil 16'dan da görüldüğü gibi, Ni, Pt, Pd ve Rh iyonları sıvı ayrışım yoluyla bileşiklerini oluşturmaktadırlar. Ir, Os ve Ru iyonları Cr iyonları ile ilk kristallenme fazını

kimyasal analiz sonuçları Çizelge 4'de verilmiştir.

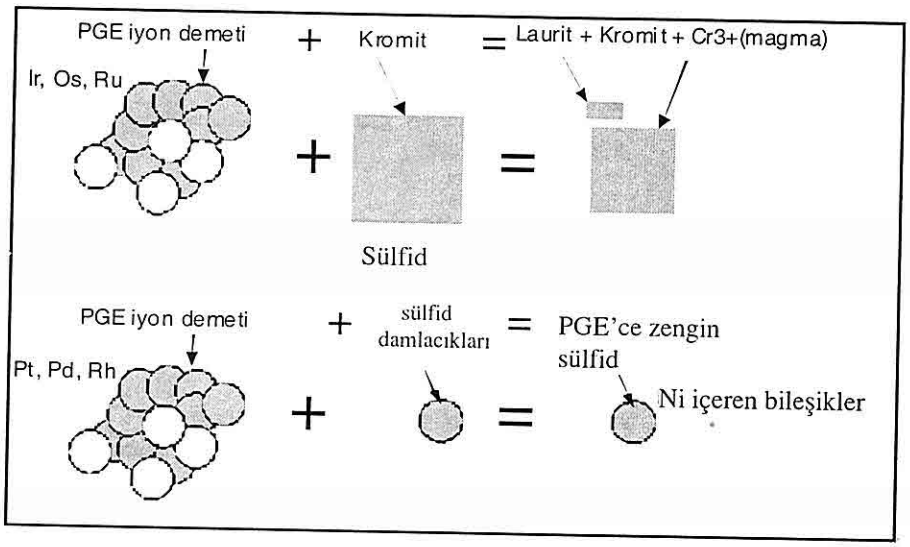
İnceleme alanındaki podiform kromitler içerisinde en çok raslanan PGM birliktelikleri Çizelge 3'de verilmiştir.

Kromitlerin PGE ve Au içerikleri genellikle ppb mertebesindedir. Bu nedenle, bu tür örneklerin PGE ve ana metal içeriklerinin kimyasal ve farklılaşma yönelimlerinin belirlenmesinde kondrit normalize paternlerin kullanılması en iyi yoldur.

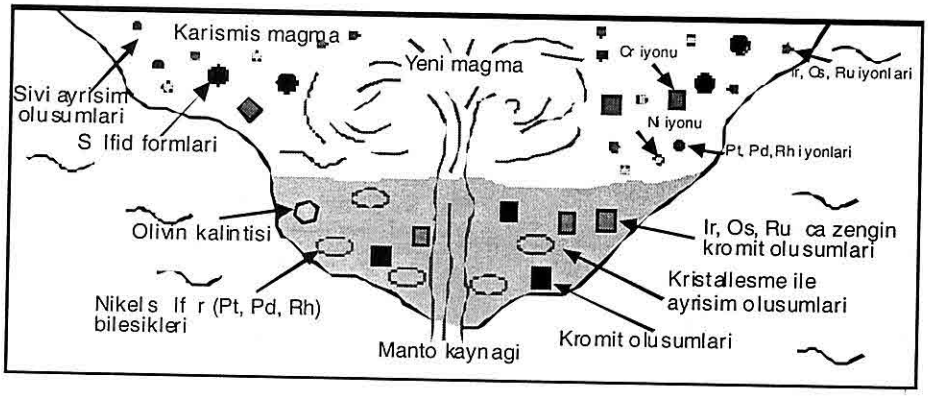
Çalışma alanı kromitlerinin PGE dağılımları incelendiğinde (Çizelge 2), kromitlerin toplam PGE içeriklerinin 63.8-



Şekil 14. Cr, PGE, ultramafik kayaçların çeşitli bileşenleri arasındaki ilişkiler.



Şekil 15. PGE'lerin bileşik oluşturma koşulları (Barnes ve diğ.,2000).



Şekil 16. PGE'lerin uyumluluklarına göre oluşum ortamları (Barnes ve diğ., 2000).

126.6 ppb arasında değiştiği, ortalama PGE içeriğinin ise 100 ppb olduğu görülür. Örnekler içerisinde en bol bulunan element Ru'dur. Diğerleri sırasıyla, Os, Pt ve Pd'dir.

PGE konsantrasyonlarının normalize edilmesi ile hazırlanan diyagram Şekil 17'de görülmektedir. Diyagramdan örnek no C8 dışındaki tüm örneklerin podiform kromit yönelimlerine benzer özellik sundukları görülmüştür. Negatif korelasyon, podiform yataklar için tipiktir. Bu korelasyonda, Pt'den Pd'ye pozitif, Ir'den Ru'ya pozitif, Ru'dan Rh ve Pt'ye negatif bir yönelim söz konusudur.

Kristal farklılaşma indeksi olarak

Çizelge 3. Podiform kromitlerde sık raslanan PGM birliktelikleri.

PGE	Sülfid	Arsenid	Sülfarsenid	Alaşım
Os	Erliçmanit (k) OsS2 Laurit (k) Ru(OsIr)S2		Osarsit (m) OsAsS2	Ru-Os-Ir
Ir	Laurit Ru(OsIr)S2		İrarsit (k) IrAsS	Ru-Os-Ir
Ru	Laurit Ru(OsIr)S2		Ruarsit (m) RuAsS	Ru-Os-Ir
Rh			Hollingvortit (k)Rh(IrPt)AsS_2	
Pt		Sperilit (k) $PtAs_2$	Platarsit (k) Pt(IrRh)	Pt-Pd-Cu
Pd				Pt-Pd-Cu

Çizelge 4. Çalışma alanındaki kromitlerde belirlenen PGM bileşikleri ve kimyasal analiz sonuçları.

Element	Laurit (C7) (% ağırlık)	Laurit (C7) (%atomik)
Ru	45,017	27,284
Rh	0,00	0,00
Os	14,175	4,736
Ir	3,376	1,068
S	35,011	66,912
Toplam	97,579	100

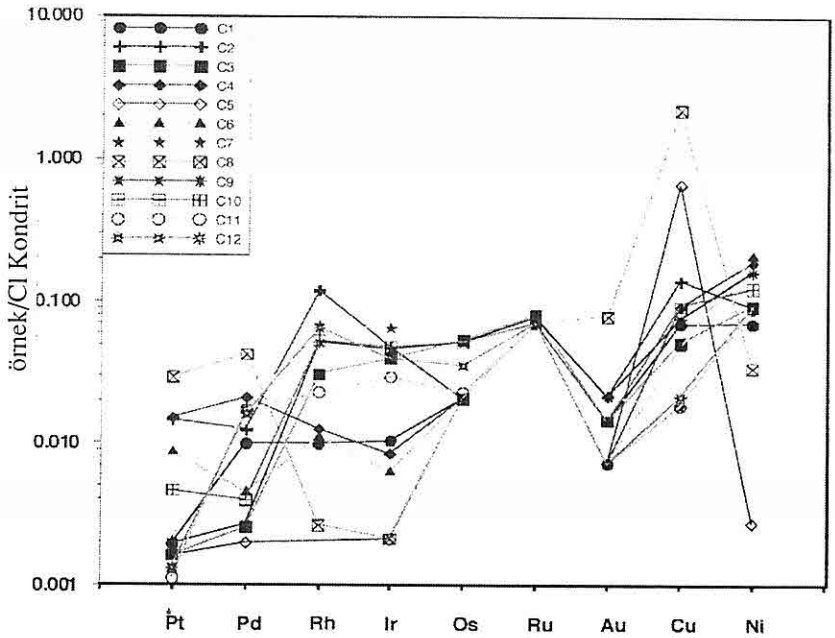
kullanılan Pt/Ir oranı (Prichard ve diğ, 1986), bu örnekler için 0.06-3.7 arasında değişmektedir. Diğer bir farklılaşma indeksi olan Pd/Ir oranı (Prichard ve diğ, 1986) ise 0.1-2.9 arasında değişmektedir. Sonuç olarak, örnekler gerek Pt/Ir oranlarının düşük olması ve gerekse Ru'dan Pt'ye genel bir negatif yönelim göstermeleri ile farklılaşmamış magmalara ait PGE karakteri sergilemektedirler (Prichard ve diğ, 1986; Edwards, 1990; Pederson ve diğ., 1993). Örneklerin bu tür negatif yönelimleri, tüketilmiş bir ergiyik kaynağından ve sülfürce yeterince doygun olmayan bir magmadan oluşuma işaret etmektedir.

C8 nolu kromit örneğinde ise Pt/Ir indeksi 28.8 ve Pd/Ir indeksi de 23.6 arasındadır. Bu sonuç yüksek kristal farklılaşmasını göstermektedir. Tüm örnekler baz alındığında, pozitif yönelim gösteren PGE'ler, daha çok ayrımlanmış bir magmadan türeyen PGE topluluğunu ifade etmektedir.

Kromitler ile eş zamanlı olarak kristallenen Ir, Os ve Ru uyumlu element olarak katı fazda, Pt, Pd ve Rh ise uyumsuz element olarak sıvı fazda zenginleşmektedirler. Sonuç olarak, magmadan ilk kristallenen kromit kristalleri özellikle Pt, Pd ve Rh'ca fakir olmaktadır.

Bölgedeki tüm PGE'lerin ortalama konsantrasyon değerleri ile hazırlanan bir diğer diyagramda ise, Dünyanın değişik bölgelerindeki PGE paternleri karşılaştırılmıştır (Şekil 18).

UG2 (Gain, 1985) ve Stillwater stratiform kromitleri (Barnes ve diğ.,



Şekil 17. Kromitlerin kondrit normalize PGE-Au-Cu ve Ni paternleri (Normalize değerler Barnes ve diğ., 1987' den alınmıştır).

1985) Pt ve Pd elementlerince pozitif bir yönelim göstermektedir. Buna karşın, W. USA podiform kromitlerinde (Page ve diğ., 1986) ise negatif bir yönelim gözlenmiştir (Şekil 18A). Diğer bölgelere ait kromitlerde ise Pt ve Pd pozitif yönelim gösterir (Şekil 18B ve C). Çalışma alanı PGE yönelimleri Heazlewood podiform kromitlerinin (Peck ve Keays, 1990) PGE yönelimleriyle uyumluluk arz etmektedir (Şekil 18B).

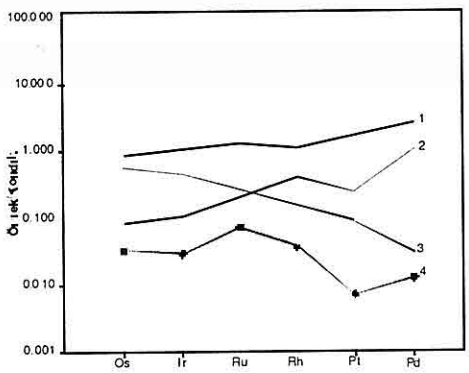
Ayrıca, Türkiye'nin değişik kesimlerine ait podiform kromitlerde saptanan PGE içeriklerine göre dağılım miktarları Şekil 19'da gösterilmektedir.

Bu diyagrama göre, kromit konsantrasyonları benzerlik sunarken, PGE içerikleri ise değişkendirler. Ortalamalar dikkate alındığında, Kavak (Eskişehir) ve Mersin yöresine ait PGE'lerin daha yüksek değerlere sahip oldukları ve ayrıca çalışma alanı PGE'lerinin ise Marmara ve Batı Anadolu PGE' lerine benzer değerlerde oldukları görülmektedir.

6. SONUÇLAR

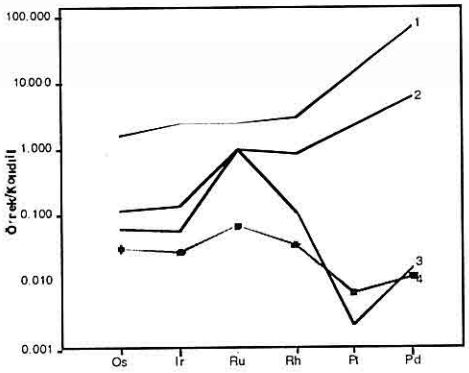
Bu çalışmada, Karaburhan (Sivrihisar-Eskişehir) yöresinde yüzeyleyen ultramafikler içerisinde bulunan PGE'lerin mineralizasyonu, dağılımı ve kökenlerini belirlemek amacıyla dokusal, mineralojik ve kimyasal analizler yapılmıştır. Yapılan tüm çalışmalar neticesinde ulaşılan bulgular ve öneriler aşağıda özetlenmiştir.

1. Karabayır metaofiyolitine ait



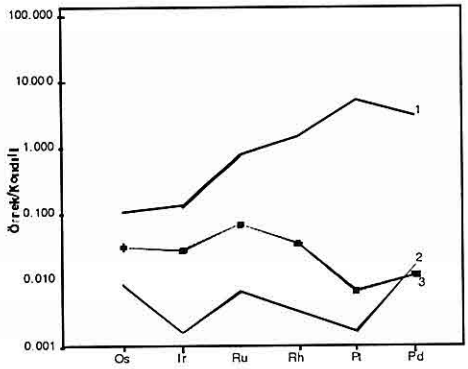
A

1. UG2, 2. Stillwater, 3. W. USA podiform kromitleri,
4. Karaburhan podiform kromitleri.



B

1. Cliff (Shetland Ofiyoliti), 2. Zambales,
3. Heazlewood
4. Karaburhan podiform kromitleri.



C

1. Merensky, 2. Boninit/Komatit, 3. Karaburhan podiform kromitleri.

Şekil 18. Bölge kromitleri ile dünyadaki değişik kromit örneklerinin karşılaştırılması. A. Stratiform ve podiform kromitler (1. Gain, 1985; 2. Barnes ve diğ., 1985; 3. Page ve diğ., 1986; 4. Bu çalışma), B. Podiform kromitler (1. Prichard ve diğ., 1987; 2. Bacuta ve diğ., 1990; 3. Peck ve Keays, 1990; 4. Bu çalışma), C. Merensky Reef ve komatitler (1. Barnes ve diğ., 1985; 2. Barnes ve diğ., 1985; 3. Bu çalışma).

Fen Bilim. Ens., 126 s.

Gain, S.B., 1985. The geologic setting on the platiniferous UG-2 chromitite layer on the form Maandagshoek eastern Bushveld complex, Econ. Geol. 80, 925-943.

Gijbels, R.H., Millard, H.T., Desborough, G.A. ve Bartel, A., 1974. Osmium, ruthenium, Iridium and Uranium in silicates and chromite from the Eastern Busveld complex, South Africa. Geochim. Cosmochim. Acta. 38, 319-337.

Gökçe, A., 2000. Maden yatakları. Cumhuriyet Üni. Yay. No: 85, 335s.

Gözler, M.Z., Cevher, F., Ergül, E. ve Asutay, H.J., 1996. Orta Sakarya ve güneyinin jeolojisi. MTA Jeoloji Etüdleri Dairesi, Ankara, 97s.

Keays, R.R., 1995. The role of komatiitic and picritic magmatism and saturation in the formation of the ore deposits. Lithos. 34, 1-18.

Kulaksız, S., 1981. Sivrihisar kuzeybatı yöresinin jeolojisi. H.Ü. Yerbilimleri Ens., Beytepe- Ankara, 103-120.

Legendre, O. ve Auge, T., 1986. Mineralogy of platinum group mineral inclusions in chromitites from different ophiolitic complexes. In: Gallagher, M.J., Ixer, R.A., Neary, C.R., Prichard, H. Metallogeny of the basic and ultrabasic rocks. The Inst. Of Mining and Metal, London. Pp. 361-372.

Naldrett A.J. ve Cabri, L.J., 1976. Ultramafic and related mafic rocks: Their Classification and genesis with special reference to the concentration of nickel sulfides and platinum group elements. Econ. Geol. 71, 1131-1158.

Page, N.J., Singer, D.A., Morning, B.C., Carlson, C.A., Mcdade, J.M. ve Wilson, S.A., 1986. Platinum group element resources in podiform chromitites from California and Oregon. Econ. Geol. 81, 1261-1271.

Peck, D.C., ve Keays, R.R., 1990. Insight into the behaviar of precious metals in primitive S-undersaturated magmas, evidence from Heazlewood River complex., Tazmania. Can. Mineral. 28, 553-577.

Pederson, R.B., Johannesen, G.M. ve Boyd, R., 1993. Stratiform platinum group elements mineralizations in the ultramafic cumulates of the Leka Ophiolite complex, Central Norway. Econ. Geol. 88, 782-803.

Prichard, H.M., Neary, C.R. ve Potts, P.J., 1986. Platinum group minerals in the Shetland Ophiolite. In: Gallagher M.J., Ixer, R.A., Neary, C.R., Prichard, H.M. Metallogeny of the basic and ultrabasic rocks. Inst. Mining Metal., London, 295-414.

Prichard, H.M., Neary, C.R., Potts, P.J., Lord, R.A. ve Ward, G.R., 1987. Development of techniques for the determination of the PGE in ultramafic rock complexes of potential economic significance: Mineralogical studies. Unpublished report for the European Economic Community, 162p.

Prichard, H.M. ve Tarkian, M., 1988. Platinum and palladium minerals from two PGE rich localites in the Shetland Ophiolite complex. Can. Mineral. 26, 979-990.

Tuncay, A. ve Kuşçu, M., 1993. Platin grubu metal ve minerallerin jeolojisi ve

ekonomisi. Jeoloji Mühendisliği.43, 89-95.

Uçurum, A., Lechler, P.J. Larson, L.T., 2000. Platinum group elements distribution in chromite ores from ophiolite complexes, Western Turkey. Trans. Inst. Min. Metal. (Sec B: Appl. Earth Sci.). 109(2), 112-120.

Weingart, W., 1954. 56/2, 56/4 Sivrihisar ve 57/1, 57/3 Ankara paftalarının jeoloji haritası hakkında rapor. M.T.A. Rap. No: 2248. (Yayımlanmamış) Ankara.

YERBİLİMLERİ HAZİRAN 2005 SAYI 46 ISSN 1019-1003
GEOSOUND JUNE NO

EKECEKDAĞI GRANİTOYİDİNİN (AKSARAY'IN KUZEYDOGUSU) PETROGRAFİK VE JEOKİMYASAL ÖZELLİKLERİ

Fuat IŞIK ve Kerim KOÇAK
S.Ü., Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Konya/Türkiye

ÖZET: *Ekecekdağı sokulumu Aksaray'ın kuzeydoğusunda başlıca K-feldispat megakristali ve mafik anklav içeren rapakivi, antirapakivi dokulu Borucu granitoyidi, granat ve muskovit içeren Kalebalta lökograniti ile Sinandı mikrogranitinden oluşmaktadır.*

Kalkalkalin ve düşük peralümina (A/CNK: ~1-1.1) özellikteki sokulum kayaçları jeokimyasal olarak aşırı miktarda SiO_2, iri katyonlu elementler (İKE), hafif nadir toprak elementleri (HNTE), K_2O/Na_2O, molar ($CaO/MgO+FeO_{tot}$) ile düşük miktarda kalıcılığı yüksek elementler (KYE) ve ağır nadir toprak elementleri (ANTE) ile karakterize olurlar. Ekecekdağı plütonu genel olarak dalma-batma ile ilişkili magmalarda karakteristik olarak izlenen yüksek İKE/KYE ve HNTE/ANTE sahiptirler. Anklavlar ise yüksek İKE içeriği ve düz bir nadir toprak element (NTE) diyagramı ile karakterize olup okyanus ortası bazaltlara benzerlik göstermektedirler. Borucu granitoyidlerinin üst mantodan (metagabro), Sinandı ve Kalebalta örneklerinin ise üst kabuktan (muhtemelen metagrovaktan) türediği öne sürülmüştür. Harker diyagramındaki çizgisel değişimler üst kabukta gerçekleşen hornblend, biyotit, plajiyoklas, ilmenit ve apatit farklılaşmasını veya kabuk asimilasyonunu yansıtmaktadır.

Borucu granitoyidi, felsik ve anklavlarla temsil edilen mafik magmanın kimyasal karışım (mixing), fiziksel karışım (mingling) ve sonrası gelişen safhalı kristalleşme ve muhtemel kabuk asimilasyon süreçleri ile oluşmuş olabilir.

PETROGRAPHICAL AND GEOCHEMICAL CHARACTERISTICS OF EKECEKDAĞ GRANITOID (NORTHEAST OF AKSARAY)

ABSTRACT: *Ekecekdağı intrusives in northeast of Aksaray is mainly composed of Borucu granitoid that have enclaves, K-feldspar megacrysts, rapakivi and antirapakivi textures; Kalebalta lokogranite with garnet and muscovites; and Sinandı microgranites.*

Calk-alkaline, weakly peraluminous (A/CNK: ~1-1.1) intrusives are geochemically characterized by high content of SiO_2, large ion lithophile (İKE) and light rare earth elements (HNTE) as well as high K_2O/Na_2O and molar ($CaO/MgO+FeO_{tot}$) ratios, and low content of high field strength elements (KYE) and heavy rare earth elements (ANTE). Ekecekdağı pluton have high İKE/KYE and HNTE/ANTE, which is typical for subduction related magmas while the enclaves are characterized by high İKE content

and flat rare earth elements (NTE) pattern, similar to the oceanic ridge basalts.

It has been suggested that Borucu granitoids could have been derived from upper mantle (metagabbros), Sinandı and Kalebalta samples from upper crust (possibly metagreywackes). Linear variations on the Harker diagrams might reflect high-level fractional crystallization of hornblende, biotite, plagioclase, ilmenite and apatite; or crustal assimilation. The Borucu granitoid could have been formed via mixing and mingling of felsic and mafic magmas as exemplified by enclaves, coupled by fractional crystallization and possibly crustal assimilation.

1. GİRİŞ

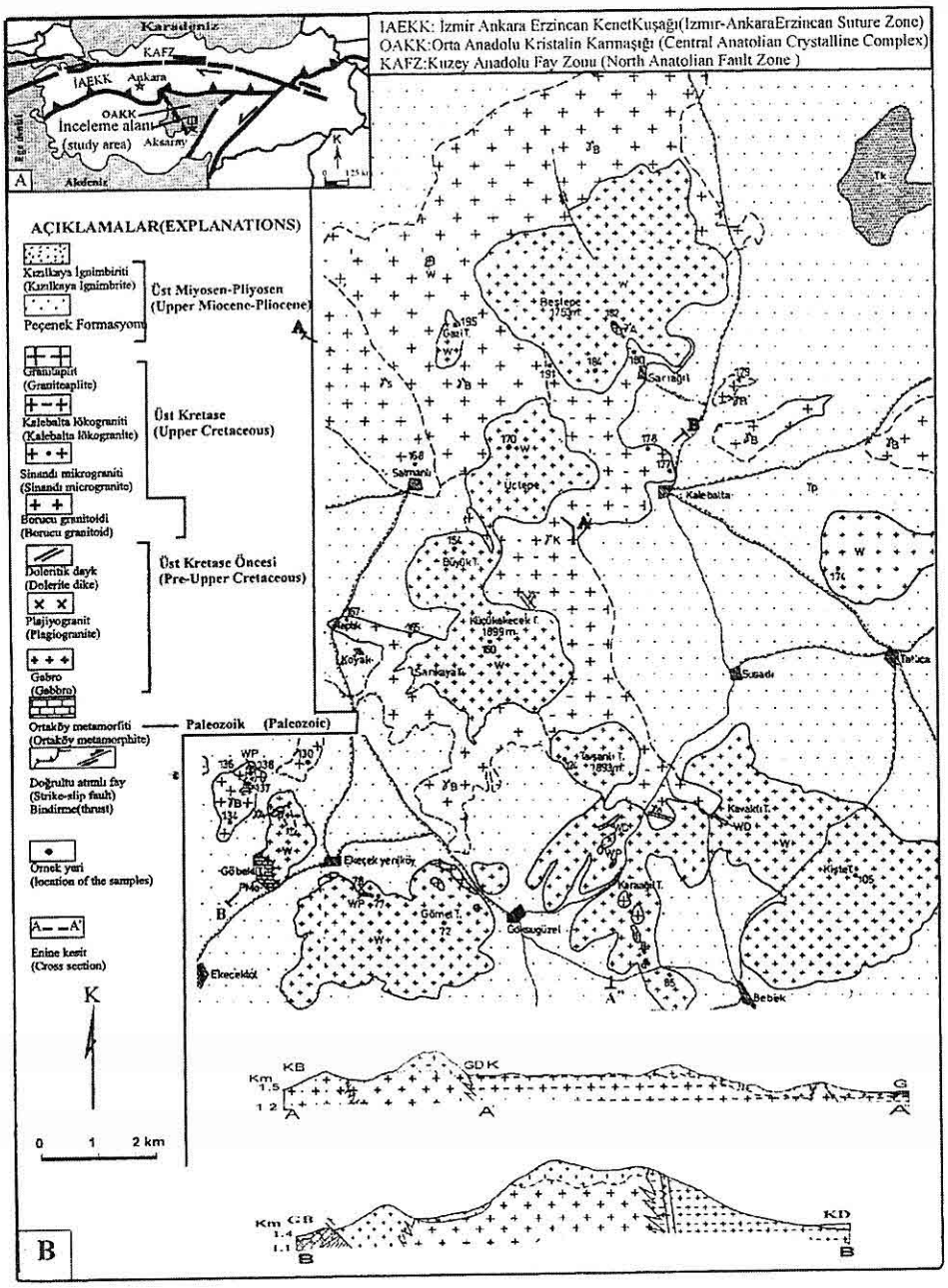
Orta Anadolu Kristalen Karmaşığında (OAKK, Göncüoğlu ve diğ., 1991) yer alan çeşitli sokulumlardan biri olan Ekecekdağı granitoyidi, Tuz Gölü'nün doğusunda ve Aksaray ilinin kuzeydoğusunda bulunmaktadır (Şekil 1). İzmir-Ankara-Erzincan kenet kuşağının (İAEKK) güneyinde yer alan OAKK ise orta-yüksek derecede metamorfizma geçirmiş Paleozoik metamorfik kayaçları, bunları üzerleyen Orta Anadolu Ofiyolitleri (OAO, Göncüoğlu ve diğ., 1991), ve hepsini kesen granitoid sokulumlarından oluşmaktadır.

OAKK' daki metamorfik kayaçlar (örn.Erkan, 1975, 1976-a,1976-b, 1977; Seymen, 1981, 1984; Koçak, 1993; Koçak, 2000), gabrolar (örn.Görür ve dig.,1984; Önen ve Unan, 1988; Göncüoğlu ve Türeli, 1993; Kadıoğlu ve Güleç, 1997; Koçak ve diğ., 2005) ve granitoyid sokulumlar ile ilgili bir çok çalışma (örn. Kadıoğlu, 1991; Bayhan, 1993; Kadıoğlu ve Güleç, 1997; Boztuğ, 2000; Kuscu ve diğ., 2002; İlbeyli ve diğ., 2004; Köksal ve diğ., 2004) literatürde yer almaktadır. Ancak inceleme alanındaki magmatik kayaçların jeokimyasal özelliklerine yönelik ayrıntılı bir çalışma bulunmamaktadır. Ekecekdağı plütonunun mineralojik-petrografik, jeokimyasal özelliklerinin belirlenmesi amacıyla yüzden fazla kayaç örneği alınmıştır. Alınan kayaç örneklerinin tamamının mineralojik-petrografik tanımlamaları gerçekleştirildikten sonra, karakteristik olanlarından 18 örneğin tüm kayaç ana ve iz element içerikleri Kanada'nın "ACME" analitik laboratuarında ICP metoduyla analiz edilmiştir. Yine karakteristik olan granitoyid örneklerinden 9 adetinin nadir toprak element (NTE) analizleri de Kanada'da ICP-MS metoduyla analizi gerçekleştirilmiştir.

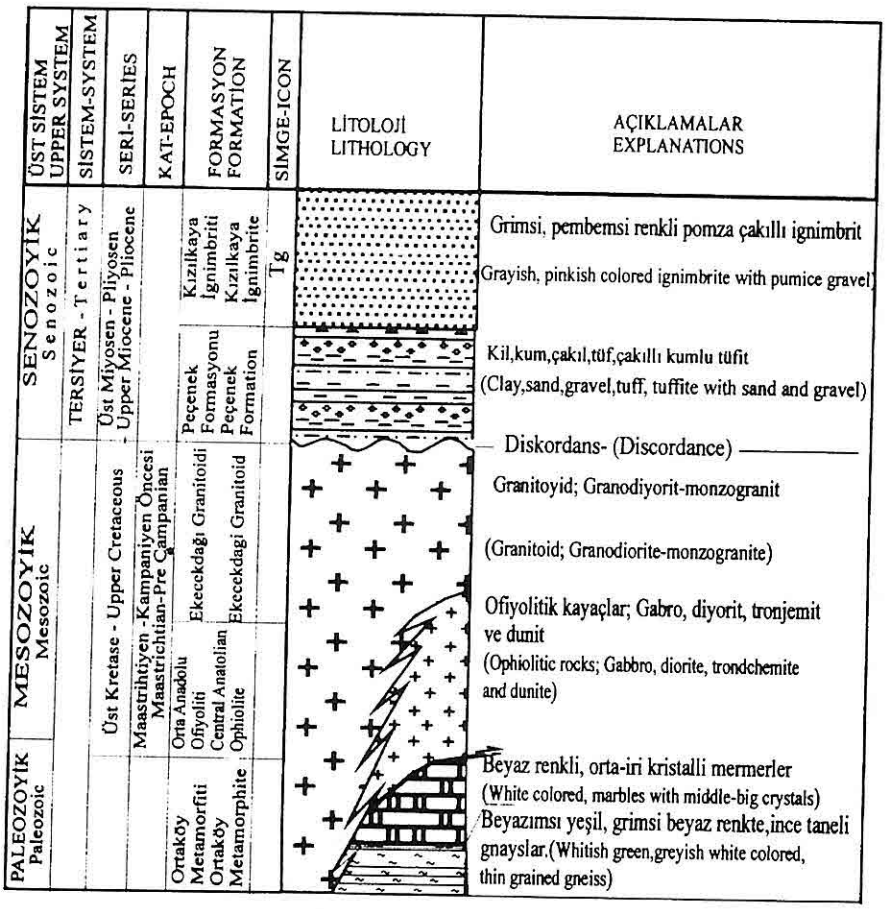
2. BÖLGESEL JEOLOJİ

İnceleme alanındaki temel birimlerden üste doğru sırasıyla; Ortaköy metamorfiti, Orta Anadolu ofiyoliti (OAO), Ekecekdağı sokulumu, Peçenek formasyonu ve Kızılkaya ignimbriti şeklinde sıralanırlar.

Ortaköy metamorfiti çalışma alanında çok küçük bir alanda yüzeylemekte olup gnays ve mermerlerle temsil edilirler. Birimin alt seviyelerinde gnayslar, üst seviyelerinde ise uyumlu olarak mermerler yer almaktadır (Şekil 2).



Şekil 1. İnceleme alanının yer bulduru (a), jeolojik haritası (b) ve enine kesitleri (Işık, 2000).



Şekil 2. İnceleme alanının genelleştirilmiş litostratigrafik dikme kesiti (Işık, 2000).

Birimin yaşı Paleozoyik-Mesozoyik olarak verilmiştir (Ketin, 1963, 1966). Seymen (1984) ise bölgedeki metamorfitlerin Kretase öncesinde metamorfizma evrimini tamamladığı düşüncesindedir. Koçak (1993) gnaysların(Tamadağ formasyonu) üst kesimlerinde yer alan mermerlerde belirlediği makro (*Heliolites paeckelmannophora* sp.) ve mikro fosillere (Leiosphaeridia, *Lophosphaeriduim* sp ve *Retiolites* sp?.) dayanarak formasyonun yaşını Silüriyen-Devoniyen olarak belirtmiştir.

OAO, inceleme alanında yüksek kodlarda gözlenir. Bu ofiyolitik kayaçlar; genellikle hornblend-gabro, diyorit, plajiyogranit, dolerit ve çok az olarak ta dünit şeklindendir. Çalışma alanında gözlenen gabroyik kayaçlar Orta Anadolu Masifinde yaygın olarak bulunmakta ve bunlar Bozkır ofiyolitik napının parçaları olarak yorumlanan kayaçların eşdeğerleri olarak kabul edilmiştir (Türeli, 1991 ve

Türeli ve diğ.,1993). Bu birimin tipik yaygın kayacı ise çoğunlukla hornblend-gabro ve çok az hornblend-diyorit'tir. Metamorfikler üzerinde tektonik dokunakla (Seymen,1982; Göncüoğlu, 1986; Türeli, 1991) yer alan birim Ekecekdağı plütonu tarafından kesilmiştir. OAO' nin yerleşimi esnasındaki tektonik deformasyon ve muhtemelen Ekecekdağı plütonunun sokulumları nedeniyle az veya çok metamorfizma geçirerek çoğunlukla amfibolitleşme gösterdiği saptanmıştır. Yay arkası bir ortamda muhtemelen peridotitik bir kaynaktan yüksek derecede bir kısmi ergime ile oluşan ofiyolitik hornblend-gabrolar (Koçak ve diğ., 2005) Santoniyen-Üst Maastrihtiyen öncesi bölgede yerleşmiş olmalıdır (Göncüoğlu ve Türeli, 1993).

Çalışmanın ana konusunu oluşturan Ekecekdağı sokulumu oldukça geniş bir alanda ve genelde sırt şeklindeki yayvan tepelerde yüzeylemektedir. Üst Kretase-Paleosen yaşlı Ekecekdağı plütonu (Göncüoğlu, 1986; Türeli, 1991) monzogranit ve granodiyorit bileşimindeki kayaçlardan oluşmaktadır.

Borucu granitoyidi, Sinandı mikrograniti, Kalebalta lökograniti ve aplitik granit şeklindeki Ekecekdağı plütonunun ana fazını, Borucu granitoyidi oluştururken aplitik granit ise son fazı temsil etmektedir. İnceleme alanında geniş bir yayılım sunan Borucu granitoyidi, Koyak-Taptık köylerinde ve Salmanlı köyünün doğu kesimlerinde yüzeylemektedir (Şekil 1). Birim, birbirine dik yönde çatlak sistemleriyle ayrılmış, yüzeysel alterasyona uğramış olup iri bloklar halinde ve yer yer cm boyutundaki aplit dayklarla kesilmiş vaziyettedir. Sinandı mikrograniti inceleme alanında Salmanlı köyü ve kuzeybatısında yüzeylemektedir (Şekil 1). Mikrogranitlerin parçaları kesin sınırlı olup granitoyid içerisinde küçük sokulumlar halinde bulunmaktadır. Mikrogranitlerin çalışma alanında Borucu granitoyidi dışında diğer birimlerle hiçbir kontak ilişkisi gözlenmemiştir. Lökogranitler tipik olarak Kalebalta Köyü'nde yüzeylemektedir (Şekil 1). Kalebalta lökogranitleri oldukça iri bloklara sahiptir ve dış yüzeylerinde alterasyon izlerine rastlanılmıştır. Borucu granitoyidinde gözlenen K-feldispat megakristallerine, koyu renkli ince taneli anklavlara ve hatta hornblend kristallerine Kalebalta lökogranitlerinde rastlanılmamaktadır. Lökogranitler bu özellikleriyle Borucu granitoyidinden kolayca ayrılmaktadır. Borucu granitoyidleri içerisinde gözlenen aplitik granitler genelde cm boyutunda kesmekte iken lökogranitler içerisinde ise cm'den yüzlerce metreye ulaşan dayklar şeklindedir. Genelde KB-GD, KD-GB ve K-G istikametlerinde bir yayılım sunmaktadırlar.

Volkanosedimanter özellikteki Peçenek formasyonu çalışma alanında oldukça geniş bir alanda yayılım sunmaktadır (Şekil 1). Yaşar ve diğ. (1982), tarafından adlandırılan birim riyolitik tüf; kil, kum, çakıl, çakıllı kumlu tüfitlerden, gölsel kireçtaşları, kumtaşı, silttaşı ve çamurtaşlarından oluşmaktadır. Üst Miyosen-Pliyosen yaşlı denizel olmayan

Çizelge 1. Ekecekdağı sokulumunun modal mineralojik bileşimi (Örneklerde 1000 nokta sayılmıştır).

	Borucu						Kalebalta			Sinandı		Anklav		
Örnek no	134	130	167	179	165	137	191	180	177	169	168	47	49	201
Ortoklas	21	26.7	33.1	19.7	18	15.9	33.5	31.8	28.4	27.1	33.2	4.5	2.5	3,3
Kuvars	37.6	28.3	25.9	24.7	27.5	25	34	30.6	34.3	29.4	34.1	8.2	10	12
Plajiyok.	25.5	30.3	28.3	44.3	43.4	48.1	31.3	35.2	27.5	33.3	25.8	52.8	57.6	61,3
Biyotit	12.5	5.9	5.1	7	6.3	7.1	0.2	1.9	8.8	10.1	6.8	22.2	19.5	18,4
Hornb.	2.9	8.7	7.4	2.5	3.8	3.6	-	-	-	-	0.1	11.8	10.1	4,8
Muskovit	0.1	-	-	-	-	-	0.2	0.1	0.2	-	-	-	-	
Apatit	0.1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Opak Mineral	0.3	0.1	0.2	1.8	1	0.3	0.8	0.4	0.8	0.1	-	0.5	0.3	0,2

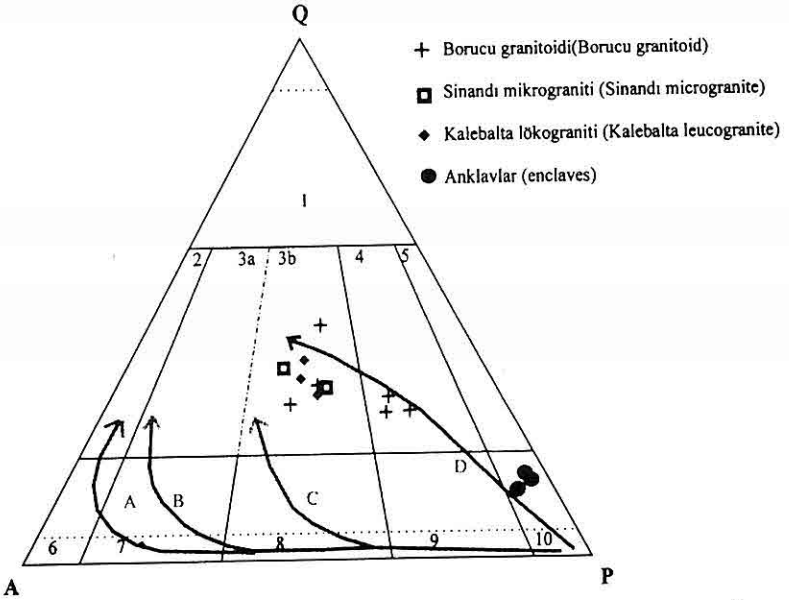
bu sedimentler Pliyosen'de blok faylanmayla bir havza içerisinde depolanarak şekillenmiştir (Yaşar ve diğ., 1982). Peçenek formasyonu metamorfik, ofiyolitik ve granitik kayaçları uyumsuz olarak örtmektedir.

Kızılkaya ignimbriti, Aksaray ilinin kuzeydoğu kesimlerinde yayılım sunar. Birimin en güzel gözlendiği yer inceleme alanı dışında kalan Ihlara vadisindedir. Üç seviye halinde izlenebilen Kızılkaya ignimbritlerinin alt seviyeleri beyaz renkli ve pomza parçaları içermektedir. Orta seviyeleri grimsi beyaz, pembe renkli olup andezit-bazalt çakılları içeren tutturulmuş ignimbrit özelliğindedir. Üst seviyeleri ise daha dayanıklı ve gri renktedir. Birimin yaşı Alt Pliyosen'dir (Batum, 1978).

3. MİNERALOJİK-PETROGRAFİK İNCELEME

İnceleme alanından derlenen 50 adet örneğin, polarizan mikroskop altında incelemesi gerçekleştirilerek, 14 tanesinin modal mineralojik bileşimi nokta sayacı yardımı ile belirlenmiştir (Çizelge 1). Kuvars-K feldispat-plajiyoklaz (Le Maitre ve diğ., 1989) üçgen diyagramına düşürülen (Şekil 3) 14 adet örnekten Sinandı mikrograniti ve Kalebalta lökogranitlerinin "granit", anklavların "kuvars diyorit", Borucu granitoyidinin ise "granit" ve "granodiyorit" bileşiminde olduğu belirlenmiştir.

Birimlerin makro özellikleri şu şekilde özetlenebilir: Borucu granitoyidi grimsi beyaz renkte ve orta-iri tanelidir. İri kristallerini K-feldispat ve kuvars oluşturmaktadır. K- feldispatlar 1 cm genişliğinde ve 2-5 cm boyunda olup pembemsi beyaz renktedir. Yalnız Borucu granitoyidi içerisinde, seyrek ve dağılmış olarak bulunan anklavlar ise koyu grimsi yeşil renkte, yuvarlağımsı, bazen de köşeli olmaktadır. Ana kayaçla olan sınırları keskin, ana kayaca göre daha ince



Şekil 3. Magmatik kayaçların kuvars-K-feldispat-Plajiyoklaz üçgen diyagramına (Le Maitre ve diğ. 1989) göre modal bileşimleri: 1-kuvarsca zengin granitoid, 2-alkali feldispat granit, 3a-siyenogranit, 3b-monzogranit, 4-granodiyorit, 5-tonalit, 6-alkali feldispat siyenit, 7-siyenit, 8-monzonit, 9-monzodiyorit / monzogabro, 10-diyorit-gabro. Plütonik kayaç serilerinin ana eğilimleri Lameyre ve Bonin (1991) den alınmıştır: A-şiddetli alkali, B-Ortaç alkali, C-monzonitik, D-kalkalkali.

tanelidir. Az miktarda gözlenen iri ortoklas kristalleri özşekilsiz olup ana kayaç ile anklav arasında da yer almaktadır. Çapları 3-15 cm civarında olan olup iri K-feldispat megakristalleri nedeniyle belirginleşen bir porfirik dokuya sahiptir. Sinandı mikrograniti makro olarak beyazımsı gri renkte ve ince taneli (0.1-1.5) olan bu kayaçlar mikrokristalin tanesel dokulu olup monzogranit karakterindedirler. Kalebalta lökograniti ise orta-iri taneli ve beyazımsı-pembe renkte olup açık renkli mineraller kayaçta ağırlıktadır. Aplitik granit açık pembemsi renkli ve kuvarsça zengin bu kayaçların tane boyları 1'mm den küçüktür.

Birimlerin mikro özellikleri de şu şekilde özetlenebilir: Borucu granitoyidinde hipidiyomorfik tanesel doku egemen olup mineralojik bileşimlerini; plajiyoklaz + kuvars + ortoklaz + amfibol (hornblend) + biyotit ve eser miktarda muskovit, apatit ve opak (manyetit-ilmenit) mineraller oluşturmaktadır (Çizelge 1). Genelde oligoklaz-andezin bileşiminde olan plajiyoklaslar, yarı özşekilli ve özşekilsiz

olup tane boyu 0.2-6.5 mm arasındadır. Yer yer serisitleşme, karbonatlaşma ve ender olarak da sosuritleşme gösterirler. K-feldispat olarak gözlenen ortoklazlar, yarı özşekilli- özşekilsiz kristaller halinde olup yer yer çubuksu ve ipliksi pertit yapılıdırlar. Poikilitik dokulu iri ortoklaz kristalleri plajiyoklaz ve biyotit kapanımları içerirler. Mafik minerallerden hornblend, nadiren özşekilli, genelde yarı özşekilli ve özşekilsiz olup tane boyu 0.1-1.5 mm arasındadır. İri kristalli olanlarda poikilitik dokuyu oluşturan biyotit, kuvars, apatit ve opak mineral kapanımları izlenmektedir. Bazı amfibollerin kenar ve dilinimlerinden itibaren klorite dönüşümler saptanmıştır. Örneklerde 5-12 % arasında yer alan biyotit mineralleri (Çizelge 1) ise yarı özşekilli ve özşekilsiz, genelde küçük kristaller bazen de iri tek kristaller halinde izlenmektedir. Tane boyu 0.1-1.7 mm arasında olup yer yer hornblend içerisinde hornblend-biyotit birlikteliği şeklinde izlenmektedir. Tali minerallerden apatitler, küçük prizmatik kristaller şeklindedir. Opak mineralleri; manyetit, hematit ve ilmenit şeklinde olup genelde mafik mineraller içerisinde ya da onlara bitişik halde izlenmektedir.

Borucu granitoyidinde rastlanan anklavlarda hipidiyomorfik tanesel, yer yer porfrik doku izlenmektedir. Mineralojik bileşimini; plajiyoklas + biyotit + hornblend ve daha az oranda ise kuvars ve ortoklas oluşturmaktadır (Çizelge 1). Plajiyoklaslar albit ikizli, zonlu yapıda ve andezin bileşiminde olup biyotit kapanımları içermektedir. Serisitleşme ve sosuritleşme yaygın olarak gözlenen alterasyonlardır. Anklavlarda biyotit mineralinin oranı hornblende nazaran fazladır. Bazen biyotitler hornblendlerin yerini almış durumdadır. Bazı hornblendlerde ikizlenme gözlenmektedir. Koyu renkli mineraller çoğunlukla klorite altere vaziyette ve kayaç içerisindeki miktarları % 23-34 arasındadır. Az miktarda gözlenen iri ortoklas kristalleri özşekilsizdir. Bunlar ana kayaç ile anklav arasındaki sınırda gözlenmektedir. İçlerinde kapanım halinde biyotit içermektedir.

Sinandı mikrogranitinde hipidiyomorfik tanesel doku egemen olup mineralojik bileşimini; kuvars + ortoklas + plajiyoklas + biyotit ± hornblend oluşturmaktadır. Küçük özşekilsiz taneler halinde izlenen kuvars minerallerinin tane boyları 0.1-1.2 mm arasındadır. Yarı özşekilli-özşekilsiz ortoklas mineralleri 0.4-1.3 mm tane boyutunda, pertitik dokulu ve sık sık karlsbad ikizlidir. Tipik olarak poikilitik dokulu olup kapanım halinde biyotit ve kuvars içermektedir. Oligoklaz-andezin bileşiminde olan plajiyoklasların tane boyları ise 0.2-1.5 mm arasındadır. Genelde yarı özşekilli ve albit ikizlidir. Kayaçlarda koyu renkli tek hakim mineral olan biyotit açık kahveden koyu kahverengiye kadar değişen kuvvetli pleokroizma gösterirler.

Çoğunlukla hipidiyomorfik tanesel doku gösteren Kalebalta lökogranitinde mineralojik bileşimi; kuvars+ ortoklas+ plajiyoklas ± biyotit ± muskovit ve eser miktarda tali olarak granat oluşturmaktadır. Mafik mineralleri biyotit oluşturmakta ve kayaçlardaki içeriği

%10'dan küçüktür. Feldispatlar genelde pembemsi renkte, kuvarslar ise berrak parlaklıkta gözlenmektedir. Minerallerin tane boyu 0.4-3 mm arasındadır. Lökogranitlerin, mafik mineral içeriğinin azlığı, K-feldispat megakristallerinin olmayışı ve anklav içermemesi belirleyici özelliğidir. Genelde özşekilsiz olan kuvars minerallerinin boyutları bazen oldukça irileşmekte ve bu nedenle porfirik bir doku gözlenebilmektedir. Ortoklaslar, pertitik (ipliksi pertit) yapılı ve yer yer içlerinde ufak kuvars mineralleri gözlenmektedir. Plajiyoklaslar yarı özşekilli-özşekilsiz olup oligoklaz ve nadiren albit bileşimindedirler. Ortoklaz ile olan sınırlarında mirmekitleşmeler de izlenmektedir. Lökogranitlerde biyotitler klorite altere olurken plajiyoklaslar ise serisitleşme ve sosuritleşmeye uğramışlardır. Oldukça az miktarlardaki muskovit minerali sadece lökogranitler içerisinde gözlenmektedir. Yarı özşekilli ve özşekilsiz olan muskovitlerin tane boyu 0.06- 0.4 mm arasındadır. Muskovitler genelde kuvars ve ortoklas mineralleri arasında gözlenirken bazen de biyotit minerallerine kenetlenmiş olarak geliştikleri izlenmektedir. Tali olarak gözlenen granat minerali sadece lökogranitler içerisinde saptanabilmiştir. Granatlar küçük, özşekilli kristaller ve taneler şeklindedir.

Aplitik granit, allotriyomorf tanesel dokuda olup mineralojik bileşimleri monzograniti vermektedir. Mineralojik bileşimini; kuvars+plajiyoklas+ortoklas ve daha az oranda biyotit oluşturmaktadır.

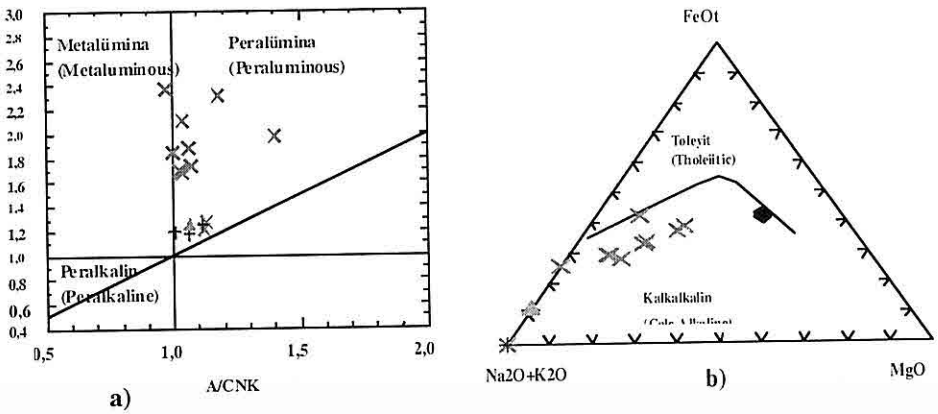
4. JEOKİMYA

4.1.Ana ve İz elementler

İnceleme alanından derlenen örneklerden 16 tane Ekecekdağı plütonu ve 2 tane anklav örneği seçilerek toplam kayaç ana, iz ve nadir toprak element analizleri ACME (Kanada)'de gerçekleştirilmiştir (Çizelge 2). SiO_2 değeri Ekecekdağı plütonunda oldukça yüksek (Borucu granitoyidi 61.6-78.2, Kalebalta lökogranitlerinde 76.36-79.9, Sinandı mikrograniti 76.9) anklavlarda ise düşüktür (~55). Örnekler genellikle zayıf peralümina olup A/CNK değerleri çoğunlukla 1-1.1 arasındadır (Şekil 4-a). Tüm örneklerde tipik olarak kalkalkalin özellik izlenmektedir (Şekil -4 b). Harker diyagramında SiO_2 'le birlikte Na_2O, K_2O (zayıf) Y artarken CaO, MgO, MnO, Fe_2O_3, FeO , Al_2O_3, TiO_2, P_2O_5, Zr, Sr ve Ba azalmaktadır (gösterilmemiştir). Tüm bu değişimler magmatik kayaçların hornblend, biyotit, apatit ve plajiyoklazın farklılaşmasına uğradığına veya kabuk asimilasyonuna işaret etmektedir. SiO_2'in sadece plajiyoklazın yapısına giren Sr ve Al_2O_3' le sahip olduğu negatif ilişki ise plajiyoklaz farklılaşmasını doğrulmaktadır. Artan SiO_2 'la TiO_2'in azalması ilmenitin kristalleşmesini ve dolayısıyla eriyikteki oldukça yüksek fO_2 şartlarını yansıtmaktadır. SiO_2 ile P_2O_5 arasında var olan negatif korelasyon ise apatit mineralinin eriyikte alıkonulmadığını ve mafik minerallerle birlikte farklılaşma sürecinde yer aldığına işaret etmektedir. Anklav örnekleri

Çizelge 2. Magmatik kayaçların ana, iz ve nadir toprak element analiz sonuçları

	Borucu											Kalebalta				Sinandı	Anklav	
Ör.No	4	23	35	37	38	45	134	137	165	167	179	177	178	180	191	168	49	47
SiO2	64.17	73.25	61.61	65.31	62.60	66.48	70.64	70.58	77.70	71.17	78.19	77.06	76.36	77,00	79.97	76.90	55.30	55.45
TiO2	0.51	0.28	0.60	0.45	0.59	0.44	0.31	0.26	0.03	0.33	0.06	0.09	0.07	0.03	0.05	0.06	0.58	0.55
Al2O3	15.61	13.17	16.21	15.43	16.22	15.68	14.19	14.25	12.32	13.89	12.64	12.60	13	12.51	11.09	12.91	16.60	16.25
Fe2O3	1,72	0.80	1.85	1.33	2.47	0.69	0.95	1.58	0.18	0.58	0.22	0.19	0.05	0.03	0.25	0.31	2.10	2.15
FeO	3.04	1.70	3.93	2.84	3.17	3.43	2.32	1.40	0.43	2.79	0.53	0.89	0.88	1.01	0.61	0.76	4.30	4.60
MnO	0.07	0.03	0.11	0.08	0.10	0.08	0.07	0.05	0.01	0.07	0.01	0.10	0.07	0.04	0.01	0.04	0.18	0.15
MgO	2.54	1.46	3.09	2.09	3.05	1.96	1.23	0.83	0.08	1.11	0.05	0.26	0.59	0.07	0.06	0.16	5.50	5.70
CaO	3.97	1.51	5.41	3.49	4.37	3.60	3.05	2.84	0.70	2.89	0.47	0.67	0.89	1.06	0.54	1.10	11.50	11.35
Na2O	2.93	3.5	2.55	2.99	2.96	3.46	2.68	3.48	2.93	2.52	3.48	3.30	3.56	3.22	3	3.15	2.10	2.05
K2O	3.35	0.83	2.42	3.02	2.63	1	3.64	2.27	4.46	3.76	4.37	4.30	4.40	4.80	4.18	4.63	0.50	0.65
P2O5	0.06	0.07	0.09	0.05	0.09	0.08	0.08	0.06	<0.01	0.07	<0.01	<0.01	0.06	0.03	0.01	0.03	0.14	0.15
LOI	1.70	2.10	2.10	2.70	1.80	2.90	0.40	0.20	0.60	0.60	0.20	0.20	0.40	0.60	0.40	0.30		
Toplam	**99.67**	**100.21**	**99.99**	**99.78**	**100.06**	**99.72**	**99.56**	**99.8**	**99.45**	**99.78**	**100.23**	**99.67**	**100.33**	**100.40**	**100.17**	**100.35**	**98.80**	**98.95**
Ba	1435	136	652	642	666	315	491	533	31	526	29	126	138	13	21	60	300	308
Rb	265	295	315	375	380	310	276	215	285	370	482	410	418	360	400	323	150	152
Sr	189	150	235	174	247	181	137	133	17	127	11	24	33	18	<10	34	115	117
Y	15	11	15	13	14	12	13	16	14	15	39	48	30	29	21	21	50	52
Zr	109	92	158	117	85	115	96	89	50	115	69	62	60	44	60	50	155	154
Nb	11	8.40	9.20	10	8.80	9.60	9	7.90	8.50	8.70	17	17	11	9.70	14	<10	15	16
Th	32	28	32	33	30	34	25	28	30	31	35	24	31	33	30	27	9	9.5
Zn	59.90	46.6	78	47.30	95	49.60	47.90	49	49.50	46.80		48.50					95	94
Cu	<50	<50	<50	<50	<50	<50	<50	<50	<50	<50		<50				<50	13.50	14
Ni	29	25	21	20	25	25	<20	<20	<20	<20	<20	<20	20	24	22	<20		
Hf											2.60		1.50	1.30	1.70	1.2		
Sc	10	<10	14	<10	13	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10		
Ta	2.30	1.80	1.60	2.00	2.10	1.50	1.50	2.10	1.70	1.90	3.70	2.20	2.40	2.10	2.50	2.40		
Co	-	<50	<50	<50	<50		<50	<50	<50	<50		<50						
La	25,10	27,20	22,20		23,10		31,50	32,50			12,20		18,80			12,70	6,30	5,80
Ce	48,10	58,10	40,20		45		59,90	63,70			31		42,30			31,50	19,10	18,50
Pr	5	5,70	4,80		4,90		5,70	6			3,40		4,10			2,70	2,60	2,30
Nd	16	18,80	15,60		16,20		17,40	18,30			10		12,70			9,50	15,40	15
Sm	3,20	3,60	3,40		3,40		3,10	3,40			2,90		3,40			1,90	5,10	4,90
Eu	1,10	0,70	1		0,90		0,70	0,70			0,10		0,09			0,30	1,50	1,30
Gd	1,90	2,10	2,50		2,50		2,10	2,50			2,60		3			1,30	6,30	6,10
Tb	0,30	0,30	0,50		0,60		0,40	0,40			0,50		0,60			0,29	1,10	0,90
Dy	2,20	1,60	2,30		2,40		2,10	2,70			3,10		2,90			0,80	7,20	6,90
Ho	0,70	0,50	0,80		0,80		0,60	0,70			0,60		0,70			0,20	1,90	1,50
Er	1,70	1	2,10		2,10		1,60	1,90			2,10		2			0,79	5,10	5,80
Tm	0,50	0,30	0,50		0,50		0,40	0,50			0,30		0,30			0,40	0,80	0,60
Yb	1,40	0,80	1,50		1,60		1,30	1,80			2,40		2,20			0,70	4,70	4,50
Lu	<0,02	0,19	0,19		0,20		<0,02	0,2			0,50		0,50			0,49	0,60	0,50



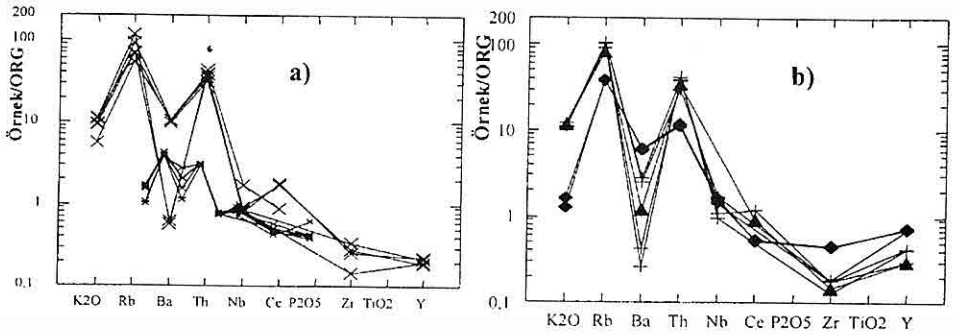
Şekil 4. a) Ekecekdağı granitoyidlerinin A / CNK - ANK diyagramı. b) Ekecekdağı granitoyidi ve anklavlarının AFM diyagramı.(Sınırlar Irvine ve Baragar, 1971'den alınmıştır) (Çarpı:Borucu, artı: Kalebalta, Üçgen: Sinandı ve Elmas: Anklavları göstermektedir).

granitoyidlere göre özellikle SiO_2-TiO_2, SiO_2-Ba, SiO_2-Y, SiO_2-Th, SiO_2-Sr, MgO-Sr, CaO-Sr, P_2O_5-TiO_2 ve AFM üçgen diyagramlarında oldukça uyumsuz ve farklı bir davranış sergilemektedir (Şekil 4-b). Borucu granitoyidi genel olarak yüksek Sr içerirken Kalebalta lökograniti ve Sinandı mikrogranitinde Sr içeriği düşüktür. Anklavlar ise düşük Rb ile karakterize olmaktadır.

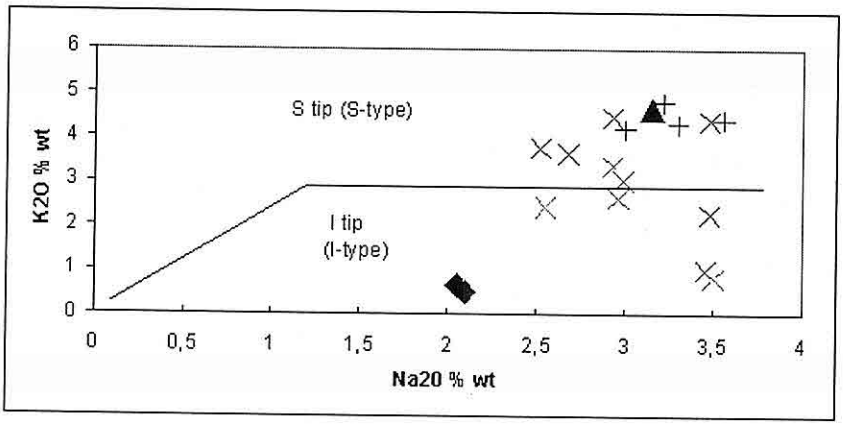
Okyanus sırtı granitlere (ORG) oranlanmış granitoyidlerin ve anklavların iz element diyagramında (Şekil 5), İKE zenginleşmesi (Ba hariç) ve KYE fakirleşmesi, pozitif Ce ve negatif Zr anomalisi izlenmektedir. Buna karşılık anklavlarda daha az İKE (Ba hariç) zenginleşmesi ve ORG miktarında KYE izlenmekte olup Ce ve Zr anomalisine sahip değildir. Şiddetli negatif Ba anomalisi özellikle Kaleboynu lökograniti ve Borucu granitoyidi izlenmektedir.

Granitoyidler Chappel ve White (1974) tarafından iki guruba ayrılmıştır: a) normatif korundum içermeyen I-tipi granitoyidler, bazaltik magmaların safhalı kristalleşmesi veya bazaltik kayaçların kısmi ergimesi ile türemiştir. b) S tipi granitoyidler ise sedimanter veya metasedimanter kaynağın ergimesini yansıtan ve modal kordiyerit ve biyotit±granat, Al silikat polimorf ve muskovit içeren, zayıf peralümina bir karakter sergilemektedir. Mol A/CNK değerleri 1-1.1 arasında yoğunlaşan örnekler I-S tip ayrımı için çizilen K_2O-Na_2O diyagramına düşürülmüş (Şekil 6) ve anklavların I-tip granit bölgesinde, Kalebalta lökogranitleri ve Sinandı mikrogranitinin de S-tip granit bölgesinde yer aldığı belirlenmiştir. Borucu granitoyidi ise her iki bölgede yer almaktadır.

Granitlerin oluştuğu tektonik ortamın

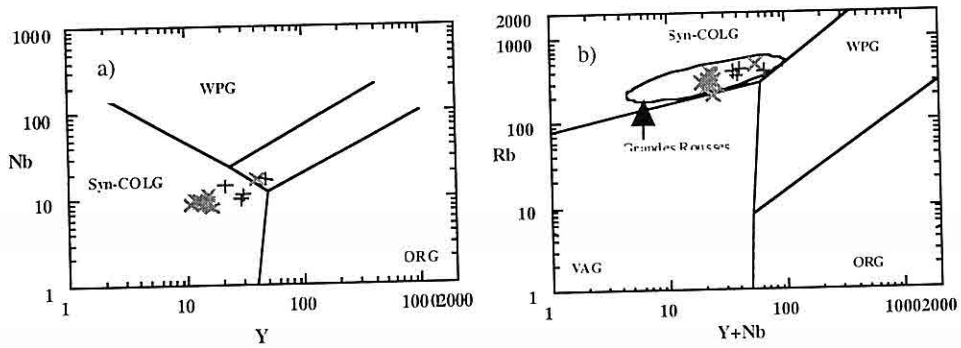


Şekil 5. a) Borucu b) Sinandı, Kalebalta ve anklav örneklerinin okyanus sırtı granite oranlanmış iz element diyagramı. Normalize değerler Pearce ve diğ (1984)'ten alınmıştır (Çarpı: Borucu, artı: Kalebalta, Üçgen: Sinandı ve Elmas: Anklavları göstermektedir).



Şekil 6. Ekecekdağı granitoidi ve anklavların Na_2O-K_2O diyagramı. Lachlan kıvrım kuşağındaki I ve S tip granit sınırları Chapple ve White (1984)'ten alınmıştır. (Çarpı: Borucu, artı: Kalebalta, Üçgen: Sinandı ve elmas: Anklavları göstermektedir)

belirlenmesinde Pearce ve diğr. (1984) tarafından geliştirilen iz element diyagramları kullanılmıştır. Nb-Y diyagramı (Şekil 7a) "Volkanik yay (VAG)-Çarpışma granitleri (syn-COLG)" ile "levha içi granit (WPG)" ve "Okyanus sırtı granitleri (ORG)" bölgesini ayırmaktadır. Granitoyidler bu diyagramda VAG- syn-COLG' in olduğu bölgeye düşmektedir. VAG, syn-COLG, WPG ve ORG bölgelerini ayıran Y+Nb-Rb diyagramında (Şekil 7b) ise örnekler tümüyle Syn-COLG bölgesinde yer almaktadır.

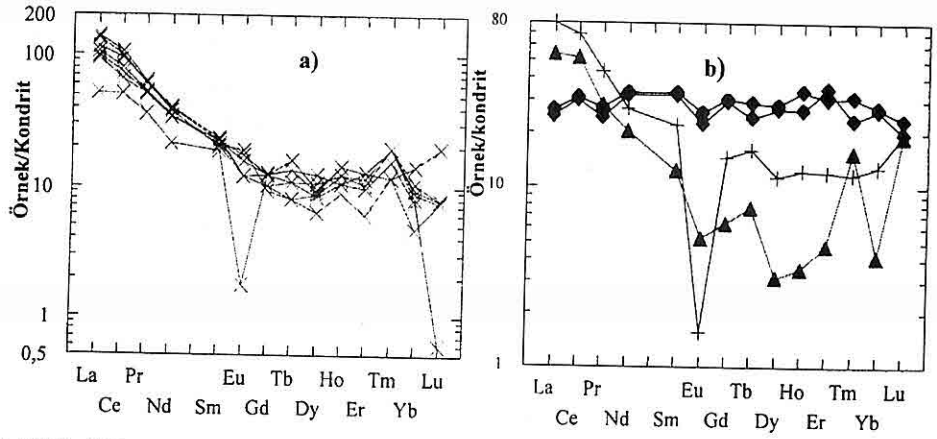


Şekil 7. Ekecekdağı granitoyidlerinin jeotektonik konumunu gösteren a)Y-Nb diyagramı b)Y+Nb-Rb diyagramı. Syn-COLG: Çarpışma sırası granitleri, WPG: levha içi granitler, VAG: Volkanik yay granitleri, ORG: Okyanus ortası sırtı granitleri (Çarpı: Borucu, artı: Kalebalta, Üçgen: Sinandı ve Elmas: Anklavları göstermektedir)

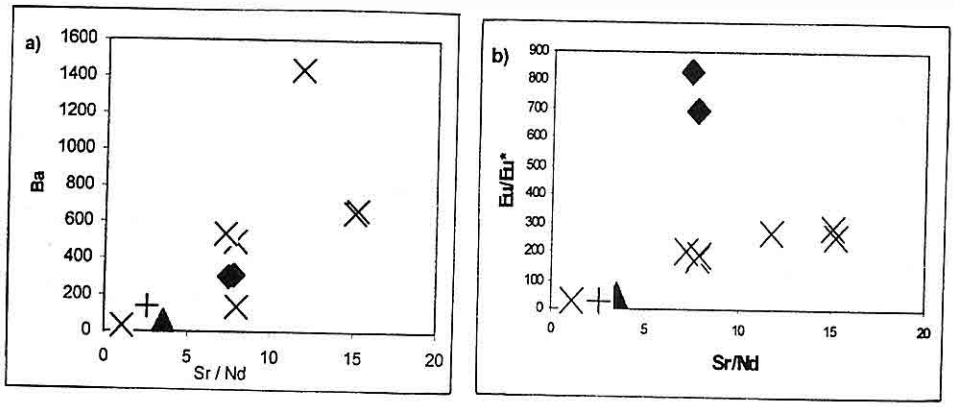
4.2.Nadir Toprak Elementleri

11 adet örneğin NTE analizi yapılarak Çizelge 2'de verilmiştir. Örneklerin NTE diyagramına bakıldığında Borucu granitoyidi genel olarak farklılaşmış ((La/Yb)c=~12,59) olup plajiyoklaz farklılaşmasına işaret eden belirgin negatif Eu anomalisine (Eu/Eu*:0.783) sahiptir (Şekil 8-a). HNTE ve ANTE'de yaklaşık eşit oranda farklılaşmışlardır ((La/Sm)c: 4.41; (Gd/Lu)c: 5.67). Kalebalta lökogranitleri ise yaklaşık olarak Borucu granitoyidinkine benzer şekilde farklılaşmış NTE diyagramına ((La/Yb)c= 12.86) fakat çok daha belirgin negatif Eu anomalisine sahiptir (Eu/Eu*: 0.084, Şekil 8-b). Ayrıca ANTE oldukça zayıf bir farklılaşma ((Gd/Lu)c:0.74) gösterirler. Sinandı mikrograniti ise daha az farklılaşmış bir NTE diyagramına ((La/Yb)c= 10.36) ve şiddeti Borucu granitoyidi ile Kalebalta lökograniti arasında yer alan negatif Eu anomalisine (Eu/Eu*: 0.55) sahiptir. NTE diyagramına genel olarak bakıldığında uçucu bileşenlerce zengin gazlı sıvıların ana magmadan ayrılması nedeniyle Sinandı mikrogranitinin iz elementlerce fakirleşmeye uğradığı anlaşılmaktadır. Anklavlar zenginleşmiş ve düz sayılabilecek bir NTE diyagramına ((Lac/Yb)c= 0.94) ve çok fazla belirgin olmayan negatif Eu anomalisine (Eu/Eu*: 0.76) sahiptir.

Örneklerdeki negatif Eu anomalisinin plajiyoklaz farklılaşmasından ileri geldiği Sr/Nd-Ba ve Sr/Nd-Eu/Eu* arasında izlenen pozitif ilişki ile doğrulanmaktadır (Şekil 9 a-b). Granitoidlerde gözlenen kaşık (konkav-yukarı) şekilli NTE diyagramı amfibol farklılaşmasını yansıtmaktadır. Çünkü amfibol farklılaşması kalıntı eriyikte La/Yb değerlerin artarak daha farklılaşmış



Şekil 8.a) Borucu granitoyidi b) Sinandı mikrogranit, Kalebalta lökograniti ve anklavların kondrite oranlanmış nadir toprak element örümcek diyagramı (Çarpı: Borucu, artı: Kalebalta, Üçgen: Sinandı ve Elmas: Anklavları göstermektedir).



Şekil 9. Ekecekdağı granitoyidi ve anklavlarının a) Sr/Nd-Ba ve b) Sr/Nd-Eu/Eu* diyagramları (Çarpı: Borucu, artı: Kalebalta, Üçgen: Sinandı ve Elmas: Anklavları göstermektedir)

sistemlerdeki kalıntı eriyikte kaşık (konkav yukarı) şekilli NTE diyagramı gelişecektir (Romick et al., 1992). Ayrıca Borucu granitoyidi, Kalebalta Lökograniti ve Sinandı mikrograniti' nde gözlenen, ANTE göre HNTE zenginleşmesi kısmi ergime suresince kalıntı granatın varlığına işaret etmektedir. Başka bir deyişle anklavlarda gözlenmeyen ANTE'e göre HNTE zenginleşmesi kısmi ergimede kalıntı granatın bulunmadığına veya granatın farklılaşan faz olmadığına işaret

etmektedir.

Anklavların NTE diyagramı okyanus ortası bazaltlara, granitoyidlerinki ise dalma batma ile ilişkili magmalara benzerlik göstermektedir.

5. SONUÇLAR VE TARTIŞMA

Üst Kretase-Paleosen yaşlı Monzonit ve granodiyorit bileşimine sahip Ekecekdağı plütonu; muskovitli Kalebalta lökograniti, Sinandı mikrograniti ve mafik anklav içeren feldispat mega kristalli Borucu granitoyidinden oluşmaktadır.

Kalebalta lökograniti ve Sinandı mikrogranitinde yer yer aplitik özellik açığa çıkmakta olup bu durum hızlı soğumanın eşlik ettiği başlangıçtaki yüksek çekirdeklenme oranına işaret etmektedir (Webber ve diğ., 1999).

Borucu granitoyidindeki iri feldispat kristalleri karakteristiktir. Higgins (2000) megakristalli granitoyidlerin, muhtemelen magmanın sıcak yan kayaç içine yerleşmesiyle sıvı faza yakın magmanın soğumasındaki duraklamadan kaynaklandığını ileri sürmüştür. Bu tip sıcak çevre kayaçlar mafik magmaların kabaca granitik magmalarla eş zamanlı olarak yerleştiği yerlerde olmaktadır. Kristal boyutu dağılımındaki artış ile sıvı akışı arasında doğrusal bir ilişki bulunmaktadır. Sıvı akışı daha geçirgen megakristali zonlara toplanmakta ve bu kanallar boyunca megakristallerin daha da büyümesine yol açmaktadır.

Borucu granitoyidininde tipik olarak da plajiyoklaz minerallerini manto biçiminde ortoklaz mineralinin sardığı ve bazen de ortoklaz minerallerinin etrafında bir kuşak halinde plajiyoklaz mineralinin geliştiği saptanmıştır. Ortoklaz ve plajiyoklaslarda gözlenen bu rapakivi ve antirapakivi dokuları (Hibbard, 1991) magma mixing olayına işaret etmektedir.

Anklavların ana kayaçla olan sınırları keskin, ana kayaca göre daha ince tanelidir. Bu durum ise anklavların yan kayaca göre daha sıcak olduğunu ve yan kayaçla madde alışverişinin çok fazla olmadığını göstermektedir. Anklav örnekleri çeşitli ana oksit ve iz element diyagramlarında (örn. SiO_2-TiO_2, SiO_2-Y, P_2O_5-TiO_2) granitoyidlerden farklı ve bağımsız bir dağılım sergilerler. Bu durum da anklav ile granitoyid arasındaki madde alış verişinin çok ileri düzeyde gerçekleşmediğini desteklemektedir. Mikroyapısal veriler anklavların mafik ve daha felsik magmaların fiziksel ve kimyasal karışım ile oluşan "mafik mikrotanesel anklav" (MME) özellikte olduğunu göstermektedir. Söz konusu mafik magma, muhtemelen K-feldispat megakristali granodiyoritik ve monzonitik magmanın yerleşimi öncesi ve boyunca sürekli sokulum yapmış olabilir. Anklav ile ana kayaç arasındaki kontakta iri feldispat kristalleri yer almaktadır. Bu tür iri kristal oluşumu anklavlarda meydana gelen metasomatizma ile ilgili olabilir. Güncel çalışmalarda ise bu tür iri kristallerin oluşumunda eşyaşlı mafik ve felsik iki magmanın karışması (magma mingling) esnasında magmalar arasında meydana gelebilecek kristal transferinin etkili olduğu ileri sürülmektedir (Barbarin, 1991). Anklav içerinde yer alan biyotit ve iri ortoklaz fenokristalleri yan kayaçtan

hareketle anklav içerisine yerleşmişlerdir. Buna karşılık hornblend fenokristalleri anklavdan yankayaç içerisine yerleşmişlerdir. Borucu granitoyidine ait K-feldispat kristallerinin anklavlarda yer alması Borucu granitoyid magmasının kısmen kristallendiğini göstermektedir. Isısal farklılık nedeniyle hızlı kristalleşme gerçekleşmekte ve anklavların kökeninde mekanik olarak karışım önemli olmaktadır. Isısal dengeye hızlı bir şekilde erişilmesi (Barbarin and Didier, 1992) kimyasal karışımı başlatmaktadır. Ancak viskozite farklılığı kimyasal karışımı güçleştirmektedir. Tüm anklavların biyotitce zengin olması mafik magmanın yüksek su içeriğine sahip olduğunu göstermektedir. Bu su içeriği, anklavların granit magma içerisinde sıvı kalmasını sağlayarak kimyasal karışıma uygun hale getirmiştir (Grasset and Albarede, 1994).

Ekecekdağı plütonu, kalkalkalin, zayıf peralümina (çoğunlukla A/CNK: 1-1.1) ve çarpışma sırası (Syn-COLG) özelliklere sahiptir. Harker diyagramındaki ana oksit ve iz elementler arasındaki çizgisel değişimler granitoyidlerdeki hornblend, biyotit, plajiyoklaz, ilmenit ve apatit farklılaşmasını ve eriyikteki yüksek fO_2 şartlarını gerektirmektedir.

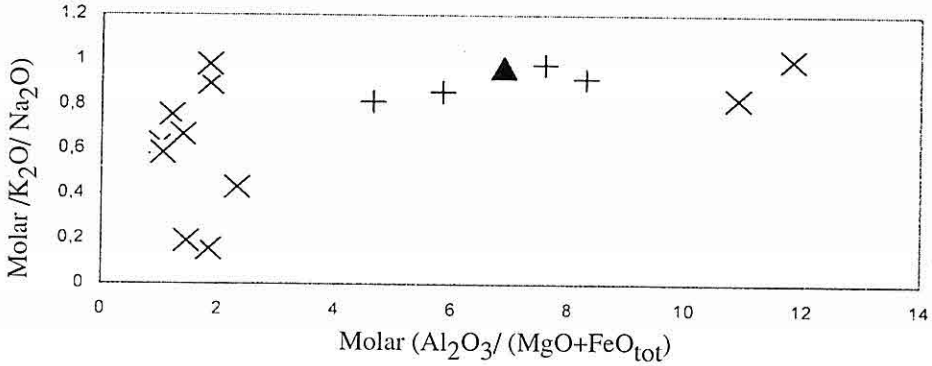
Granitoyidlerin kondrite oranlanmış nadir toprak element diyagramlarında HNTE'ce zenginleşme ve ANTE'ce fakirleşme ile belirginleşen dalma batma etkisi göstermektedir. Buna karşılık anklavların NTE diyagramı Okyanus ortası sırtı bazaltlara (OOSB) benzerlik göstermektedir . Anklavların NTE diyagramları az farklılaşmış ANTE, düşük (La/YB)c ve yüksek Y' a sahiptir. Bu durum kısmi ergime ve son dengelenme süresince kalıntıda, veya en alt kabukta gerçekleşen kristal farklılaşmasındaki önemli miktarda granatın yer almadığını göstermektedir. Dolayısıyla diyoritik magmaların mafik kabuksal hazne kayaçların kısmi ergimesi ile oluşumu 33 km.den (1 GPa üzerindeki basınçlarda mafik kayaç sistemlerinde granatın açığa çıkmasına karşılık gelir, ör. Rapp ve Watson, 1995) daha az bir derinlikte gerçekleşecektir.

Çeşitli ergime şartlarında amfibolit, tonalitik gnays, metagrovak ve metapelit gibi farklı kaynakların kısmi ergimesi ile oluşan magmaların bileşimsel farklılığı K_2O/Na_2O, $Al_2O_3/(MgO+FeO_{tot}$ ve $CaO/MgO+FeO_{tot}$ gibi molar oksid oranları ile gösterilebilir. Örneğin metabazalt ve andezitlerden türeyen kısmi eriyikler, metapelitlerden türeyenlerden daha düşük $Al_2O_3/MgO+FeO_{tot}$ ve yüksek CaO/MgO+FeO oranlarına sahiptirler Şekil 10'da Borucu örnekleri diğer örneklere göre magmatik kökene işaret eden daha düşük molar $Al_2O_3/(MgO+FeO_{tot})$ sahiptir. Buna karşılık molar K_2O/Na_2O oranı, granitoyid örneklerinde çok fazla ayırtman değildir. Bu da muhtemelen alkali elementlerin alterasyonla hareketli hale geçebilmesinden kaynaklanmaktadır. Şekil 11' de görüldüğü gibi Kalebalta löko granitleri ve Sinandı mikrograniti yüksek molar $(Al_2O_3/MgO+FeO_{tot})$ ve molar $(CaO/(MgO+FeO_{tot}))$ oranlarına sahip olup metagrovak bir hazne kayacı çağrıştırmaktadır. Nitekim yüksek Al_2O_3,

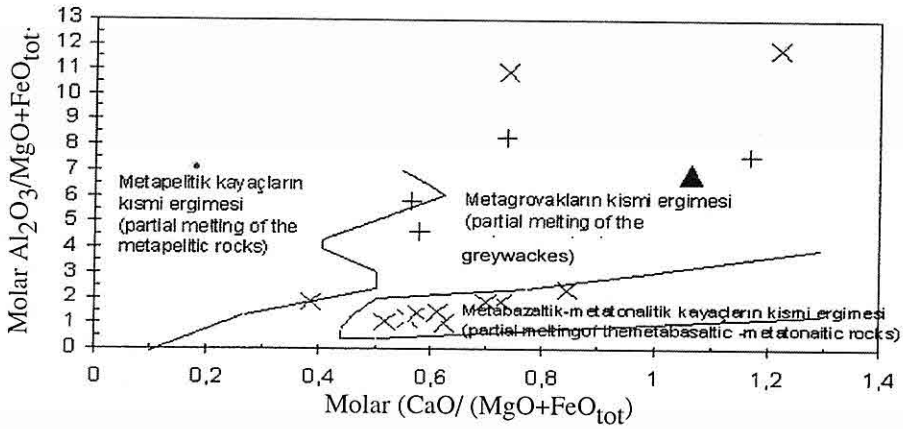
kayaçlardaki granat ve muskovit mineralinin gelişimi ile belirginleşmektedir. Başka bir deyişle söz konusu granitler Orta Anadolu masifinde çeşitli derecelerde metamorfize olmuş yarıpelitik ve psamitik gnaysların kısmi ergimesi ile oluşmuşlardır. İnceleme alanına yakın metasedimentlerde (Ortaköy) belirlenebilen minimum kristalleşme basınçlarından en yükseğinin 4 kb (Koçak, 1993; Koçak ve Leake, 1994) olduğu göz önüne alınırsa S-tip granit oluşumunun ~13 km den daha derinde gerçekleştiği söylenebilir. Orta Anadolu masifinde buna karşılık Borucu granitoyidi genel olarak düşük molar ($Al_2O_3/(MgO+FeO_{tot})$ ve (K_2O/Na_2O)' a sahip olup metabazalt –metatonalitik bir hazne kayacı çağrıştırmaktadır. Yüksek molar ($Al_2O_3/(MgO+FeO_{tot})$ sahip olan Borucu örnekleri, muhtemelen alterasyon sonucu Al_2O_3 zenginleşmesini yansıtmaktadır.

Borucu granitoyidindeki I-tip özellik, manto kayaçlarının veya dalan okyanusal kabuğun ergimesiyle oluştuğuna işaret etmektedir. Ayrıca Borucu granitoyidine benzer şekilde K-feldispat megakristali ve mafik mikrotaneli anklav (MME) içeren monzonitik, monzodiyoritik ve granodiyoritik kayaçların manto malzemesinin kısmi ergimesi ile oluştuğu ileri sürülmüştür (Didier ve diğ. (1982), Harris ve diğ. (1986), Frost ve Mahood (1987), Castro ve diğ. (1990), Crawford ve Windley (1990), Poli ve Tommasini (1991), Roberts ve Clemens (1993), D'Lemos (1996) ve Wiebe ve diğ. (1997)). Bu ergime Üst Kretase süresince (Aydın ve diğ., 1998 ; Boztuğ, 1998 ve Kuscu, 2001) kabuk sıkışmasından sonraki açılmanın bir sonucu olarak gerçekleşmiş olabilir. Bu tip bir magmanın eklenimi, enjeksiyonu ve/veya alta dalması en alt kıtasal kabukta kısmi ergimeyi başlatarak geniş felsik magmatizmayı oluşturabilirler. Bu şekilde Orta Anadolu'da kalkalkalin, I-tip granodiyoritik- monzonitik topluluk bu iki magmanın fiziksel ve kimyasal karışımı ile oluşabilir (İlbeyli ve diğ., 2001; Kuşçu ve diğ., 2002).

Orta Anadolu'da üzerlemelerle ilgili olarak iki ayrı granit oluşumu yer almaktadır. İlk grup çarpışma sırası ve S-tipinde (84-110 m.yıl) olup Erken-Geç Kretase boyunca Torid –Anatolid platformunun kuzey kenarının kuzeye Pontidlerin altına dalması nedeniyle kalınlaşan kabuğun kismi ergimesiyle oluşmuşlardır (Kuşçu ve Erler, 1998). İkinci grup ise çarpışma sonrası ve I-S tipinde (67-82 m.yıl) olup Kampaniyen süresince ofiyolitik istifin Orta Anadolu metamorfikleri ve daha önce üzerleyen N-tip okyanus kabuğunun üzerine üzerlemesi (ensimatik yayın Orta Anadolu Masifi ile çarpışması) sonucunda oluşmuşlardır (Erler ve Bayhan, 1995; Geven, 1992; Akıman ve diğ., 1993; Kuşçu ve diğ., 2002). Çarpışma sonrası granitoyidler mafik mikrotaneli anklavlarla karakterize olan mafik sokulumlar ile ilişkilidir. Dolayısıyla anklav içeren I-tip Borucu granitoyidi ile S-tip Sinandı mikrograniti ve Kalebalta lökogranitinin ikinci üzerleme sonucunda oluşmuş olabilir. Pearce ve diğr. (1984)'ne göre çarpışma sonrası



Şekil 10 : Molar $Al_2O_3/MgO+FeO_{tot}$ – molar K_2O/Na_2O. (Çarpı: Borucu, artı: Kalebalta, Üçgen: Sinandı ve Elmas: Anklavları göstermektedir)



Şekil 11: Molar $CaO/MgO+FeO_{tot}$ - molar $Al_2O_3/MgO+FeO_{tot}$. Sınırlanmış alanlar çeşitli bileşimlerdeki (Wolf ve Wyllie, 1994; Gardien ve diğ.., 1995; Patino Douce, 1996; Patino Douce ve Beard, 1995, 1996; Patino Douce ve McCarthy, 1998; Singh ve Johannes, 1996; Thompson, 1996) dehidrotasyon ergime deneylerinden elde edilen kısmi eriyiklerin bileşimini vermektedir (Çarpı: Borucu, artı: Kalebalta, Üçgen: Sinandı ve Elmas: Anklavları göstermektedir).

granitoyidleri (post-COLG) tektonik jeokimyasal içerikli granitoyid sınıflamalarda ana sorun olarak ortaya çıkmaktadır. Çünkü bu granitoyidler hem kabuğun alt kesiminde ve hem de üst mantodaki kısmi ergimelerden de oluşabilmektedir. Post-COL granitler syn-COLG, VAG veya

WPG bölgesinde yer alabilmektedir (Pearce ve diğr., 1984). Ekecekdağı granitoyid örnekleri post-COLG özellikteki Grandes Rousses plutonuna benzer bir yayılım göstermekte (Şekil 7b) ve dolayısıyla tipik çarpışma sonrası granitoyidi özelliğinde olduğu söylenebilir. Benzer şekilde Orta Anadolu'daki yaygın melez (hybrid) tip kalk alkalin granitoidlerin yaygın olarak post-COLG tektonik konumda geliştiği

Sonuç olarak çalışma kapsamında yer alan çarpışma sonrası özellikteki melez granitoyidler Kampaniyen boyunca ofiyolit üzerlemesi sonucu oluşan kabuk kalınlaşmasını takip eden açılma neticesinde oluşan felsik ve mafik magmanın mixing ve minglingi ve takip eden safhalı kristalleşme ve muhtemel kabuk asimilasyonu ile en son kimyasal bileşimlerini kazanmışlardır.

6. KAYNAKLAR

Akıman, O., Erler, A., Göncüoğlu, M.C., Güleç, N., Geven, A., Türeli, T.K. and Kad oğlu , Y.K., 1993, Geochemical characteristics of granitoids along the western margin of the Central Anatolian crystalline complex and their tectonic implications. Geol. J. 28, pp. 371–382

Aydın, N. , Göncüoğlu, M.C. and Erler , A., 1998, Latest Cretaceous magmatism in the Central Anatolian crystalline complex: brief review of field, petrographic and geochemical features. Turk. J. Eart. Sci. 7, pp. 259–268.

Barbarin, B., 1991, Contrasted origins for the "poligenic" and "monogenic" enclava swarms in some granitoids of the Sierra Nevada batholith, California. Terra Abstr. 332 p.

Barbarin, B. and Didier, J., 1992, Genesis and evolution of mafic microgranular enclaves through various types of interaction between coexisting felsic and mafic magmas. Trans. R. Soc. Edinburgh: Earth Sci. 83, 145–153.

Batum, J., 1978, Nevşehir güneybatısındaki Göllüdağ ve Acıgöl yöresi volkanitlerinin jeolojisi ve petrografisi. Yerbilimleri Derg., c. 4,s. 1-2, 59-69.

Bayhan, H., 1993, Ortaköy granitoyidinin (Tuz Gölü doğusu) petrografik ve mineralojik-kimyasal özellikleri. Doğa Türk Yerbilimleri Derg., 2, 147-160.

Boztuğ,, D., 1998, Post-collisional central Anatolian alkaline plutonism, Turkey. Turk. J. Eart. Sci. 7 , pp. 145–165

Boztug D., 2000, S-I-A-type intrusive associations: geodynamic significance of synchronism between metamorphism and magmatism in central Anatolia, Turkey. In: Bozkurt E, Winchester JA, Piper JDA (eds) Tectonics and magmatism in Turkey and the surrounding area. Geol Soc Spec Publ Lond 173:441–458.

Grasset, O. and Albarede, F., 1994, Hybridization of mingling magmas with different densities. Earth Planet. Sci. Lett. 121, 327–332.

Castro, A., Moreno-Ventas, I. and De La Rosa , J.D., 1990, Microgranular enclaves as indicators of hybridization processes in granitoid rocks, Hercynian Belt, Spain. Geol. J. 25, pp. 391–404.

Chappel, B.W. and White, A.J.R., 1974,

Two contrasting granite types, Pasific Geol., V. 8, p. 173-174.

Crawford, M.B. and Windley , B.F., 1990, Leucogranites of the Himalaya/Karakoram: implications for magmatic evolution within collisional belts and the study of collision-related leucogranite petrogenesis. J. Volcanol. Geotherm. Res. 44 (1990), pp. 1–19

Didier, J., Duthou, J.L. and Lameyre , J., 1982, Mantle and crustal granites: genetic classification of orogenic granites and the nature of their enclaves. J. Volcanol. Geotherm. Res. 14, pp. 125–132

D'Lemos , R.S.D. 1996, Mixing between granitic and dioritic crystal mushes, Guersney, Channel Islands, UK. Lithos 38, pp. 233–257

Erkan, Y., 1975, Orta Anadolu masifinin güneybatısında (Kırşehir bölgesinde) etkili rejyonal metamorfizmanın petrografik incelenmesi. Doçentlik tezi, H.Ü. Müh.Fak.,175 s.

Erkan, Y., 1976-a, Kırşehir çevresindeki rejyonal metamorfik bölgede saptanan izogratlar ve bunların petrografik yorumları. Yerbilimleri, 2/1, 23-54.

Erkan, Y., 1976-b, Kırşehir bölgesindeki karbonatlı kayaçlarda plajiyoklas bileşimi ile rejyonal metamorfizma arasındaki ilişkilerin saptanması. Yerbilimleri, 2/2,107-11

Erkan, Y., 1977, Orta Anadolu Masifinin güneybatısında (Kırşehir Yöresinde) etkili rejyonal metamorfizma ile amfibol minerallerinin bileşimi arasındaki ilişkiler. Yerbilimleri, 3/1,41-44.

Erler, A. ve Bayhan , H., 1995, Orta Anadolu Granitoidleri'nin genel değerlendirilmesi ve sorunları. Hacettepe Üniv. Yerbilim. 17, pp. 49–67.

Frost, T.P. and Mahood , G.A., 1987, Field, chemical, and physical constraints on mafic–felsic magma interaction in the Lamarck Granodiorite, Sierra Nevada, CA. Geol. Soc. Amer. Bull. 99, pp. 272–291

Gardien, V., Thompson, A.B., Grujic and D., Ulmer, P., 1995, Experimental melting of biotite+plagioclase+quartz ±muscovite assemblages and implications for crustal melting. J. Geophys. Res. 100, 15581–15591.

Geven, A., 1992, Mineralogy, petrography and geochemistry of Cefal kda plutonic rocks (Kaman region–Central Anatolia). PhD Thesis, Middle East Technical University, Ankara, Turkey (Unpublished).

Göncüoğlu, M.C., 1986, Geochronological data from the southern part (Niğde Area) of the Central Anatolian Massif. Mineral Res. Expl. Bull., 105-106, 83-96.

Göncüoğlu, M.C. Türeli, T.K., 1993, Orta Anadolu Ofiyoliti Plajiyogranitlerinin petrolojisi ve jeodinamik yorumu (Aksaray-Türkiye). Doğa Türk Yerbilimleri der. 2,195-203.

Göncüoğlu, M. C., Toprak, V., Kuşçu, Y., Erler, A., Olgun, E. 1991. Orta Anadolu Masifinin batı bölümünün jeolojisi, Bölüm 1: Güney Kesim. TPAO (Turkish Petroleum corporation), Report no. 2909, 134 pp.

Görür, N., Oktay, F.Y., Seymen, İ. and

Şengör, A.M.C., 1984, Paleotectonic evolution of the Tuz Gölü basin complex. Central Turkey: sedimentery record of a Neo-Tethyan closure. In: Dixon, J.E. and Robertsan, A.H.F., The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean. Black-well Scientific Publications, Oxford, 467-482.

Harris, N.B.W. , Pearce, J.A. and Tindle, A.G., 1986, Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. In: M.P. Coward and A.C. Ries, Editors, Collision Tectonics Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. vol. 19, Geological Society of London, UK, pp. 67–81

Hibbard, M.J., 1991, Textural anatomy of twelve magma mixed granitoid systems, In: Didier, J. and Barbari, B. (eds), Enclaves and Granite Petrology, Development in Petrology, 13, Elsevier, 431-444.

Higgins, M.D., 2000, Origin of megacrysts in granitoids by textural coarsening: a crystal size distribution (CSD) study of microcline in the Cathedral Peak Granodiorite, Sierra Nevada, California. Geological Society of London, Special Publication (2000) 168 pp.

İlbeyli, N., Pearce, J.A. , Thirwall, M.F. and Mitchell, J.G., 2001, Genesis of collision related plutonic rocks in the Central Anatolian massif (Turkey). In: Fourth Int. Turk. Geol. Symp., 24–28 September, Çukurova University Press, Adana, Turkey (2001), p. 201 Abstr.

İlbeyli N, Pearce JA, Thirlwall MF, Mitchell JG, 2004, Petrogenesis of collision-related plutonics in central Anatolia, Turkey. Lithos 72:163–182

Işık, F. 2000, Ekecek Yeniköy-Mamasun (Aksaray), Yeşilhisar (Kayseri arasının jeolojisi ve gabroyik-granitoyidik kayaçların mineralojik-petrografik ve jeokimyasal incelemesi, Doktora tezi, S.Ü. Fen Bil.Ens. , Konya, 161

Kadıoğlu, Y.K., 1991, Geology, petrography and geochemistry of Ağaçören (Aksaray) magmatic rocks. M. Sc. Thesis, Middle East Technical University, 141p.

Kadıoğlu, Y.K. ve Güleç, N., 1997, Ağaçören intruzif takımının petrolojisi (Aksaray). Çukurova Üniv. 20.Yıl Semp. Bildiri Özleri., 35. sayfa.

Ketin, İ., 1963, 1/500 000 ölçekli Türkiye jeoloji haritası, Kayseri paftası izahnamesi. M.T.A. yayını, 83. sayfa.

Ketin, İ., 1966, Anadolu'nun tektonik birlikleri. M.T.A. Bülteni, 66, 20-34.

Koçak, K., 1993, The petrology and Geochemistry of the Ortaköy Area, Central Turkey. Thesis, University of Glasgow, 280s (basılmamış).

Kocak, K. ve Leake, B.E. 1994, The petrology of the Ortaköy district and its ophiolite at the western edge of the Middle Anatolian Massif, Turkey, Jour.A.Earth Sciences, 18/2: 163-174.

Koçak, K., 2000, Regional metamorphism of the detritic rocks in Ortaköy (Aksaray) area, Bul.Min.Res.Exp, Ankara, 122, 31-39.

Kocak, K., F. Isık, Arslan, M., Zedef, V., 2005, Petrological and source region characteristics of ophiolitic hornblende gabbros from the Aksaray and Kayseri regions, Central Anatolian crystalline

complex, Turkey, J.Asian Eath Sci. (baskıda).

Köksal, S., Romer, R. L., Göncüoğlu, M. C., Toksoy-Köksal, F., 2004, Timing of post-collisional H-type to A-type granitic magmatism: U–Pb titanite ages from the Alpine central Anatolian granitoids (Turkey), Int J Earth Sci (Geol Rundsch), 93: 974–989

Kuşçu, İ. and Erler, A., 1998, Mineralizations in the Central Anatolian crystalline complex: metallogeny of a collision related setting. Int. Geol. Rev. 40pp. 552-65.

Kuşçu, İ., Kuşçu, G.G., Meinert, L.D.,and Floyd, P., 2002, Tectonic setting and petrogenesis of the Çelebi granitoid, (Kırıkkale-Turkey) and comparison with world skarn granitoids , J.Geo.Exp., 76/3, 175-194.

Le Maitre, R.W., Bateman, P., Dudek, A., Keller, J., Lameyre Le Bas, M.J., Sabine, P.A., Schmid, R., Sorensen, H., Streckeisen, A., Woolley, A.R., Zanettin, B., 1989, A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms. Blackwell, Oxford.

Lameyre, J.& Bonin, B., 1991, Granites in the main plutonic series. In: Didier, J., Barbarin, B. Eds. , Enclaves and Granite Petrology, Amsterdam, Elsevier, pp. 3–17

Önen, A.P. ve Unan, C., 1988, Kaman (Kırşehir) kuzeydoğusunda bulunan gabroların mineralojisi, petrografisi ve jeokimyası. Türkiye Jeol. Bült. 31/1, 23-28.

Patino Douce, A.E., 1996, Effects of pressure and H O content on the composition of primary crustal melts. Trans. R. Soc. Edinburgh: Earth Sci. 87, 11–21.

Patino Douce, A.E. and Beard, J.S., 1995, Dehydration-melting of biotite gneiss and quartz amphibolite from 3 to 15 kbar. J. Petrol. 36, 707–738.

Patino Douce, A.E and Beard, J.S., 1996, Effects of P, f O and Mg/Fe ratio on dehydration melting of model metagreywackes. J. Petrol. 37, 999–1024.

Patino Douce, A.E., and McCarthy, T.C., 1998, Melting of crustal rocks during continental collision and subduction. In: Hacker, B.R., Liou, J.G. Eds. , When Continents Collide: Geodynamics and Geochemistry of Ultrahigh-Pressure Rocks. Petrology and Structural Geology, Vol. 10. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, pp. 27–55.

Pearce, J.A., Harris, N.B.W. and Tindle, A.G., 1984, Trace-element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. Journ. of Petrology, 25, 956-983.

Poli, G.E. and Tommasini , S., 1991, Model for the origin and significance of microgranular enclaves in calc-alkaline granitoids. J. Petrol. 32, pp. 657–666

Rapp, R.P. and Watson, E.B., 1995, Dehydration melting of metabasalt at 8–32 kbar: implications for continental growth and crust mantle recycling. J. Petrol. 36, 891–931.

Roberts, M.P. and Clemens, J.D., 1993, Origin of high-potassium, calc-alkaline I-type granitoids. Geology 21, pp. 825–828.

Seymen, İ., 1981, Kaman (Kırşehir) dolayında Kırşehir masifinin metamorfizması. Türkiye jeo. Kur. 35. Bil.

ve Teknik Kurultayı, İç Anadolu'nun jeolojisi sempozyumu. İstanbul, 12-15.

Seymen, İ., 1982, Kaman dolayında Kırşehir masifinin Jeolojisi. Doktora tezi, İ.T.Ü, 164 p.

Seymen, İ., 1984, Kırşehir masifi metamorfitlerinin jeoloji evrimi. Türkiye Jeol. Kur. Ketin Sempozyumu, İstanbul, 133-148.

Singh, J. and Johannes, W., 1996, Dehydration melting of tonalites: Part II. Composition of melts and solids. Contrib. Mineral. Petrol. 125, 26–44.

Şengör, A. M. C. 1984. Türkiye'nin tektonik tarihinin yapısal sınıflaması. Proceedings of Ketin Symposium, Türkiye Jeoloji Kurumu, Ankara, 37–61.

Thompson, A.B., 1996, Fertility of crustal rocks during anatexis. Trans. R. Soc. Edinburgh: Earth Sci. 87, 1–10.

Türeli,T.K.,1991, Geology, petrography and geochemistry of Ekecekdağ Plütonic Rocks (Aksaray Region, Central Anatolia). Doktora Tezi, ODTÜ, 194p.

Türeli,T.K., Göncüoğlu, M.C. ve Akıman O., 1993, Ekecikdağ granitoyidinin petrolojisi ve kökeni(Orta Anadolu Kristalen Kütlesi Batısı). M.T.A. Derğ., no: 115-Ankara.

Webber, K.L., Simmons, W.B., Falster, A.U. and Foord, E.E., 1999, Cooling rates and crystallization dynamics of shallow level pegmatite-aplite dikes, San Diego County, California. American Mineralogist 84, 708–717.

Wiebe, R.A., Smith, D., Sturm, M., King, E.M. and Seckler, M.S., 1997, Enclaves in the Cadillac Mountain granite (Coastal Maine): samples of hybrid magma from the base of the chamber. J. Petrol. 38, pp. 393–423.

Wolf, M.B. and Wyllie, J.P., 1994, Dehydration-melting of amphibolite at 10 kbar: the effects of temperature and time. Contrib. Mineral. Petrol. 115, 369–383.

Yaşar, M., Erkan, C., Baş, H., Çelik, E., Uygun, M., Bilgic, T., Kayakıran, S., Ayak, F. ve Uygun, M.A., 1982, Tuz gölü havzası projesi raporu. M.T.A. Raporu 2.

YERBİLİMLERİ HAZİRAN 2005 SAYI 46 ISSN 1019-1003
GEOSOUND JUNE NO

MADEN KARMAŞIĞI'NA AİT VOLKANİTLERİN PETROGRAFİK VE PETROLOJİK ÖZELLIKLERİ

Emin ERDEM, Melahat BEYARSLAN, A.Didem KILIÇ
Fırat Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Elazığ/TÜRKİYE

ÖZET : *Maden Karmaşığı Toros Orojenik Kuşağı'nın doğu kesiminde farklı konumlarda yüzeyleme sunmaktadır. Doğu Toroslar da geniş yayılım sunan Maden Karmaşığı, farklı litolojik özellikler göstermekte, farklı birimlerle birincil veya tektonik ilişkiler sunmaktadır. Maden Karmaşığı çalışma alanında bazaltik lavlar, diyabazlar, tüf, lapillitaşı, aglomeralar ve kırmızı renkli çamurtaşı ve kireçtaşı bloklarından oluşmuştur. Birim, ofiyolitler tarafından tektonik olarak üzerlenirken, tabanında Bitlis-Pütürge Metamorfitleri ile diskordans bir ilişki göstermektedir.*

Maden Karmaşığı volkanitleri bazalt, bazaltik andezit ve andezitlerden oluşmuş kalkalkali karekterli düşük ve orta K bileşimlidir. Kayaçlar MORB'a göre yüksek LILE ve LREE zenginleşmesi ve HFSE konsantrasyonlarına sahiptirler. Jeokimyasal veriler, volkanitlerin Orta Eosen döneminde Üst Kretase'den beri bölgede devam etmekte olan kuzeye doğru dalma-batmaya bağlı olarak oluşan magmatik yay da gelişmiş olduklarını vermektedir.

PETROGRAPHICAL AND PETROLOGICAL FEATURES OF VOLCANICS OF MADEN COMPLEX

ABSTRACT : *Maden Complex which are situated in the Eastern Taurus Orogenic Belt around crop out different situations. Maden Complex which cover large area in the Eastern Taurus Orogenic Belt represented by different lithological features and initially or tectonic relationships with different units.*

Maden Complex consist of basaltic lavas, diabase dike, tuff, lapillistone, aglomerates and red colored mudstone, limestone blocks in the investigated area.

Maden Complex overthrust on to the Upper Cretaceous ophiolites and overlie discordantly on to the Bitlis Pütürge Metamorphics.

The geochemical data indicate that the volcanics belong to Maden Complex consist of low and medium K-basalt, basaltic andesite and observed arc volcanic characteristics belong to the calcalkaline serie. These volcanics pointed negative HFSE anomaly as trace elements and get low HFSE concentration according to LILE. Maden Complex were formed by above a northward-dipping, as a result of subduction of Neotethyan Ocean during Upper Cretaceous

1.GİRİŞ

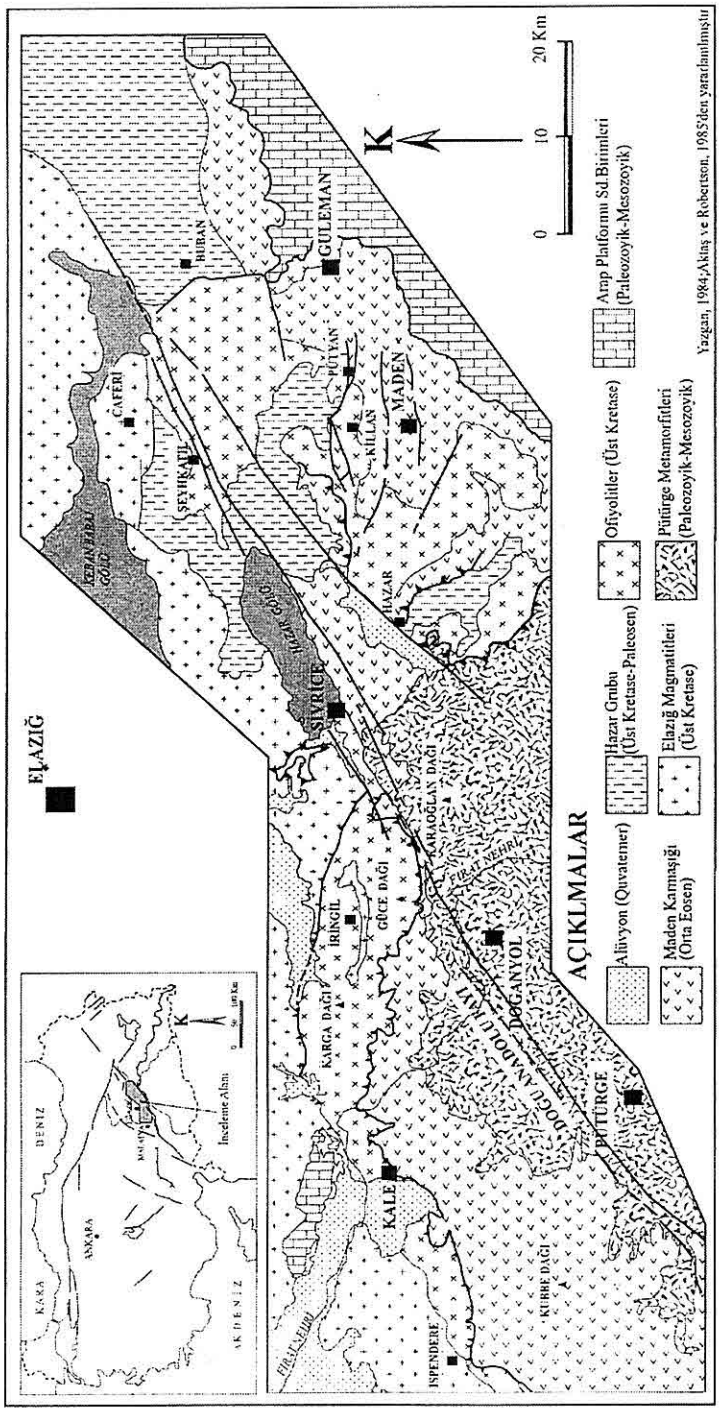
Maden Karmaşığı Toros Orojenik Kuşağı'nın Doğu Toroslar kesiminde farklı konumlarda yüzeyler. Arap platformunun üzerine Güneydoğu Anadolu Bindirmesi ile gelen ve bindirme zonu ile nap birimlerinden oluşan Doğu Toroslar'da çalışma yapmış olan araştırmacılar bölgede yüzeyleyen volkanik, volkanosedimanter ve sedimanter kayaçlardan oluşan birimi farklı isimlerle adlandırmışlardır. Rigo de Righi ve Cortesini (1964) Ergani-Maden yöresinde karmaşığa Maden Birimi adını vermiş ve Paleosen-Eosen yaşlı olduğunu belirterek, birimin orojenle eşyaşlı derin havzada oluştuğunu kabul etmişlerdir. Perinçek ve Özkaya (1981), birime Maden Karmaşığı (kompleksi) adını vermiş ve birimin Orta Eosen yaşlı kireçtaşı, filiş, bazalt istifinden oluştuğunu belirterek kompleksin güneye doğru dalımlı bir zon üzerinde yay gerisi havzada oluştuğunu kabul etmişlerdir. Yazgan (1983; 1984) birime Maden Karmaşığı (kompleksi) adını vermiş, Orta Eosen yaşlı kireçtaşı, filiş, bazalt istifinden oluşan ve Bitlis-Pütürge Metamorfitleri üzerine bindirmiş olan birimin Guleman ofiyolitleri üzerinde gelişen Maden volkanizmasının post orojenik olarak Afrika-Arap kıtası kuzey kenarında Bitlis ve Pütürge Bindirme tektoniğine bağlı kıta içi bir yitim sonucu oluştuğunu kabul etmektedir. Özkaya (1982), Çağlayan vd.(1984), Michard vd. (1985) birime Maden Formasyonu, Aktaş (1985) birime Maden Grubu adını vermişlerdir. Erdoğan (1977), birime Maden Grubu adını vermiş ve Maden Kompleksi için olgunlaşmamış ada yayı modelini önermektedir. Aktaş ve Robertson (1990), birime Maden Grubu adını vermiş, Anatolid-Torid mikro kıtalarının Arap Levhası ile oblik çarpışması sırasında gelişen havzalarda oluştuğunu ve eski yitim zonundan etkilendiğini belirtmektedirler. Yılmaz (1993) da birime Maden Grubu adını vermiş ve Maden Grubunu Orta Eosen sırasında Maden kıta kenarında oluşmuş yay gerisi havza dolgusu olarak açıklamaktadır. Tüm Doğu Toroslar'da geniş yayılım sunan Maden Karmaşığı farklı litolojik özellikler göstermekte, farklı birimlerle birincil veya tektonik ilişkiler sunmaktadır.

Maden Karmaşığı farklı litolojik birimlere ve farklı konumlara sahip olması nedeniyle oluşum ortamları da farklı biçimlerde izah edilmiştir. Bu çalışmanın amacı Elazığ-Malatya yöresinde geniş bir bölgede yayılım sunan Maden Karmaşığı'nın diğer birimlerle olan ilişkilerini, litolojik ve jeokimyasal özelliklerini inceleyerek modern veriler ışığında karmaşığın oluşum ortamını ve günümüzdeki konumunu açıklamaktır.

2. JEOLOJİK KONUM

Elazığ-Malatya bölgesinde güneyden kuzeye doğru Arap platformu, Bindirme zonu, Bitlis-Pütürge napları ve üzerinde bulunan birimlerden oluşur. Maden Karmaşığı, bölgede yaygın olan ofiyolitler, Elazığ magmatitlerinin güneyinde, çoğunlukla Bitlis-Pütürge Metamorfitleri üzerinde yeralır (Şekil 1).

Maden Karmaşığı ilk defa Ergani-



Şekil 1. Maden (Elazığ) – Pütürge(Malatya) Arasındaki Bölgede Maden Karmaşığının dağılımı.

Maden yöresinde, Maden Formasyonu olarak adlandırılmıştır (Özkaya,1978).

Karmaşığın en yaygın olduğu Maden İlçesi çevresi ve Pütürge civarında, Maden Karmaşığı'nın tabanına ait otokton çökeller, malzemesini Pütürge'nin metamorfik birimlerinden alan taban konglomerası, kumtaşı ve kumlu kireçtaşları ile başlamaktadır. Birim daha sonra gri, yeşil ve kiremit rengi mikritik kireçtaşlarına geçmektedir. Yukarıya doğru, volkanik parçalar içeren yeşilimsi kalkşistlere geçen birim, daha sonra kum ve volkanik tüf seviyeleri içeren yeşilimsi, kahverengi veya kiremit rengi kalkşistlere geçmektedir.

Maden Karmaşığı'nın otokton çökelleri üzerine, Üst Lütesiyen yaşta iri Nummulit içeren kireçtaşı, andezitik epiklastikler, kumtaşı, volkanik kayaç ve diyabaz parçaları ve bloklarını kapsayan ekaylı, silt ve kiltaşlarından oluşan bir çimento malzemesiyle izlenen olistostromal Maden oluşumu, tektonik olarak gelip yerleşmiştir.

Olistostromal Maden oluşumunun yaşı, içerisinde bulunan maden'in volkanik ve diyabaz parçalarından dolayı, Maden volkanizmasıyla aynı yaşta olmalıdır.

Birim otokton Maden çökellerine yakın, alt tektonik düzeylerinde daha fazla olistolitler bulunurken, volkanik Maden birimine yakın üst tektonik düzeylerinde daha çok bindirme faylarının bulunduğu ve volkanik kayaç, tüf, aglomera seviyelerinin ara katkılı izlendiği volkanosedimanter bir birim önem kazanmaktadır.

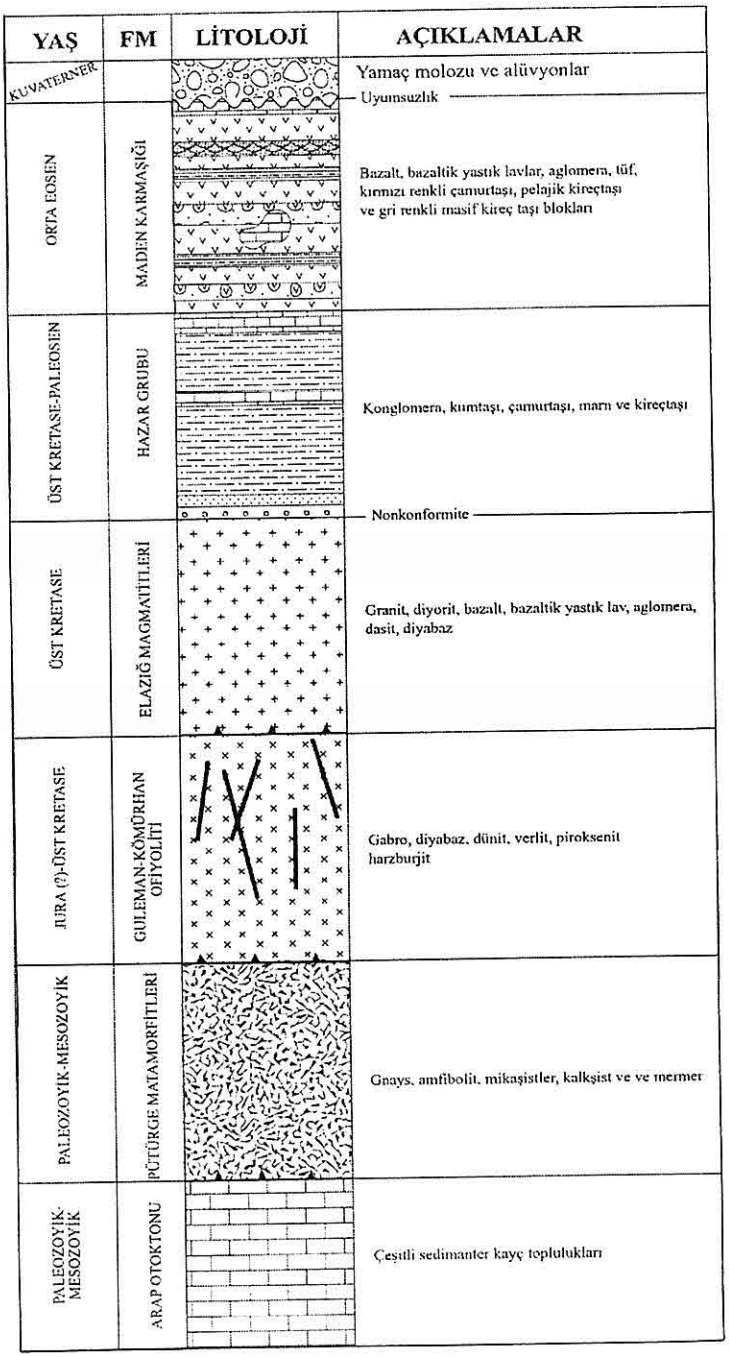
Maden Karmaşığı'nın en üst tektonik dilimini olşturan volkanik Maden oluşumu içerisinde piroklastitler, andezitik lav akıntıları ve yarıderinlik kayaçları bulunmaktadır.

Açıkbaş ve Baştuğ(1975)' un Karadere, Özkaya(1978)'nın Maden ve Davudan Formasyonları eşdeğeri, Baştuğ(1980)'un Baykan Formasyonu'nun volkanik bölümüne karşılık gelen bu birim, Yazgan(1981) tarafından volkanik tüf, lapillitaşı, aglomera, alüminyumca zengin bazaltlar, K'ca fakir toleyitler, islandit, dasit, mikrogranit, albit-siyenit, diyabaz, mikrogabro gibi petrografik gruplara ayrılarak incelenmiştir.

Çalışma alanında maden Karmaşığı bazaltik lavlar, diyabazlar, tüf, lapillitaşı, aglomeralar ve kırmızı renkli çamurtaşı ve kireçtaşı bloklarından oluşmuştur. Elazığ yöresinde Maden Karmaşığı'nın otokton çökelleri, yer yer Guleman ofiyolitinin, yer yer de Pütürge Metamorfik kayaçları üzerine gelmektedir.

Maden Karmaşığı içerisinde izlenen piroklastitler aglomera, lapillitaşı ve tüflerle temsil edilmektedir. Aglomeralar, arazide morumsu kırmızı ve yeşil renkleriyle, kendine özgü yumrular halindeki görünüşüyle kolayca tanınabilmektedir. Aglomeraların çakıl boyutları 6cm den 40 cmye kadar değişen büyüklüklere sahiptirler. Aglomeralar, tüflere, yer yer de lav akıntılarına geçiş göstermektedirler (Şekil 2).

Maden Karmaşığı'nın piroklastitlerinden olan lapillitaşları, tüf ve aglomeralarla ardalanmalı ve onlarla tedrici geçişli olarak izlenmektedirler. Lapillitaşlarını oluşturan taneler, volkanik



Şekil 2. İnceleme Alanına ait Genelleştirilmiş Dikme Kesit.

cam parçaları ve andezitik kayaç parçaları olabilmektedir. Tüfler ise lav akıntıları, aglomera ve lapillitaşları ile ardalanmalı ve yer yer de tedrici geçişli olarak izlenirler.

3. PETROGRAFİ

Maden Karmaşığı inceleme bölgesinde bazaltik yastık lavlar, bazik ve andezitik lav akıntıları, diyabaz daykları ve piroklastik kayaçlardan oluşmuştur.

Bazaltlar yastık lavlar, lav akıntıları yer yer de spilitleşmiş bazaltlar şeklinde bulunmaktadırlar. Denizaltı volkanizmasını karekterize eden yastık lav bloklarının kenar kesimleri kloritleşmiştir ve yastıklararası boşluklar kırmızı renkli çamurtaşı gibi sedimanter malzeme ile dolmuştur.

Bazaltlar, esas olarak plajiyoklas, klinopiroksen,olivin minerallerinden oluşmuşlardır. Plajiyoklaslar, öz, yarıöz şekilli olup, mikrolitler ve fenokristaller halinde bulunurlar. Polisentetik ikizlenmeleri karekteristiktir. Plajiyoklas fenokristallerinde albit ikizine göre yapılan sönme açısı ölçümleri 30-330 dir. Buna göre anortit miktarı 52-57 olup, plajiyoklas türü labradordur. Karbonatlaşma ve serizitleşme gibi alterasyonlar izlenebilmektedir. Bazaltlar içerisinde devitrifikasyon olayları da gözlenmektedir. Bu bazaltlar içerisindeki plajiyoklaslar öz, yarıöz şekilli, ince, iğnemsi ve ışınsal kristaller halinde bulunmaktadırlar.

Spilitik bazaltlarda ise plajiyoklaslar albitleşmiş ve oldukça fazla karbonat ve klorit, epidot oluşumları ile kayaç yoğun alterasyon geçirmiştir.

Bazaltlarda genel olarak gaz boşluklarının kalsit, zeolit ve kuvars gibi ikincil minerallerle dolduğu amigdaler doku, fenokristallerini plajiyoklas ve piroksenlerin oluşturduğu mikroporfirik doku, mikrolitlerini plajiyoklasların oluşturduğu mikrolitik doku, intergranüler ve plotaksitik dokular izlenebilmektedir.

Volkanitleri keser konumda bulunan diyabazlar, esas olarak plajiyoklas, az oranda olivin ve klinopiroksen minerallerinden oluşmuş intergranüler, intersertal dokulu kayaçlardır.

Plajiyoklaslar öz, yarıöz şekilli olup, albit ve karlsbad ikizlenmeleri karekteristiktir. Plajiyoklaslarda sosüritleşme, karbonatlaşma gibi alterasyon ürünlerine de rastlanabikmektedir. Plajiyoklaslar latalar halinde olup, birbirleriyle açı oluşturmaktadırlar. Ara boşluklar ise şekilsiz ve çatlaklı kristallerden oluşmuş olivin ve klinopiroksen kristalleri ile doldurulmuştur.

Piroklastik kayaçlar genel olarak tüf ve lapillitaşı şeklindedirler. Tüfler bileşim olarak baziktirler. Litik ya da kristal olabilirler. Plajiyoklaslar kırılmış, parçalanmış olup, polisentetik ikizlenmeleri karakteristiktir. Karbonatlaşma ve serizitleşme gibi alterasyon ürünleri izlenebilmektedir. Mikrolitik ve ve vitroporfirik dokular sıkça görülmektedir.

4. JEOKİMYA

İncelemenin konusunu oluşturan, Maden Karmaşığı'nın volkanik

kayaçlarının jeokimyasal olarak adlandırılması, magma serilerinin ayrılması ile kayaçların oluşum ortamlarını açıklamak ve bölgenin tektonik gelişimi içindeki yerini belirleyebilmek amacıyla, inceleme alanındaki farklı birimlerden 16 adet örneğin ana, iz ve NTE içerikleri Kanada'da Acme Analitical Laboratuarında ICP ile elde edilmiştir (Çizelge 1).

Volkanik kayaçlardaki majör elementler iki tipe ayrılmıştır. Tip1. nispeten silisçe fakir (%47.53-55.31) ve Tip2. silis bakımından daha zengin olan kayaçlar (%57.95-67.11).

Zr/TiO2-Nb/Y diyagramındaki dağılımları incelendiğinde volkanik kayaçların bazalt-andezit alanına düştükleri izlenmektedir (Şekil 3). Irvine ve Baragar (1971)'ın $Na_2O+K_2O-SiO_2$ diyagramına göre volkanik kayaçlar çoğunlukla subalkalin alana düşmekte, iki örneğin alterasyona bağlı olarak alkali alana düştükleri görülmektedir (Şekil 4). $FeO^*-Na_2O+K_2O-MgO$ üçgen diyagramında örneklerin çoğunun kalkalkali özellikler gösterdikleri izlenmektedir. Çok altere olmuş iki örneğin toleyitik alana düştükleri izlenmektedir (Şekil 5). Nbx2-Zr/4-Y üçgen diyagramına göre örneklerin çoğu volkanik yay bazaltlarını göstermektedir (Şekil 6). Hf/3-Th-Nb/16 diyagramında örneklerin tamamının Th bakımından zenginleşme gösterip, yaklaşan levha sınırları alanına düştükleri izlenmektedir (Şekil 7).

Jeokimyasal veriler ışığında yitimle ilişkili magmaların iz elementler bakımından negatif HFS (yüksek değerlikli katyonlar) element anomalileri gösterdikleri ve LIL (iri katyonlu litofil) elementlere göre düşük HFS konsantrasyonlarına sahip oldukları söylenebilir (Pearce et al., 2000).

MORB'a göre normalleştirilmiş iz elementler MORB'a göre uyumsuz elementlerce zenginleşmiş yitimle ilişkili magmatizmanın tipik özelliklerini gösterirler (Şekil 8). Çoğu örneklerde Sr, Rb, Th bakımından bir zenginleşme göstermektedir. Ti, Y ve Yb değerleri MORB'un değerlerinden biraz daha düşük veya yakın değerdedirler. Çünkü bu yitimle ilişkili magmaların özelliğidir, yani Maden volkanitleri MORB'a göre normalleştirilmiş diyagramlarda LIL'e göre bütün HFS (Ti, Zr, Nb, Hf) düşüktür. Nb, Nd, Zr, Ti ve Y çoğu örneklerde HFS'ye göre LIL ve LREE (hafif nadir toprak elementler) bakımından zenginleşme göstermekte ve MORB'dan daha düşüktürler. Pearce ve Norry (1979)'a göre Zr/Y>3 olan lavlar kıtasal volkanik yayı karekterize ederler. Oysa, Zr/Y< 3 olanlar ise okyanusal volkanik yayları karekterize ederler. İnceleme alanında 16 örneğin 8 adedinin Zr/Y>3, diğer örneklerin Zr/Y<3. Bu oranlar, Maden volkaniklerini oluşturan magmanın kısmen ofiyolitler üzerinde ve kısmen de Bitlis-Pütürge Metamorfitleri üzerinde geliştiğini göstermektedir.

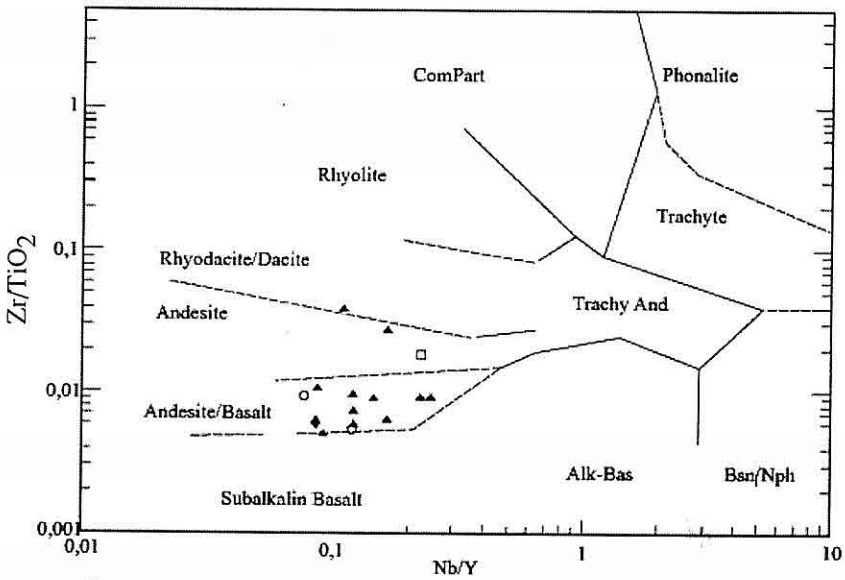
Kondrite göre normalleştirilmiş iz elementler MORB'a göre normalleştirilmiş örneklere benzer özellikler göstermektedirler (Şekil 9).

Çizelge 1. Maden Karmaşığı'na ait volkanik kayaçların ana oksit içerikleri.

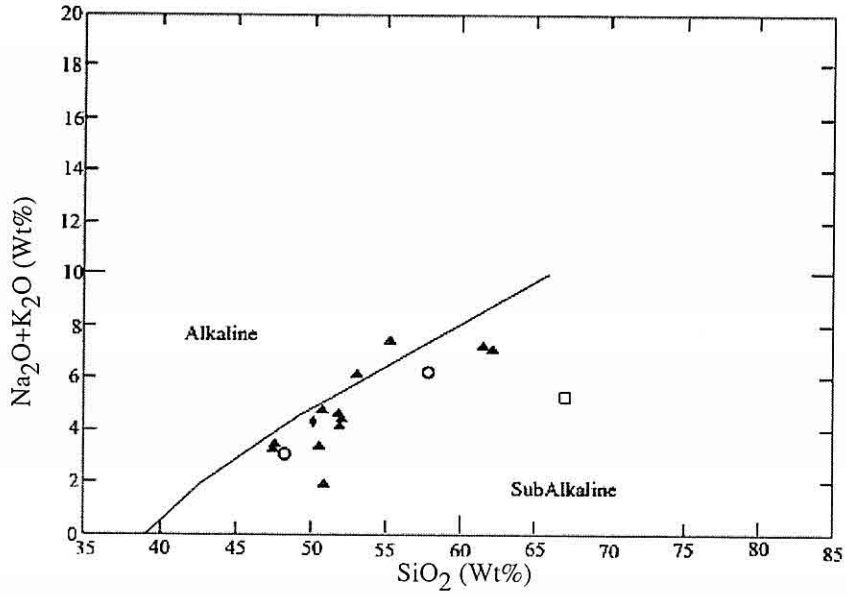
Oksit/ Ornek no	EYB-1	KU-1	KU-2	MY-1	MY-5	MY-6	MY-7	PY-5	PY-6	CD-2	MI-3	MI-4	K-1	E-2	E-3	E-4
SiO_2	52.06	47.53	48.28	57.95	50.53	47.66	61.55	62.11	67.11	50.21	51.89	53.13	51.93	50.94	50.89	55.31
Al_2O_3	15.64	15.81	15.65	15.59	14.02	20.10	14.93	15.60	13.90	13.60	10.42	14.05	17.20	17.66	15.84	17.36
Fe_2O_3	7.06	10.03	10.20	7.55	8.08	9.23	9.27	6.13	4.88	11.71	4.45	7.27	8.47	7.33	14.06	8.51
MgO	3.92	7.12	6.95	4.54	7.82	5.59	2.10	1.63	3.76	6.56	2.05	4.00	5.37	6.26	6.78	3.51
CaO	10.28	10.28	10.37	3.71	10.06	8.70	1.86	4.13	1.67	9.32	14.13	7.82	8.41	7.64	4.94	3.09
Na_2O	3.23	2.65	2.64	6.07	3.36	2.58	6.87	5.88	5.18	3.72	4.20	5.63	3.13	4.58	1.93	7.41
K_2O	1.20	0.65	0.44	0.15	0.05	0.88	0.33	1.21	0.16	0.60	0.39	0.48	1.02	0.20	0	0.09
TiO_2	0.82	0.89	0.95	0.71	0.71	1.05	1.00	0.84	0.49	1.44	0.37	0.80	0.87	0.99	0.77	0.93
P_2O_5	0.14	0.15	0.19	0.12	0.12	0.27	0.29	0.25	0.14	0.13	0.05	0.15	0.21	0.19	0.09	0.16
Mno	0.12	0.14	0.14	0.19	0.15	0.15	0.17	0.13	0.08	0.19	0.15	0.11	0.14	0.13	0.21	0.10
Cr_2O_3	0.005	0.032	0.030	0.008	0.040	0.003	0	0	0.004	0.041	0.022	0.028	0.012	0.022	0.002	0.004
LOI	5.2	4.5	3.9	3.4	5.0	3.4	1.6	1.6	2.6	2.3	11.7	6.4	3.0	4.0	4.3	3.3
Toplam	99.70	99.81	99.76	100.01	99.96	99.64	100.0	99.55	99.99	99.86	99.84	99.89	99.80	99.95	99.83	99.80

Tablo 2. Maden Karmaşığı'na ait volkanik kayaçların ana iz element içerikleri.

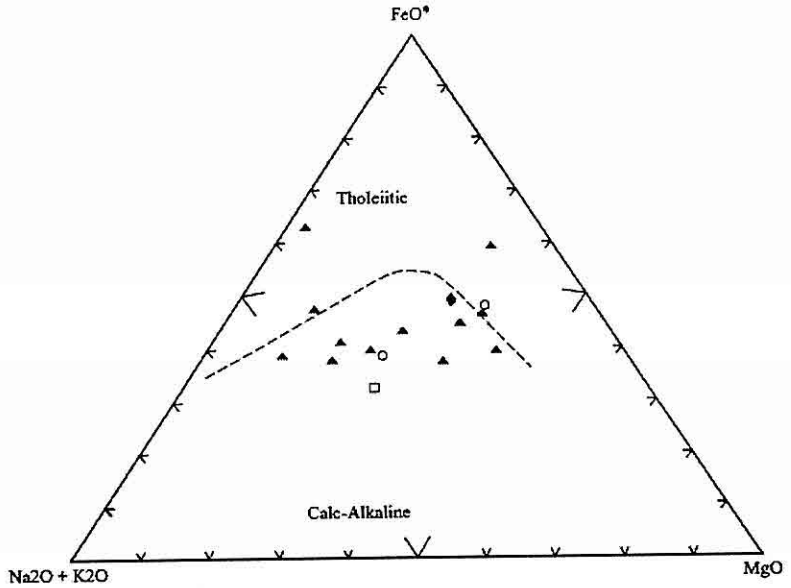
İzelement / örnekno	EYB-1	KU-1	KU-2	MY-1	MY-5	MY-6	MY-7	PY-5	PY-6	CD-2	MI-3	MI-4	K-1	E-2	E-3	E-4
Ba	199	106	88	72	22	140	121	376	63	139	53	77	241	52	23	93
Ni	20	77	77	39	178	20	0	0	35	81	49	98	36	47	0	20
Sc	24	39	39	22	31	26	21	14	12	48	16	23	31	32	49	26
Co	26.3	37.8	33.7	21.8	35.3	22.6	7.8	5.6	15.3	45.2	14.7	27.1	26.3	29.5	36.1	19.4
Cs	0.5	0.5	0.4	0.1	0	0.2	0	0.3	0.3	0.5	0.1	0	0.2	0.1	0.1	0.1
Ga	15.9	15.3	15.3	13.2	15.9	22.8	23.7	20.1	9.7	13.9	6.9	11.7	18.8	16.3	20.0	15.7
Hf	1.6	1.7	1.7	1.7	1.5	3.1	11.7	6.4	2.9	2.8	1.3	2	2.4	2.6	1.4	2.6
Nb	3	2.4	2.5	1.5	2.2	3.9	12.3	8.6	3.4	2.8	1.3	4.3	3.5	5.6	2.4	2.9
Rb	28.9	15.4	11.9	3.1	0.9	13.3	2.8	9.0	2.9	8.0	7.7	7.9	18.4	2.8	0	0.8
Sn	1	1	1	0	0	1	4	2	1	1	0	15	1	0	0	0
Sr	290.7	329.6	347.2	824.2	421.1	790.9	111.4	1126.3	182.2	264.9	267.2	422.3	464.3	146.2	527.1	271.7
Ta	0.2	0.1	0.1	0	0.2	0.2	0.8	0.6	0.2	0.2	0	0.3	0.2	0.3	0.1	0.2
Th	2.3	2	1.9	1	1.4	2.4	1.4	4.2	8.1	0.5	0.8	0.6	2.9	1.4	1.5	1.3
U	0.8	0.6	0.4	0.3	0.4	0.6	0.5	1.2	0.7	0.1	0.4	0.3	0.8	0.3	0.5	0.6
V	299	290	289	244	253	315	31	48	72	319	164	169	261	212	526	274
W	0.2	1.8	0.3	0.3	0.1	0.1	0.2	0.5	0.3	0.1	0.2	0.4	0.2	0.1	0.5	0.2
Zr	51.6	50.9	51.8	66.1	50.5	99.2	385.0	227.4	89.8	85.8	38.9	72.6	76.2	89.6	38.3	88.4
Y	18.1	19.8	20.8	19.4	18.4	31.8	111.3	52	15.2	32.5	14.7	19.2	24.2	22.6	25.8	24.1
La	13.1	11	12.4	8.1	9.3	18.2	18.1	26.4	15.9	4.1	4.9	6.5	15	10.4	7.3	9.6
Ce	27.5	23.2	24.7	18	17.8	39.2	51.2	62.8	34.8	13	11.3	17	32.1	24	14.5	22.8
Pr	3.21	2.95	3.09	2.32	2.20	4.81	7.46	7.89	3.76	1.99	1.30	2.16	3.95	2.85	1.71	3.00
Nd	15.3	14.2	15.2	11.8	10.1	22.4	40.6	37.0	16.8	11.1	6.8	9.9	18.9	14.8	9.0	15.5
Sm	3.1	3.2	3.6	2.9	2.5	4.8	12.0	8.0	3.0	3.5	1.7	2.4	3.9	3.3	2.3	3.4
Eu	0.95	1.05	1.14	0.90	0.79	1.49	3.12	2.06	0.73	1.17	0.47	0.85	1.19	1.05	0.94	1.06
Gd	3.09	3.54	3.77	3.05	2.61	4.59	15.37	8.51	2.64	4.66	2.14	2.75	4.16	3.81	3.25	3.76
Tb	0.50	0.59	0.64	0.52	0.46	0.85	2.85	1.38	0.46	0.85	0.34	0.49	0.62	0.60	0.54	0.62
Dy	2.93	3.49	3.55	3.19	3.05	5.15	18.48	8.47	2.45	5.61	2.45	3.11	3.80	3.62	3.54	4.05
Ho	0.62	0.71	0.73	0.66	0.63	1.11	3.97	1.77	0.51	1.20	0.51	0.66	0.79	0.84	0.87	0.92
Er	1.89	1.93	2.14	1.90	1.91	3.28	12.12	5.22	1.56	3.43	1.57	1.97	2.46	2.28	2.70	2.72
Tm	0.28	0.27	0.29	0.29	0.26	0.45	1.69	0.75	0.23	0.42	0.19	0.26	0.34	0.31	0.39	0.37
Yb	1.67	1.88	1.94	1.90	1.92	3.10	11.63	5.46	1.61	3.24	1.43	1.74	2.34	2.19	2.90	2.53
Lu	0.24	0.25	0.28	0.25	0.24	0.46	1.63	0.75	0.23	0.42	0.19	0.26	0.33	0.33	0.40	0.37



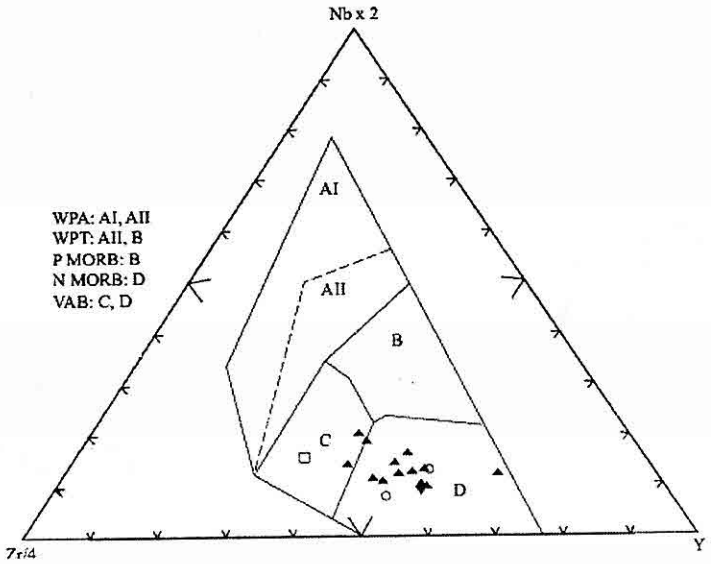
Şekil 3. İnceleme alanındaki Maden Karmaşığı'nın Winchester ve Floyd (1977)'un Zr/TiO_2-Nb/Y diyagramındaki dağılımları. Δ : bazalt, o:bazik bileşimli litik tüf, □: lapilliston, ♦:diyabaz



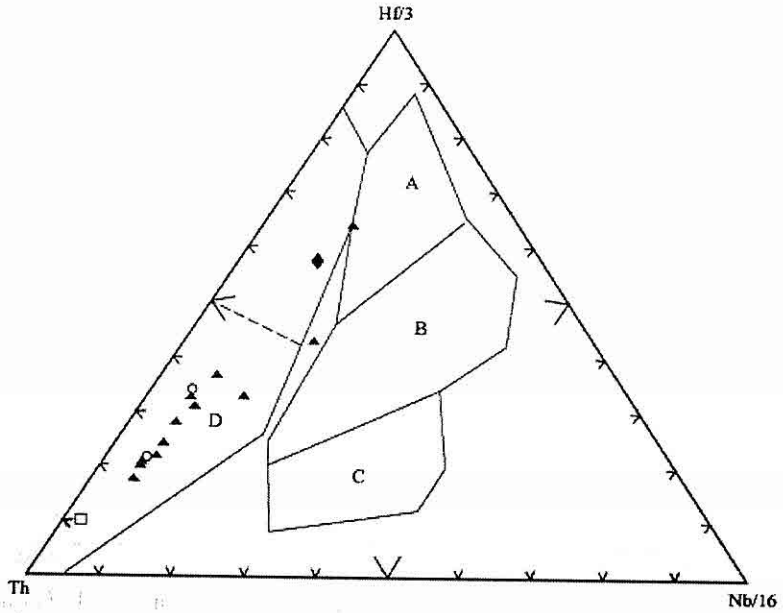
Şekil 4. İnceleme alanındaki Maden Karmaşığı'nın Irvin ve Baragar (1971)'ın Na_2O+K_2O-SiO_2 diyagramındaki dağılımları. Δ : bazalt, o:bazik bileşimli litik tüf, □ : lapilliston, ♦:diyabaz



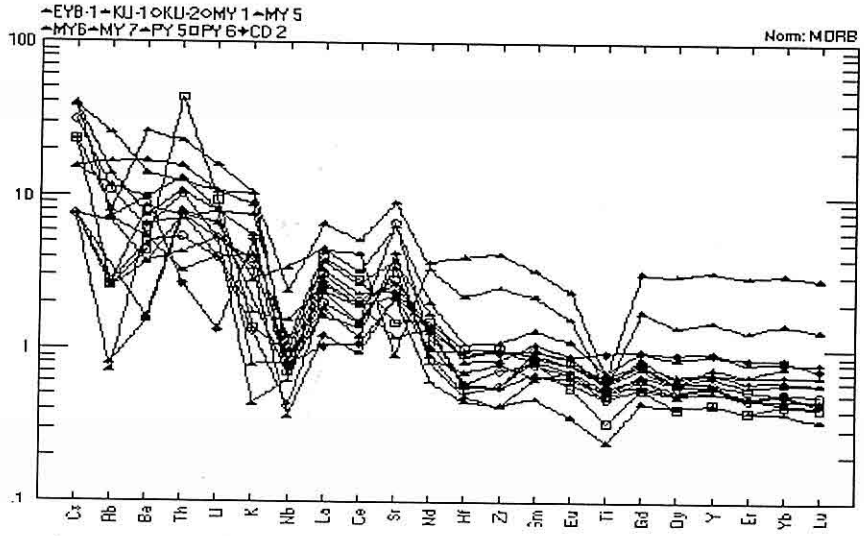
Şekil 5. İnceleme alanındaki Maden Karmaşığı'nın Irvin ve Baragar (1971)'ın FeO*-Na_2O+K_2O –MgO diyagramındaki dağılımları. Δ : bazalt, o:bazik bileşimli litik tüf,□ : lapilliston, ♦: diyabaz



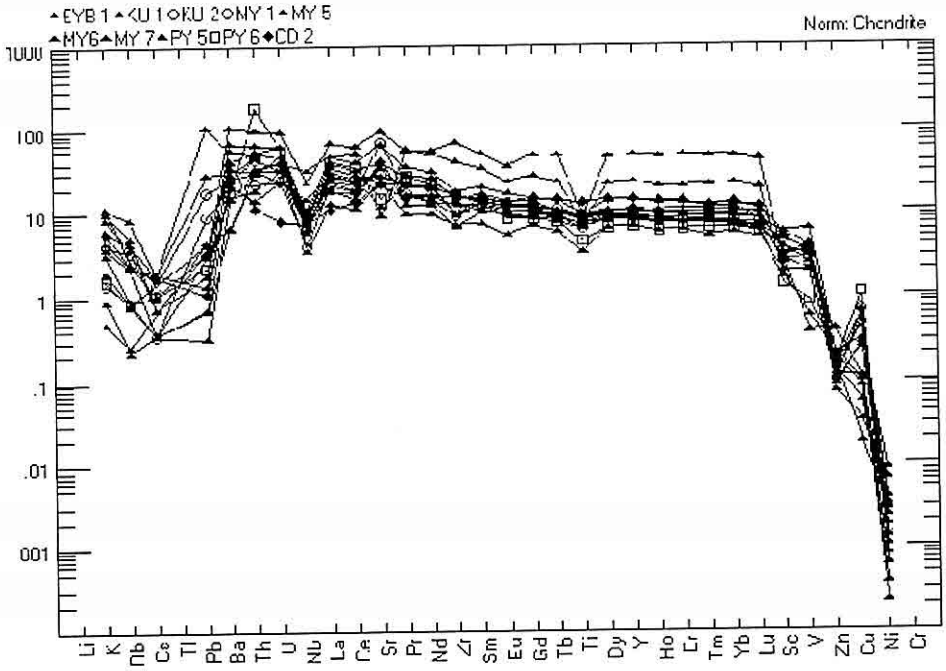
Şekil 6. İnceleme alanındaki Maden Karmaşığı'nın Meschede (1986) Nbx2-Zr/4-Y diyagramındaki dağılımları. Δ : bazalt, o:bazik bileşimli litik tüf, □: lapilliston, ♦:diyabaz



Şekil 7. İnceleme alanındaki Maden Karmaşığı'nın Wood(1980)'un Hf/3-Th –Nb/16 diyagramındaki dağılımları. A: N tipi MORB, B: E tipi MORB ve Toleyitik levha içi bazalt, C:Alkalin levha içi bazalt, D: Yaklaşan levha sınırı bazaltları. Δ : bazalt, o:bazik bileşimli litik tüf, □ : lapilliston, ♦: diyabaz



Şekil 8. İnceleme alanındaki Maden Karmaşığı'nın Taylor ve McLennan (1985)'un MORB'a göre normalleştirilmiş iz element değişim (Kayaç/MORB) diyagramındaki dağılımları.



Şekil 9. İnceleme alanındaki Maden Karmaşığı'nın Taylor ve McLennan (1985)'un Kondridit'e göre normalleştirilmiş iz element değişim (Kayaç/Kondrit) diyagramındaki dağılımları.

LREE bakımından zenginleşmiş, oysa HREE (ağır nadir toprak elemenler) bakımından tüketilmişlerdir. Kondrite göre normalleştirilmiş örnekler aynı zamanda Maden vaolkaniklerini oluşturan magmanın yitim zonundan türemiş olduğunu göstermektedir.

5. SONUÇLAR VE TARTIŞMA

Maden volkanitlerini oluşturan magma, kısmen ofiyolitler üzerinde, kısmen de Bitlis-Pütürge Metamorfitleri üzerinde gelişmektedir.

Yazgan (1981) Maden Karmaşığı Volkanik kayaçlarını, kıta üzerine bindirmiş Guleman ofiyolitleri üzerinde gelişen etkin bir kıta kenarı volkanizma ürünü olarak yorumlamıştır. Yazgan, Eosen yaşlı bu serinin Pütürge Metamorfik Masifi ve Guleman ofiyolitleri olan ensialik ve ensimatik iki ayrı tip temel üzerinde aynı anda oluşabileceğini de vurgulamıştır.

Yazgan (1983 ve 1984), Bitlis-Pütürge Metamorfikleri veya bu Metamorfikler üzerine bindirmiş olan Guleman ofiyolitleri üzerinde gelişen Eosen Maden volkanizmasını postorojenik bir jeolojik olay olarak Afrika Arap kıtası kuzey kenarında Bitlis ve Pütürge bindirme tektoniğine bağlı olarak kıta içinde bir yitim sonucu oluştuğunu da

belirtmektedir.

Michard vd.(1984)'de yaptıkları çalışmada iki farklı model geliştirmişlerdir. Her iki modelde de Maden Karmaşığına ait kayaçların kıta içi bir dalım sonucu oluştuğu belirtilmektedir.

Aktaş ve Robertson(1990) Maden Karmaşığı'nı Killan Ekay Birimi olarak adlandırmış ve bu birimin subalkali bazaltik lavlarla ara tabakalı türbiditler ve bunları örten Orta Eosen yaşlı pelajik sedimanlardan oluştuğunu lavların yüksek Ti bazalt, yüksek Al bazalt, geçiş bazaltları, granüler bazaltlar ve farklılaşmış bazaltlar olmak üzere beş farklı bazalt grubundan oluştuğunu belirtmişlerdir. Bu araştırmacılara göre bazik volkanikler orta Eosen de Anatolid-Torid mikro kıtası ile Arap Levhasının oblik çarpışması sırasında meydana gelen iç havzalarda oluşmuşlardır. Bu volkanikleri veren magma daha önceki yitim zonundan etkilenmiştir.

Yılmaz(1993) Güney Anadolu Orojeninin evrimi ile ilgili geliştirdiği modelde Maden Grubu'nun örtü zonu içerisinde bulunduğunu ve tabanında taban kumtaşları ile birlikte alkali bazaltların yeraldığını ve Orta Eosen de Maden çukurunun andezitik volkanik zincirin arkasında bir yay ardı havza olarak açıldığını belirtmektedir.

Yılmaz ve diğ.(1993) Maden Grubu'nun Orta Eosen yaşlı lavlarla birlikte bulunan sedimanter istiften oluştuğunu ve yay ardı bir havzada oluştuğunu belirtmektedir.

Daha önce yapılan çalışmalarda da görüldüğü gibi Maden Karmaşığının oluştuğu tektonik ortam konusunda farklı görüşler bulunmaktadır.

Maden karmaşığı için bu farklı görüşlerin nedeni bölgedeki yoğun tektonizmaya ve Maden Karmaşığı ile dilimler oluşturan ofiyolitlerin bazik lavlarıyla, Maden karmaşığı içerisindeki lavların karıştırılmasına bağlanabilir.

Maden volkanitleri yer yer ofiyolitler, yer yer de Bitlis-Pütürge Metamorfitleri üzerine gelmektedir. Ayrıca, Orta Eosen sonrası gelişen Güneydoğu Anadolu Bindirmesine bağlı olarak Maden karmaşığı tektonik dilimler halinde de bulunmaktadır. Bölgenin Jeotektonik evrimini inceleyen Bingöl ve Beyarslan(1996), Beyarslan ve Bingöl (2000) bölgede açılmanın Üst Kretase öncesi başladığını Üst Kretase'de supra-subduction zon ofiyolitlerinden olan Kömürhan Ofiyolitleri'nin geliştiğini, gelişen bu ofiyolitler üzerinde Elazığ Magmatitleri adı verilen yitim zonu magmatitlerinin oluştuğunu ve Geç Kretase-Erken Eosen (?) döneminde ise bir taraftan kuzeydeki metamorfitlerin güneye doğru bindirdiğini, bir taraftanda Elazığ Magmatitleri içerisindeki granit intrüzyonlarının oluştuğunu belirtmektedir. Maden volkanitleri Orta Eosen yaşlı çeşitli sedimanter kayaçlarla birlikte, Üst Kretase'de oluşmuş ve muhtemelen Erken Paleosen döneminde güneye doğru dilimler halinde sürüklenmiş yer yer Bitlis-Pütürge, yer yer ofiyolitler üzerinde gelişmiş ve ayrıca bazı yerlerde de ofiyolitler üzerinde uyumsuz olarak bulunan Üst Maestrihtiyan yaşlı Hazar sedimanter birimi üzerinde bulunmaktadır.

Maden karmaşığı volkanitleri düşük ve orta K lu bazalt, bazaltik andezitler olup, kalkalkali seriye ait yay volkanitlerinin özelliklerini göstermektedirler. MORB'a göre normalleştirilmiş iz elementler MORB'a göre uyumsuz elementlerce zenginleşmiş yitimle ilişkili magmatizmanın tipik örnekleridir. Yani, iz elementler bakımından negatif HFS element anomalileri gösterdikleri ve LIL elemente göre düşük HFS element konsantrasyonlarına sahip oldukları söylenebilir. Negatif Nb anomalisi, Ce/La nın 2 civarında olması Nb, Nd, Zr, Ti ve Y değerlerinin MORB'un değerlerinden düşük olması, Maden volkanitlerinin yitim zonu ürünleri olduğunu vermektedir.

Kondrite göre normalleştirilmiş iz elementler MORB'a göre normalleştirilmiş örneklere benzer şekilde LREE bakımından zenginleşmiş, oysa HREE bakımından tüketilmişlerdir. Kondrite göre normalleştirilmiş örnekler aynı zamanda Maden volkanitlerini oluşturan magmanın yitim zonundan türemiş olduğunu göstermektedir.

Tüm bu veriler, Üst Kretase'den itibaren kuzeye doğru başlayan yitimin Orta Eosen'de de devam ettiğini ve Üst Kretase sonunda güneye doğru bindirmeye başlayan metamorfik masifler ve ofiyolitler üzerinde gelişen havzada bir tarafta Maden karmaşığı sedimanları oluşurken, diğer taraftanda dalan levhanın üzerindeki kısmi ergimeye bağlı olarak türeyen magmanın bu havzada Maden volkanitlerini oluşturmuştur. Bölgede Orta Eosen'den sonra yitimin tamamlandığı görülmektedir. Orta Eosen'de oluşan Maden Karmaşığı daha önce oluşan birimlerle birlikte Güneydoğu Anadolu Bindirme olaylarına bağlı olarak güneye doğru sürüklenmiş ve bugünkü konumlarını almışlardır.

6. KAYNAKLAR

Açıkbaş, D. ve Baştuğ,C.,1975. Geological report and petroleum of northern areas of Cacas-Hani region. TPAO report, 971.

Aktaş, G., 1985. The Maden Complex S.E. Turkey: Sedimentation and volcanism along a Neotethyan active continental margine. Thesis Doct.Phil.Edinburgh Üniversitesi, 350s.

Aktaş, G., ve Robertson, A.H.F.,1990. Tectonic evolution of the Tethys suture zone in S.E. Turkey: evidence from the petrology and geochemistry of Late Cretaceous and Middle Eocene extrusives. In. Symp. On ophiolite genesis and evolution of oceanic lithosphere, Geol.

Soc., London, Special Publ., 311-328.

Baştuğ, C.,1980. Sedimentation, deformation and melange emplacement in the Lice basin, Dicle-Karabegan area, southeast Turkey Dsserttation Dept. Geol. Eng. Middle East Tech. Univ., Ankara.

Beyarslan, M. ve Bingöl, A.F.2000. Petrology of a supra-subduction zone ophiolite(Kömürhan-Elazığ-Turkey). Canadian Journal of Earth Sciences.37:1411-1424.CANADA.

Bingöl, A.F. ve Beyarslan, M., 1996. Elazığ Magmatitleri'nin Jeokimyası ve petrolojisi. KTÜ 30.Yıl Sempozyumu Bildiri Metinleri. Cilt 1, 208-224.

Çağlayan, M.A., İnal, R., Şengün, M. ve

Yurtsever,A.,1984. Structural setting of Bitlis Masif, İn Tekeli, O. ve Göncüoğlu, M.C.,eds., Geology of the Taurus Belt; International Symposium Proceedings, Ankara, Turkey, Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü, p.245-254.

Erdoğan, B.,1977. Geology geochemistry and genesis of the sulphide deposits of the Ergani-Maden region SE Turkey, Ph.D.Thesis, Univ. New Brunswick.

Irwine, T.N. ve Baragar, W.R.A., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. Can. Jour.Earth Scien., 8,523-548.

Meschede, M.,1986. A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-zr-Y diagram.Chem. Geol., 56, 207-218.

Michard, A., Whitechurch,H., Ricou, I.E., Montigny, R. ve Yazgan, E., 1984. Tauric subduction (Malatya-Elazığ provinces) and its bearing on tectonics of the Tethyan realms in Turkey: In Dixon, J.E. and Robertson, A.H.F. eds. The geological evolution of the eastern Mediterranean: Geological Society of London Special Publication, 17, p.361-373.

Özkaya, İ.1978. Ergani-Maden yöresinin stratigrafisi.TJK Bült., 17, 1, 51-71.

Özkaya, İ.1982. Upper Cretaceous plate rupture and development of leaky transcurrent fault ophiolites in southeast Turkey. Tectonophysics, v.88, pp.103-116.

Pearce,J.A. ve Norry, M.j.,1979. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks. Contrib. Mineral.Petrol.69, 33-47.

Pearce,J.A., Kempton P., Nowell G. 2000. The origin of HFSE anomalies in subduction zone magmas: Evidence from Hf-Nd isotope and element covariations. Journal of conference Abstracts. Vol.5(2), 775.

Perinçek, D. ve Özkaya,İ., 1981. Tectonic evolution of the northern magrin of Arabian plate. Yerbilimleri, 8, 91-101.

Rigo De Righi, M. ve Cortesini,A., 1964. Gravity tectonics in foothills structure belt of southeast Turkey. Bull. Amer. Assoc. Petroleum Geol., v.48, pp. 1911-1937.

Taylor, S.R. ve McLennan, S.M. 1985. "The Continental Crust: Its Composition and Evolution," Blackwell, Oxford, 312 pp.

Winchester, J.A. ve Floyd, P.A.,1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differantation products using immoble elements. Shem. Geol., 20, 325-343.

Wood, D.A.,1980. The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province, Earth and Planetary Science Letters, vol.50,pp.11-30.

Yazgan, E.,1981. Doğu Toroslar'da etkin bir paleokıta kenarı etüdü (Üst Kretase-Orta Eosen), Malatya-Elazığ, Doğu Anadolu, Yerbilimleri, 7, 83-104, Hacettepe Üniv.

Yazgan, E.,1983. A geotraverse

between the Arabian platforme and Munzur nappes. Int. Symp. on the Geology of the Taurus Balt., Field Guide Book, Excursiony, Ankara.

Yazgan, E., 1984. Geodynamic evolution of the Eastern Taurus region (Malatya-Elazığ area, Turkey). In Tekeli, O. And Göncüoğlu, M.C., Geology of the Taurus Belt. Int. Symp. proceedings, 199-208.

Yılmaz, Y.,1993. New evidence and model on the evolution of Southeast Anatolian orogen. Geol. Soc. Am. Bull. 105:251-271.

Yılmaz, Y., Yiğitbaş, E., Genç Ş.C.1993. ophiolitic and metamorphic assemblages of Southeast Anatolia and their significance in the geological evolution of the orogenic belt. Tectonics 12(5): 1280-1297.

YERBİLİMLERİ HAZİRAN 2005 SAYI 46 ISSN 1019-1003
GEOSOUND JUNE NO

DERİN DENİZ SEDİMANLARINDAKİ YANAL VE DÜŞEY DEĞİŞİMLERİ GÖSTEREN BİR ÖRNEK: ORTA-ÜST MİYOSEN KARATAŞ FORMASYONU (KAHRAMANMARAŞ HAVZASI KUZEYİ)

Murat GÜL ve Kemal GÜRBÜZ
Ç.Ü., Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Adana/Türkiye

ÖZET: *Deniz altında yer alan çökelme ortamlarının farklı bölümlerinde çakıltaşları ve kumtaşlarının yanı sıra bol miktarda kiltaşı, silttaşı, moloz akıntıları ve göçme (slump) çökelleri bulunmaktadır. Kahraman Maraş Havzası kuzeyinde yer alan Kapıkaya alanında yüzeylenen Karataş Formasyonunda (Orta-Üst Miyosen) olduğu gibi, çakıltaşı ve kumtaşları ile başlayan kaba taneli deniz altı sedimanları malzeme miktarına ve akış türüne bağlı olarak değişik kalınlıklarda bulunabilmektedir. Bu tip kaba taneli sedimanlar, Karataş Formasyonu içinde oluşan Kapıkaya kanalında olduğu gibi gelişimini engelleyecek bir unsur olmadığında, yanal ve düşey yönde incelerek daha ince taneli kumtaşlarına ve kiltaşlarına geçiş göstermektedir. Bu özellik deniz seviyesi salınımlarına, tektonizmaya ve sismik etkilere bağlı olarak tekrarlanmalar gösterebilmektedir. Ancak tektonizmanın etkisiyle normal de beklenen yanal ve düşey yönde incelen geçiş özelliğinin, moloz akıntısı ve göçme (slump) gibi farklı akış türü çökelleriyle kesildiği gözlenmektedir. Kapıkaya kanalının güneydoğu uzantısında gözlenen bu durumun Kahraman Maraş Havzasını sınırlayan bindirmelerden kaynaklandığı düşünülmektedir.*

A CASE STUDY THAT SHOWS THE LATERAL AND VERTICAL CHANGES OF THE DEEP SEA SEDIMENT: THE MIDDLE-UPPER MIOCENE KARATAŞ FORMATION (NORTHERN PART OF THE KAHRAMANMARAŞ BASIN)

ABSTRACT: *In addition to the conglomerates and sandstone, abundant claystone, siltstone, debris flow and slump deposits found in the different section of the depositional environment in the deep sea. Deep sea sediment that starts with conglomerates and sandstone similar to the Karataş Formation (Middle-Upper Miocene) that crops out in the Kapıkaya area at the northern part of the Kahraman Maraş Basin has various thicknesses depend on amount of material and flow type. If there is no element to prevent their development similar to Kapıkaya channel that formed in the Karataş Formation, these types of coarse grained sediments laterally and vertically fining and passed up into finer sandstone and claystone alternations. This property is repeated depend on sea level fluctuation, tectonism and/or seismic effects.*

However it is observed that under the again tectonic effects, normally anticipated transition properties as lateral and vertical fining was cut by different flow deposits such as debris flow and slump. It is thought that this situation that observed in the southeast extension of the Kapıkaya channel evolved due to thrusts that restricted the Kahraman Maraş Basin.

1. GİRİŞ

Petrol ve doğalgaz için önemli rezervuar kayaları olmaları nedeniyle, son 20-30 yıldır, Türkiye'de (Gökçen, 1971, 1974; Şenalp ve Fakıoğlu, 1977; Gökçen ve Şahbaz, 1979, Gökçen ve diğ., 1988; Gürbüz, 1993, 1999; Gürbüz ve Kelling, 1993; Satur, 1999, Satur ve diğ, 2000, Gül ve diğ, 2003) ve Dünya'nın diğer ülkelerinde (Mutti, 1985, 1992; Galloway ve Hobday, 1996; Sohn, 2000; Richards ve diğ, 1998; Haughton, 2000; Stow ve Mayall, 2000; Shanmugam, 1997, 2002) ve artan bir şekilde denizaltı sedimanları ile ilgili çalışmalar yürütülmektedir. Denizaltında kıyı bölgesinden başlayıp abisal düzlüğe kadar uzanan ortamlarda, değişik oranlarda ve geometrilerde konglomera, kumtaşı, silttaşı ve kiltaşı yer almaktadır. Bu birimlerin bölgeden bölgeye oldukça farklı özellikler göstermesi, genel jeolojik ve yapısal özellikleri dışında bu birimlerin detaylı çalışılmasını gerektirmektedir.

Günümüzde petrol ve doğalgaz çıkarılan denizaltı sedimanlarının incelenmesinde sismik stratigrafi ve sondaj verilerinden etkin bir şekilde yararlanılmaktadır. Sismik stratigrafide çok geniş alanlar taranabilmesine rağmen, ancak iki boyutlu görüntüler elde edilebilmekte ve çok fazla detaylı çalışmalar yapılamamaktadır. Sondaj verileriyle birimlerin detaylı özellikleri belirlense de, sondajlarla elde edilen verilerin sadece karot çapı ile sınırlı olduğu unutulmamalıdır. Bu yüzden yüzeyde yapılan çalışmalar sonucu elde edilen deniz altı sedimanlarının geometri ve fasiyes özelliklerinin belirlenmesi, sonuçların yer altındaki eşleniklerinin değerlendirilmesinde kullanılması oldukça yararlı olmaktadır.

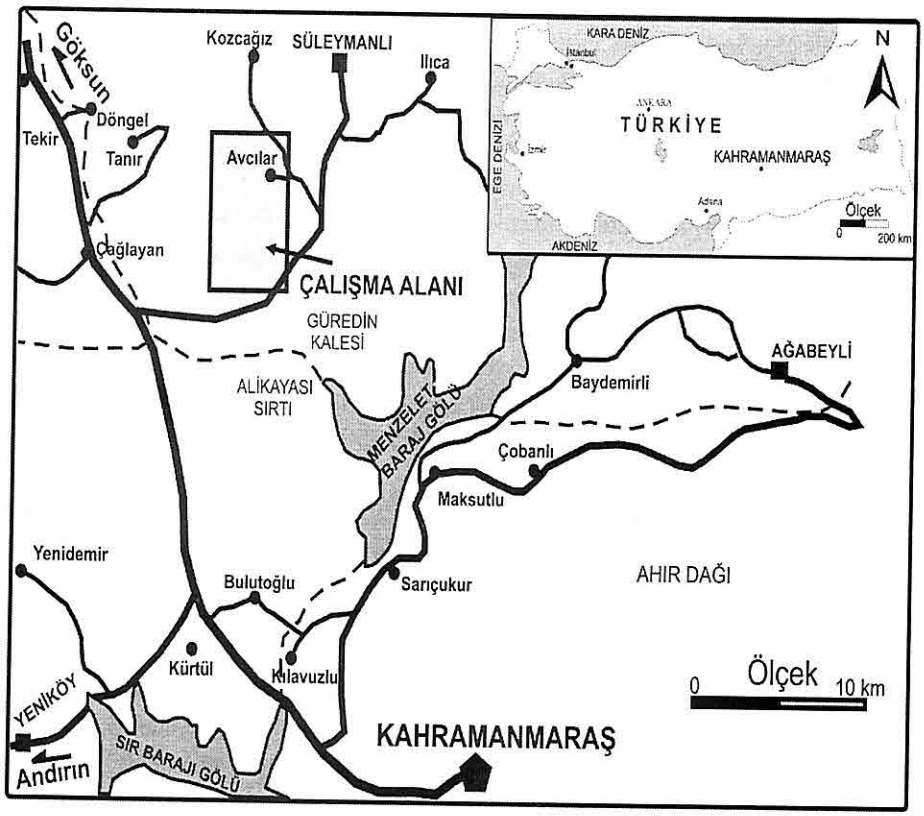
Türkiye'nin güneyinde özellikle Miyosen yaşlı derin deniz sedimanları oldukça geniş alanlar kaplamaktadır (Gökçen ve diğ., 1988; Gürbüz, 1993, 1999; Gürbüz ve Kelling, 1993; Satur, 1999, Satur ve diğ, 2000). Kahraman Maraş Havzasında da bu şekilde sedimanların varlığı bir çok genel jeolojik ve petrol arama amaçlı çalışmada vurgulansa da (Gözübol ve Gürpınar, 1980; Tarhan, 1984; Yılmaz ve diğ., 1988; Önalan, 1985/1986, 1988, 1989/1990; Önem, 1991; Kozlu, 1997; M. A. Gül, 2000; Robertson ve diğ., 2004), bunlarla ilgili genel veya detay çalışmalar oldukça sınırlıdır (Derman ve diğ, 1996; Derman, 1999). Kahraman Maraş ilinin kuzeyinde yer alan havzanın kuzey uç kesimlerinde bindirmelerle sınırlı alanda Orta-Üst Miyosen yaşlı Karataş Formasyonu yüzeylenmektedir. Nisbeten derin deniz ortamında çökelen bu formasyon içerisinde konglomeratik kanallar yer

alırken, havza kenarlarında yamaç ortamında çökelmiş moloz akmaları ve göçme (slump) çökelleri yer almaktadır. Havzanın sığ denizel kenar kısımlarda resifal kireçtaşları (Hacıveliler formasyonu) gelişmiştir. Ancak denizaltı topografyasının bindirmeler nedeniyle düzensizliği havza içinde sedimantasyonu etkilemektedir.

Karataş Formasyonu Kahraman Maraş Havzasının kuzey kısımlarında yer yer büyük kanal çökelleri içermektedir. Bunların bazıları yersel küçük ölçekte gelişirken, bazıları deniz altı topografyasının düzensizliği nedeniyle düzgün bir sedimantasyon göstermektedir. Karataş Formasyonu içinde yer alan ve bu çalışma kapsamında, Kahraman Maraş ilinin yaklaşık 25 km kuzeyinde Süleymanlı köyü ve Tanır kasabası arasında kalan alanda yüzeylenen (Şekil 1), konglomera ve kumtaşı kanalları ile başlayıp üste ve yamaç aşağı yönde incelerek kumtaşı ve kiltaşlarına geçişli düzgün bir sedimantasyon gösteren Kapıkaya Kanalının özellikleri, ölçülü sedimantolojik kesitler ve detaylı litoloji incelemeleri ile ortaya konmaya çalışılacaktır.

2. GENEL JEOLOJİ

İnceleme alanında yüzeylenen birimler 3 ana grupta toplanabilir (Şekil 2 ve 3). Tersiyer öncesi döneme ait yaşlı kayaçlar; bu guruba Paleozoyik yaşlı mika şist, amfibolit gnays, granat-mika şist, kalkşist, mermer ve dolomitik kireçtaşlarından oluşan Malatya Metamorfikleri ve Üst Jura-Alt Kretase yaşlı açık yeşil,yeşil ve siyah renkli serpantinleşmiş peridodit, piroksenit, diyabaz ve bozunmuş yeşil-kırmızı renkli andezit-bazaltlardan oluşan Berit Metaofiyolitleri dahil edilmektedir. İkincisi Eosen-Oligosen dönemi kayaçları; bu guruba kanal konglomeraları, volkanik breş, kireçtaşı bant ve merceklerinden oluşan Ballıkısık formasyonu ve alacalı renkli kiltaşı, marn, türbiditik kumtaşı, killi kumtaşı ve nummulitli kireçtaşlarından oluşan Alacık formasyonu dahil edilmektedir. Üçüncü gurup ise Miyosen yaşlı kayaçların oluşturduğu guruptur. Bu guruba Akitaniyen-Burdigaliyen yaşlı boz renkli kumtaşları ve laminalı yeşil renkli kiltaşlarından oluşan Kilisecik formasyonu; Orta Miyosen yaşlı, kalın tabakalı algli, mercanlı resifal kireçtaşları ve killi kireçtaşlarından oluşan Hacıveliler formasyonu ve bu çalışmanın da konusunu oluşturan Orta Miyosen (Langiyen-Serravaliyen yaşlı, altta konglomera üstte kumtaşı, sonrasında kumtaşı-kiltaşı ardalanmaları ve kiltaşlarından oluşan Karataş formasyonu dahil edilmektedir (Kozlu, 1997; M. A. Gül, 2000; Şekil 2). İnceleme alanına yakın alanlarda M. A. Gül (2000) tarafından bol miktarda fosil bulunmuştur, formasyonların yaş tayinleri de bu fosil içeriklerine dayanılarak verilmiştir. Kilisecik formasyonu içinde; *Globigerinoides bisphericus* (de STEFANI), *Globigerinoides trilobus* (REUSS), *Praeorbulina glomerosa* (BLOW), *Globorotalia nana* (BOLLİ), *Globigerinita dissimilis* (CUSHMAN ve BERMUDEZ), *Globorotalia mayeri* (CUSHMAN ve ELLİSOR, 1939).



Şekil 1. İnceleme alanı yer bulduru haritası.

Hacıveliler formasyonu içinde; *Globigerinoides immaturus* LEROY 1939, *Globigerinoides subsaculiferus* (BRADY), *Globigerinoides* gr. *subquadratus* BRÖNNİMANN 1954, *Hastigerina praesiphonifera* BLOW 1969, *Orbulina universa* d'ORBİGNY 1839, *Orbulina bilobata* (d'ORBİGNY), *Borelis* sp., *Operculina* sp., *Globigerinoides* sp., Kırmızı alg, Bryozoa. Karataş formasyonu içinde ise: *Globigerinoides trilobus* (REUSS), *Globigerinoides succilifer* (BRADY), *Globigerinoides* gr. *subquadratus* BRÖNNİMANN 1954, *Globorotalia obesa* BOLLİ, 1957, *Globorotalia fohsi* CUSHMAN ve ELLİSOR, *Globorotalia acostaensis* BLOW, 1959, *Orbulina universa* d'ORBİGNY 1839, *Orbuina suturalis* BRÖNNİMANN, 1951, *Orbulina bilobata* (d'ORBİGNY) tespit edilmiştir.

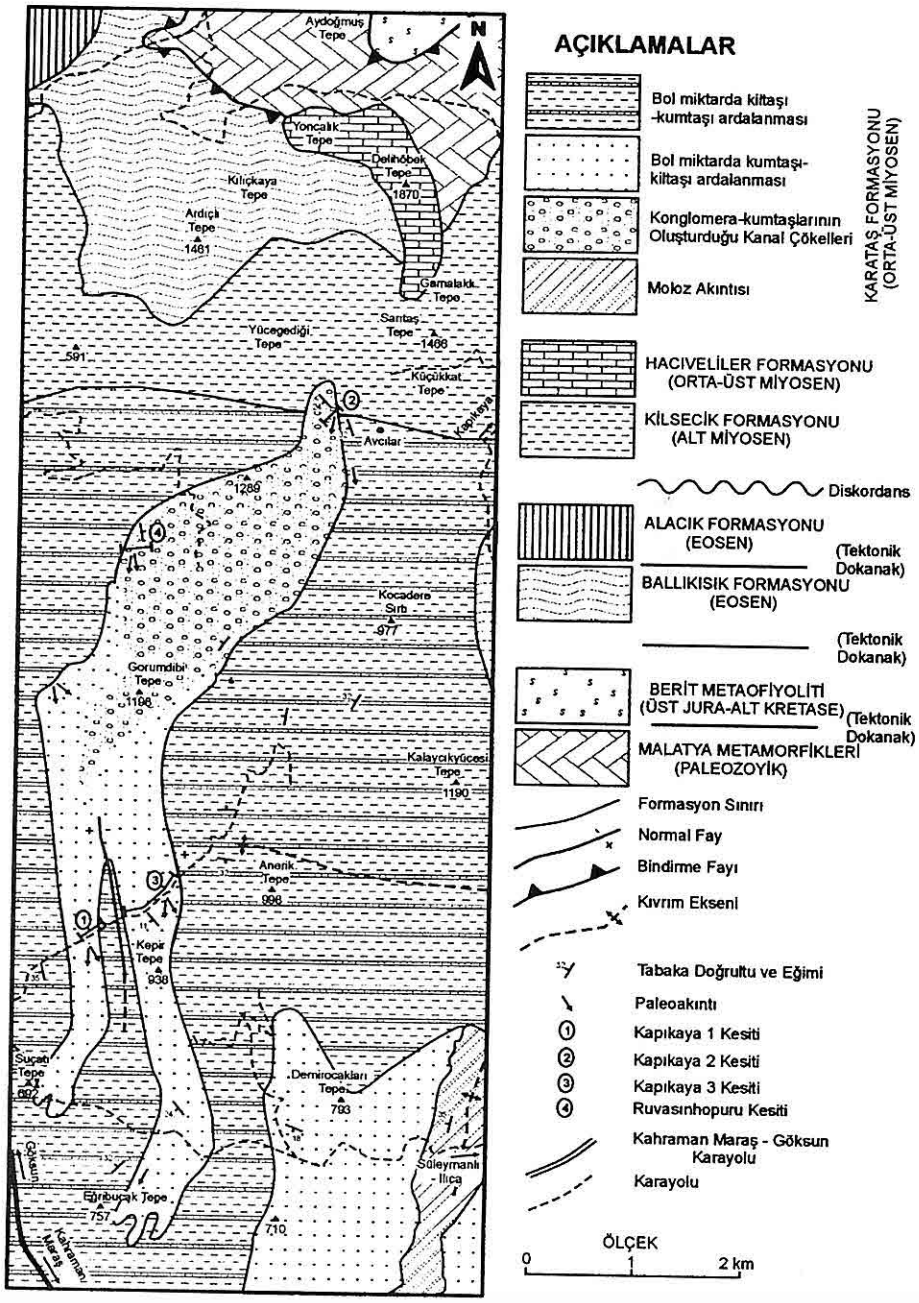
İnceleme alanında yüzeylenen yaşlı birimlerin dokanak ilişkileri genelde tektonik olarak gelişmiştir. Paleozoyik yaşlı Malatya Metamorfikleri, Berit Metaofiyolitini tektonik olarak üzerlemektedir. Alacık formasyonu ve Ballıkısık formasyonu, Malatya

Metamorfik birimini tektonik olarak üzerlemektedir. Berit Metaofiyoliti ise Alacık ve Ballıkısık formasyonlarını tektonik olarak üzerlemektedir. Bazı alanlarda Ballıkısık formasyonu Alacık formasyonunu tektonik olarak üzerlerken, bazı alanlarda Alacık formasyonu Ballıkısık formasyonunu uyumsuz olarak üzerler. Miyosen birimleri bütün bu yaşlı jeolojik oluşumları transgresif uyumsuz olarak üzerlemektedir. Kilisecik formasyonu Karataş ve Hacıveliler formasyonu ile uyumlu olarak üzerlenmektedir. Karataş formasyonu Hacıveliler formasyonu ile geçişli bir dokanağa sahiptir (Kozlu, 1997; M. A. Gül, 2000). Özelikle Miyosen öncesi döneme ait kayaç gruplarının arasındaki dokanak ilişkileri tektonizmanın etkisiyle bölgeden bölgeye farklılıklar gösterebilmektedir (Şekil 3).

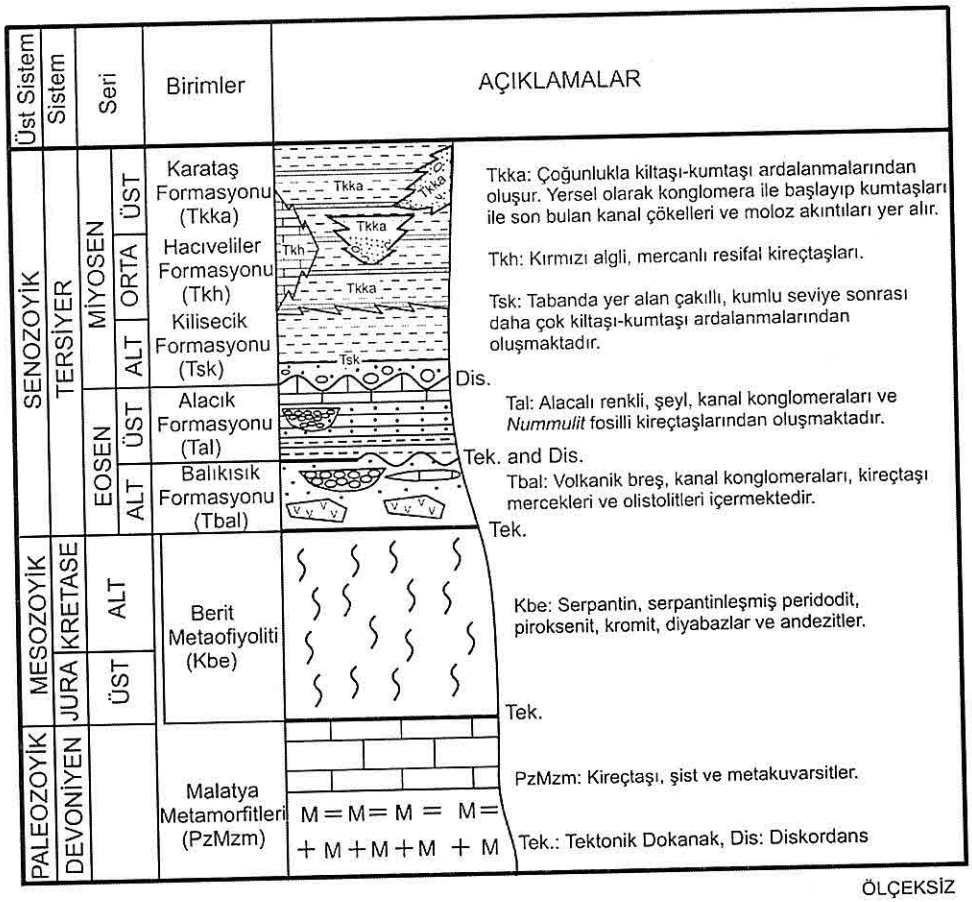
İnceleme alanında Tersiyer öncesi döneme ait yaşlı kayalar inceleme alanının daha çok kuzey taraflarında yüzeylenirken, Eosen-Oligosen dönemine ait formasyonlar bunları çevreleyen bir kuşak şeklinde gelişmiştir. Hacıveliler formasyonu resifal kireçtaşları sadece ölçülü sedimantolojik kesitlerin alındığı birimlerin hemen kuzeyindeki Delihöbek Tepede gözlenmiştir. Kilisecik formasyonu da bu resifal kütleyi çevreler durumda bulunmaktadır. Karataş formasyonu ise güneye doğru genişleyerek uzanmaktadır (Şekil 2).

3. KAPIKAYA KANALI VE ÇEVRESİNDEKİ DERİN DENİZ SEDİMANLARININ ÖZELLİKLERİ

Kapıkaya Kanalına ait kesitler Avcılar Köyü yakınlarından ölçülmüştür. Delihöbek Tepe eteklerinden başlangıçta kumlu ve az oranda konglomeratik kanal çökelleriyle başlayan istif güneye doğru kalınlaşarak ve tane boyu incelerek Kahramanmaraş-Göksun Karayolunu, Süleymanlı-Ilıca Kasabasına bağlayan yola kadar 7 km uzanmaktadır (Şekil 2). Güneye doğru ve üste doğru incelen bu istif yanal yönlerde de ince taneli kumtaşı-laminalı kiltaşlarıyla geçiş göstermektedir. İstif özelliklerini daha iyi ortaya koyabilmek amacıyla kuzeydeki kaba kısmın doğu bölümünde Kapıkaya 2 (70 m) Kesiti, batıdaki daha kaba taneli çakıllı bölümünden Ruvasınhopuru Kesiti (77.6 m) ölçülmüştür (Şekil 4 ve 5). İnce taneli birimleri üzerinde olması nispeten sert olmaları nedeniyle inceleme alanının kayalık, sert görünümlü yüksek tepelerini oluşturmaktadırlar (Gorumdibi Tepe, 1198 m, Şekil 6). Gorumdibi Tepe'nin 1.5 km güneyinde istif faylanma nedeniyle ikiye ayrılmıştır. Kepir Tepe'ye kadar uzanan doğu bölümü nispeten daha iri taneli olup, yamaç ortamında çökelmiş moloz akıntılarını ve masif kumtaşı sırtlarını üzerlemektedir. Bu bölümden Kapıkaya 3 (183 m) Kesiti ölçülmüştür. Batıdaki uzantıda ise sadece ince-orta taneli orta-ince kalınlıkta tabakalı kumtaşları ve kiltaşı ardalanmaları gözlenmektedir (Şekil 7 ve 8). Burada Kapıkaya 1 (20 m) Kesiti ölçülmüştür. Her iki uzantı bölümde daha güneye doğru kiltaşlarıyla geçiş göstermektedir (Şekil 7 ve 8). Kuzeyden güneye doğru alınmış ölçülü sedimantolojik kesitler ve bunlarda belirlenmiş özellikler anlatıldıktan sonra



Şekil 2. İnceleme alanı ve civarının genel jeoloji haritası (Gül, 2004).



Şekil 3. İnceleme alanı ve civarının genelleştirilmiş stratigrafik dikme kesiti (M. A. Gül, 2000'den değiştirilerek alınmıştır).

Kahraman Maraş Havzasının bu bölümünün evrimi yorumlanmaya çalışılacaktır.

3.1. Kapıkaya 2 Kesiti

Bu kesit kanallı istifin en kuzey kısmından ölçülmüştür. Daha çok kumlu ve konglomeratik olan seviyeler, inceleme alanı kuzeyinde yumuşak küçük tepelerde oluşturan kiltaşları ve çok az miktarda moloz akıntılarını üzerlemektedir. Kesit litolojik özelliklerine bağlı olarak 3 ana kısma ayrılmıştır (Şekil 4 ve 5).

0-26 m: kesitin tabanını oluşturan bu kısım, yüzlerce metre kalınlığındaki kumtaşı-kiltaşı ardalanmalarını (Kilisecik formasyonu) üzerlemektedir. Genelde kumtaşı ve kiltaşlarından oluşan bu bölümde, zaman zaman ortamın yamaç olduğunu gösteren çamurlu moloz akıntıları tespit edilmiştir. Üste doğru gözlenen kumtaşlarının bazılarının

pelesipod fosilleri içermesi, ortamın sığlaşmaya başladığını ve deniz seviyesi düşümünün kanal gelişimine neden olduğunu ortaya koymaktadır.

26-54 m: bu bölümün tabanında ripıllı, iz fosilli, yük yapılı normal dereceli kumtaşı ve kiltaşı ardalanmaları gözlenmektedir. Üste doğru ise ince-orta taneli kumtaşları içinde açılmış yanal yönde merceklenen çakıltaşları ve kaba taneli kumtaşları gözlenmektedir. Üste doğru normal derecelenmeli kaba taneli kumtaşı ve çakıltaşları, kumtaşı-kiltaşı ardalanmaları ile birlikte bulunmaktadır.

54-70 m: bu kısmın büyük bölümünü tabanı erozyonel ve yük yapılı ince taneli kumtaşları, orta taneli kumtaşları ve normal derecelenmeli kumtaşları kaplamaktadır. Son kısımda ise kumtaşları kiltaşları ile ardalanmalı olarak bulunmaktadır.

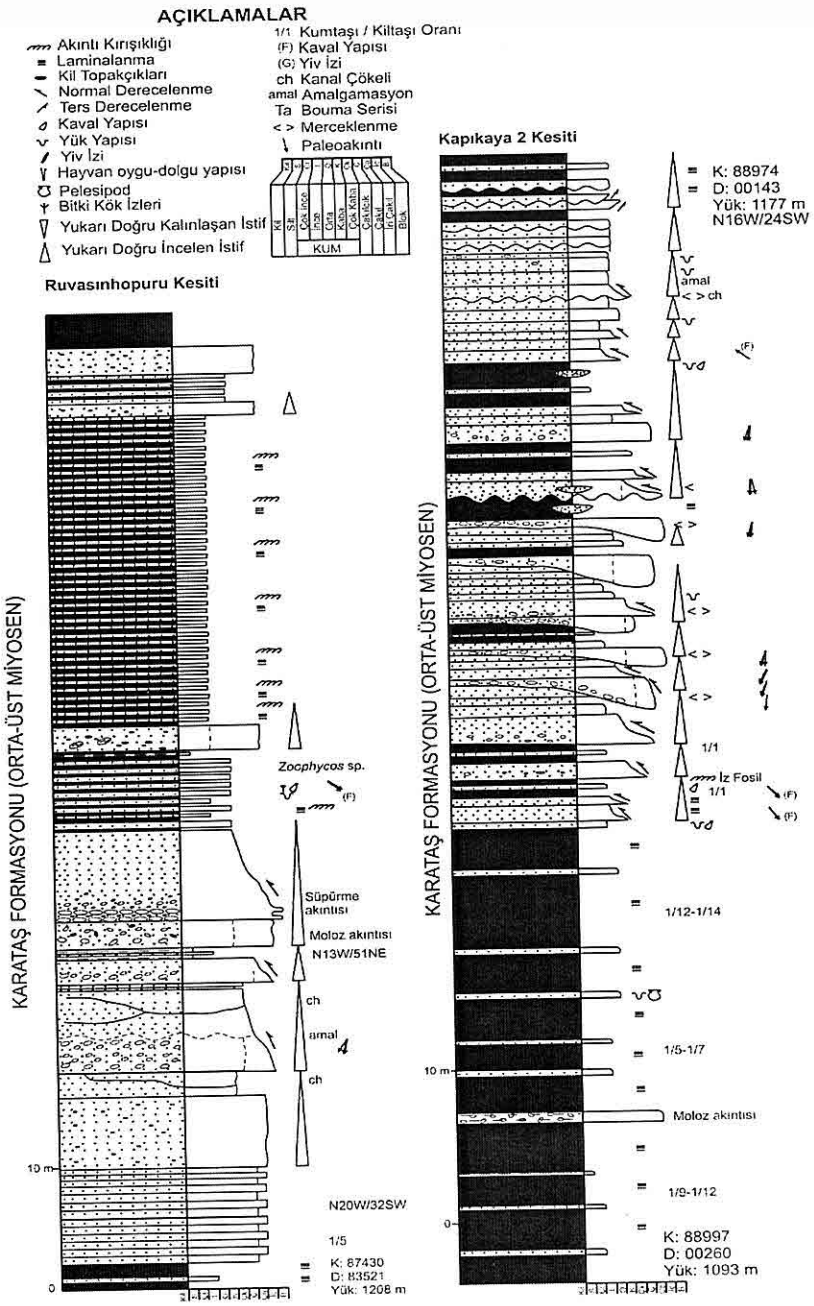
Kaval izleri ve çakıl biniklenmelerinden 21 adet paleoakıntı ölçümü yapılmış olup ortalama 182°'dir. Kesitin büyük bölümünü hemipelajik ve pelajik ortamda süspansiyonla çökelen kiltaşları oluşturmaktadır. Kiltaşları içinde gözlenen kumtaşı mercekleri yersel süpürme akıntı çökelleri veya kumlu dağıtım kanallarının ürünü olabilirler (Sohn, 2000). İkinci fazla miktarda bulunan bileşen olan ince-orta taneli kumtaşları düşük yoğunluk türbidit akıntı ürünleridir (Mutti ve Lucchi, 1972; Middleton ve Hampton, 1976). Bu birimlerdeki ripıllı yüzeyler ve laminalanma dip akıntılarının sedimanları yeniden işlemesinin bir sonucuyken, yük ve kaval yapısı gibi taban yapıları nispeten yüksek enerji akıntı etkisini göstermektedir (Shanmugam, 1997). Normal dereceli çakıltaşları yavaşlayan tane akıntısının sonucu gelişmişlerdir (Shanmugam, 1997, 2002; Cronin ve Kidd, 1998). 60-70 m kalınlığındaki bu istifin kiltaşı-kumtaşı ardalanmaları ile 2-3 kez tekrarlanması deniz seviyesi salınımları veya tektonik ve/veya sismik tetiklemelerin neden olduğu dönemsel sedimantasyon oluşumlarını göstermektedir.

3.2. Ruvasınhopuru Kesiti

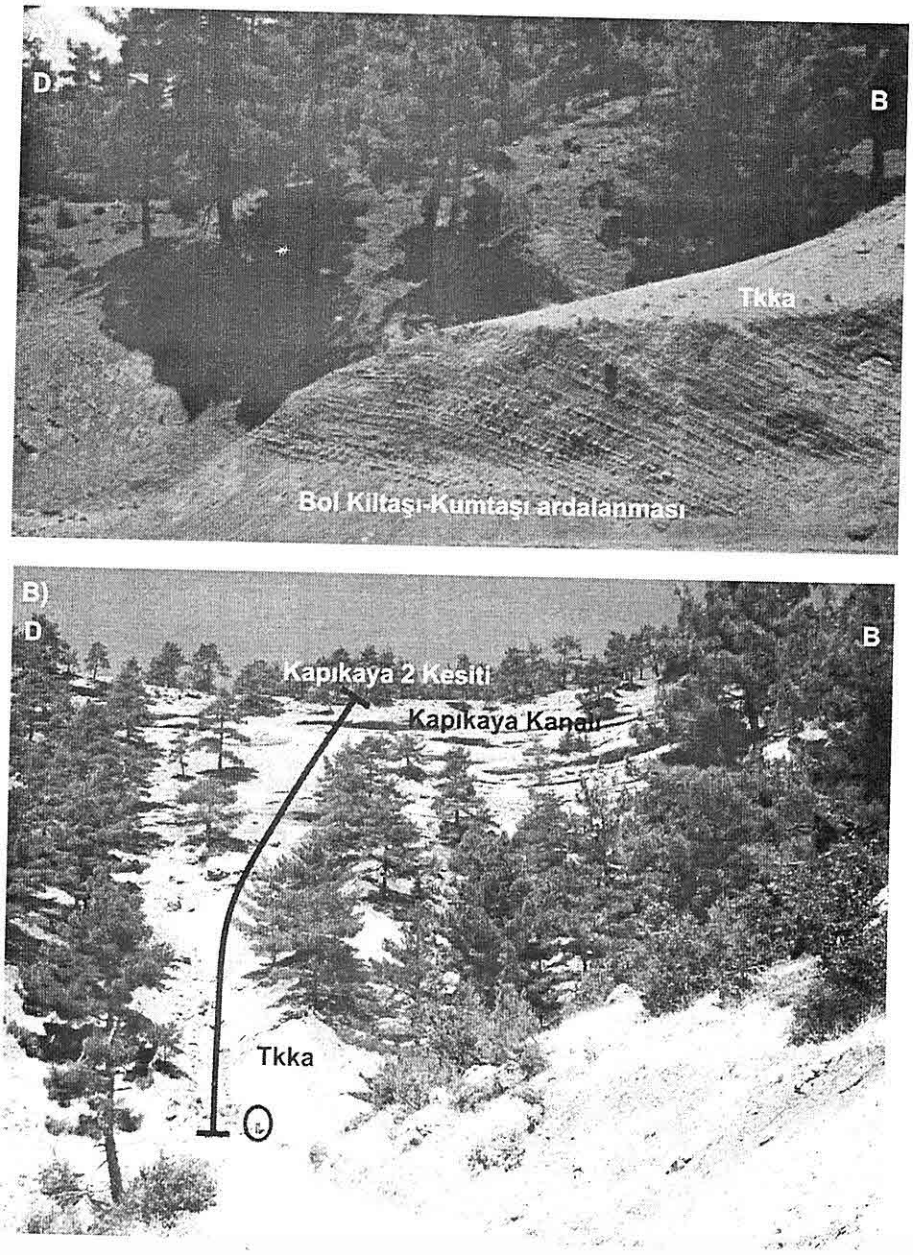
En kuzeyde yer alan nispeten daha kaba taneli batı kısmın özelliklerini ortaya koymak amacıyla kabaca ölçülmüş bir kesittir. Stratigrafik olarak Kapıkaya 2 Kesitinin altında yer alan bu kesitte litolojik özelliklerine bağlı olarak bu kesitte 3 kısma ayrılmıştır (Şekil 4).

0-13 m: bu bölüm kumtaşı-kiltaşı ardalanmalarını üzerleyen kaba taneli kumtaşları ve çakıltaşı ardalanmaları ile başlamaktadır. Üste doğru bol ofiyolit çakıllı, matriks destekli çakıltaşları gelmektedir.

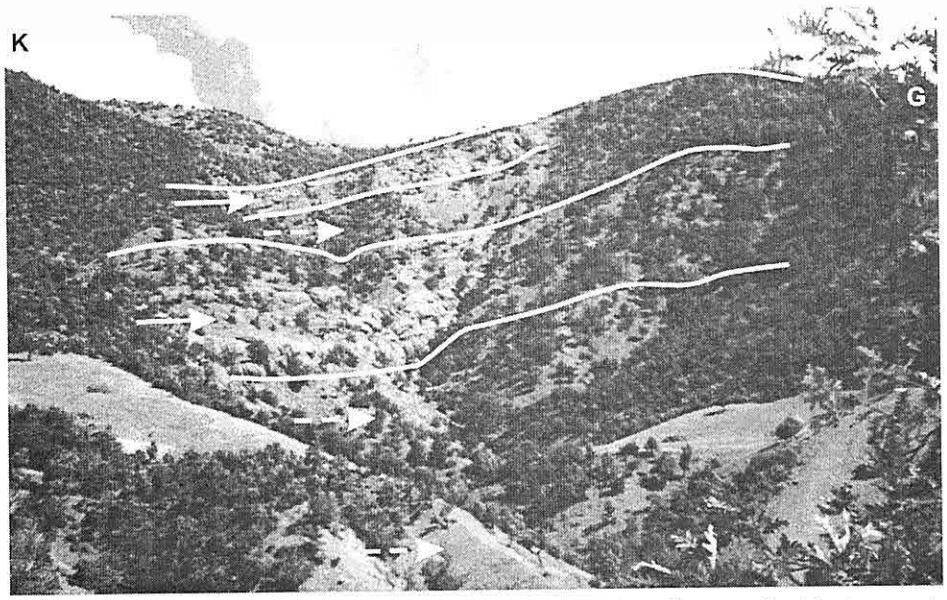
13-35 m: tabanda kanallı orta taneli kumtaşları üzerine iki seviye halinde normal derecelenmeli çakıltaşları gelmektedir. Bu iki çakıltaşı seviyesi arasında ince-orta-kaba taneli kumtaşı seviyesi yer almaktadır. Birinci çakıltaşı seviyesinin tabanı erozyonel olup üst kısmı amalgamasyonludur. İkinci çakıltaşı seviyesi ise tabanda kiltaşı topakları içermekte üste doğru yoğun bir şekilde küresel bozunmanın etkisi



Şekil 4. Ruvasınhopuru ve Kapıkaya 2 ölçülü sedimanter kesitleri.



Şekil 5. A) Kapıkaya 2 ölçülü sedimanter kesiti tabanında yer alan bol kiltaşlı taban kısımlarının arazi görünümü. B) Kapıkaya 2 ölçülü sedimanter kesitinin arazi görünümü (Tkka: Karataş Formasyonu, Ölçek: 1.7 m).



Şekil 6. Kapıkaya 2 ve Kapıkaya 1 ile Kapıkaya 3 ölçülü sedimanter kesitleri arasında kalan istifin Gorumdibi Tepe'deki arazi görünümü. Üstte dönemsel sedimantasyonla gelişmiş kaba taneli birimler (düz çizgili ok) yer alırken bunların aralarında ve tabanda daha ince taneli kumtaşı-kiltaşı ardalanmaları (kesik çizgili ok) yer almaktadır.

gözlenmektedir. Çakıl biniklenmelerinden ölçülen paleoakıntı değerleri 189°, 212°, 175°'dir.

35-77,6 m: tabanda ilk olarak silttaşı-kaba taneli kumtaşı ve kiltaşı ardalanmaları yer almaktadır. Bunun üzerine kiltaşı topaklı çakıltaşı yer almaktadır. 50 santimetrelik bir kiltaşı seviyesi sonrası ripıllı, tabanı yük yapılı ve yiv izli, ince taneli ve ince tabakalı kumtaşı ve laminalı, bitki döküntülü kiltaşı ardalanmaları gözlenmektedir. Kaval izlerinden 130°, 125°'lik paleoakıntı değerleri ölçülmüştür.

Kesitin büyük bölümünü hemipelajik ve pelajik ortamda süspansiyonla çökelen kiltaşları oluşturmaktadır.

İkinci fazla miktarda bulunan bileşen olan ince-orta taneli kumtaşları düşük yoğunluk türbidit akıntı ürünleridir (Mutti ve Lucchi, 1972; Middleton ve Hampton, 1976). Yük ve kaval yapısı gibi taban yapıları nispeten yüksek enerji akıntı etkisini gösterirken, kiltaşı topakları ve çakıltaşı ceplerinin varlığı yersel süpürme akıntılarının etkisini göstermektedir (Shanmugam, 1997). Kaba taneli kumtaşları yüksek yoğunluk türbidit akıntılarının ürünü olarak çökelmiştir (Mutti ve Lucchi, 1972; Middleton ve Hampton, 1976). Çakıltaşı tane akışlarının, normal dereceli çakıltaşları yavaşlayan tane akıntısının sonucu

gelişmişlerdir (Shanmugam,1997, 2002; Cronin ve Kidd, 1998).

3.3. Kapıkaya 1 Kesiti

Yaklaşık 20 metre kalınlığında olan bu istif kaba taneli birimin faylanma sonucu ikiye ayrılması ile batıda kalan kısmında ölçülmüştür. Kesit kiltaşları arasında kalan ince-orta-kaba taneli kumtaşı çökellerinden oluşmaktadır. Kumtaşlarının tabanındaki kaval izlerinden yapılan paleoakıntı ölçümlerinde ortalama 159° oldukları tespit edilmiştir. Hemipelajik ve pelajik ortamda süspansiyon halde çökelen kiltaşları arasında düşük ve yüksek yoğunluk türbidit akıntılarının etkin olduğu dönemlerde gelişmiştir (Mutti ve Lucchi, 1972; Middleton ve Hampton, 1976). Akıntının hızlandığı yüksek enerjili bölümlerde, erozyonel taban, kaval izi ve yük yapısı gibi taban yapıları gelişmiştir (Shanmugam, 1997). Güneye doğru bu kaba tanelerin incelerek kiltaşları içinde kaybolduğu gözlenmiştir (Şekil 7 ve 8 A).

3.4. Kapıkaya 3 Kesiti

Kapıkaya 3 Kesiti kaba taneli kısmın ikiye ayrılması sonucu doğuda kalan kısımda ölçülmüştür. Kesitin tabanını gri-yeşil renkli kiltaşı ve boz renkli kumtaşları oluşturmaktadır. Bunların altında Süleymanlı tarafına doğru moloz akıntıları ve masif kumtaşı sırtları yer almaktadır. Kesitin üst kısmında ise killi ve kumlu fay yüzeyi yer almaktadır. Kesitin litolojik özelliklerine bağlı olarak 5 kısım ayrılmıştır (Şekil 7 ve 8 B).

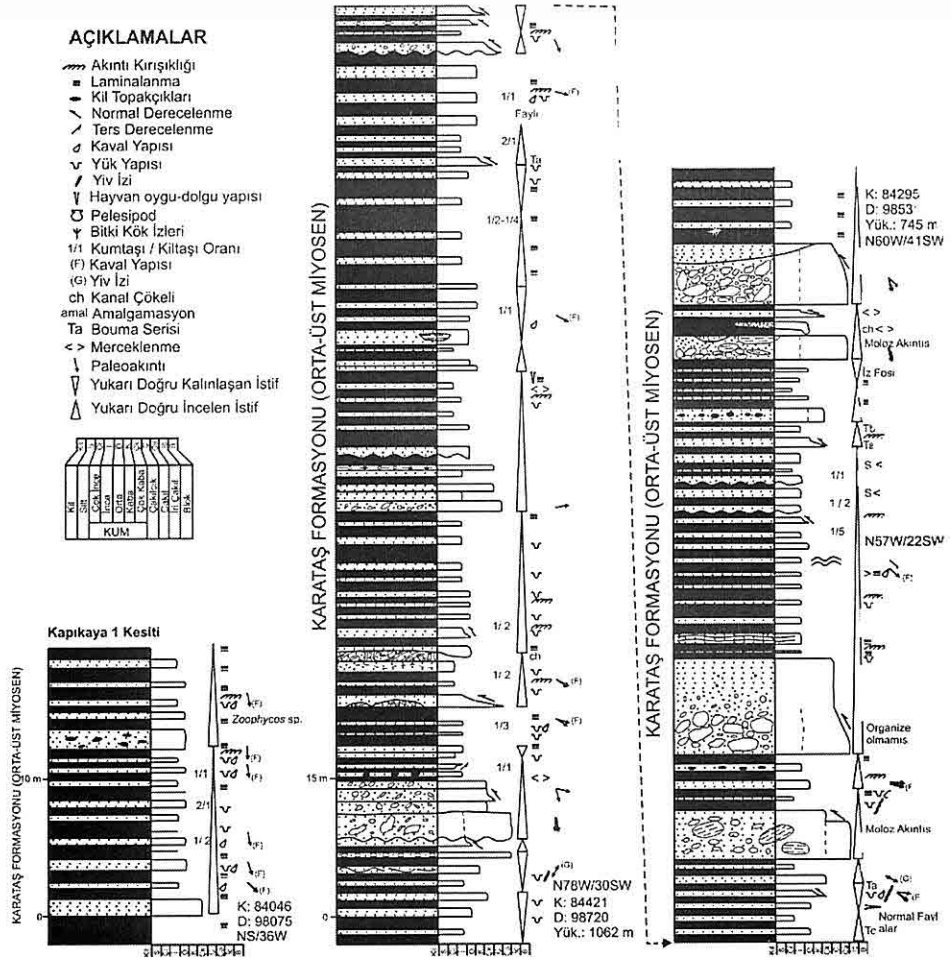
0-29 m: tabanda kumtaşı-kiltaşı ardalanmalarının üzerinde ince-orta-kaba taneli kumtaşı daha az oranda çakıltaşları ve kiltaşları yer almaktadır. Tabanı erozyonel, ofiyolit-bazalt çakıllı, matriks destekli çakıltaşlarını, orta taneli kumtaşları, çakıllı normal dereceli kumtaşları üzerlemektedir. Üste doğru daha çok orta taneli kumtaşları ve çakıllı normal derecelenmeli kumtaşları gözlenmektedir. Bu bölüm kumtaşları arasında 1 m kalınlığındaki göçme (slump) çökelleri ile son bulmaktadır.

29-108 m: kesitteki en kalın bölümü oluşturan bu kısımda laminalı kiltaşı ve tabanı erozyonel, yük yapılı, ripıllı, kiltaşı topaklı ince-orta-kaba taneli kumtaşları, normal dereceli kumtaşları ve az miktarda çakıltaşı ardalanmaları gözlenmektedir. 87-90 metreleri arasında kesiti yersel olarak etkileyen birde fay bulunmuştur.

108-130 m: büyük kiltaşı topaklı, kumtaşı, bazalt ve kireçtaşı ve ofiyolit çakıllı moloz akıntıları ile başlayan bu bölüm organize olmamış normal derecelenmeli çakıltaşları ile devam eder. Çakıltaşları üste doğru kaba taneli kumtaşlarına ve çakıllı orta taneli kumtaşlarına geçiş göstermektedir. Bu iki oldukça kaba taneli bölüm arasında kumtaşı-kiltaşı ardalanmaları yer almaktadır.

130-162 m: bu bölümde sadece ince-orta kalınlıkta tabakalı, tabanı yük ve kaval yapılı, kiltaşı topaklı, boz renkli ince-orta-kaba taneli kumtaşları laminalı yeşil renkli kiltaşları ile ardalanmaktadır.

162-182 m: bu bölüm kumlu moloz akıntıları ile başlamakta olup üste doğru çoğunlukla ofiyolit, metamorfit, bazalt ve granit çakıllı, tane destekli çakıltaşlarına



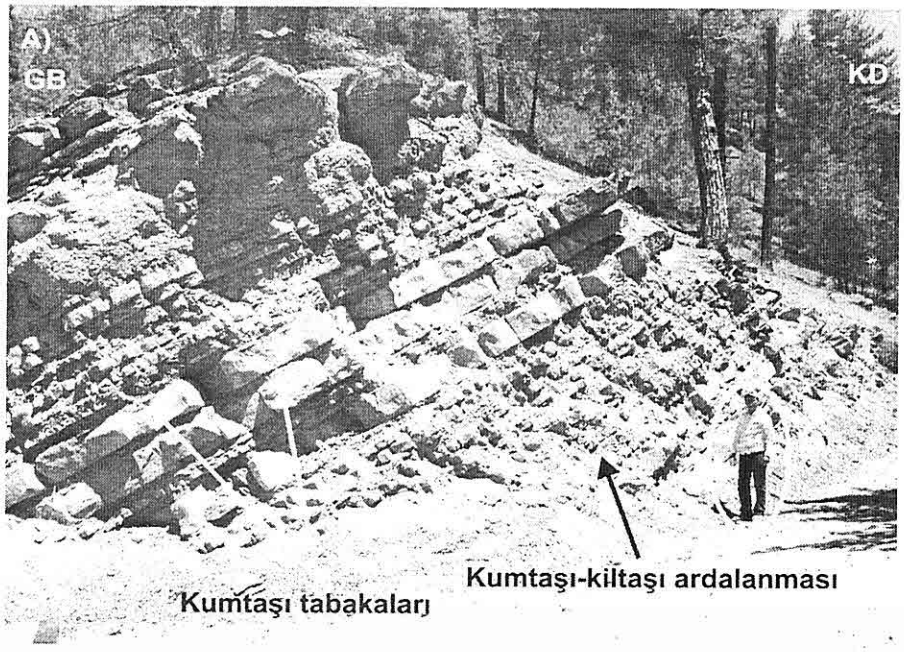
Şekil 7. Kapıkaya 1 ve Kapıkaya 3 ölçülü sedimanter kesitleri.

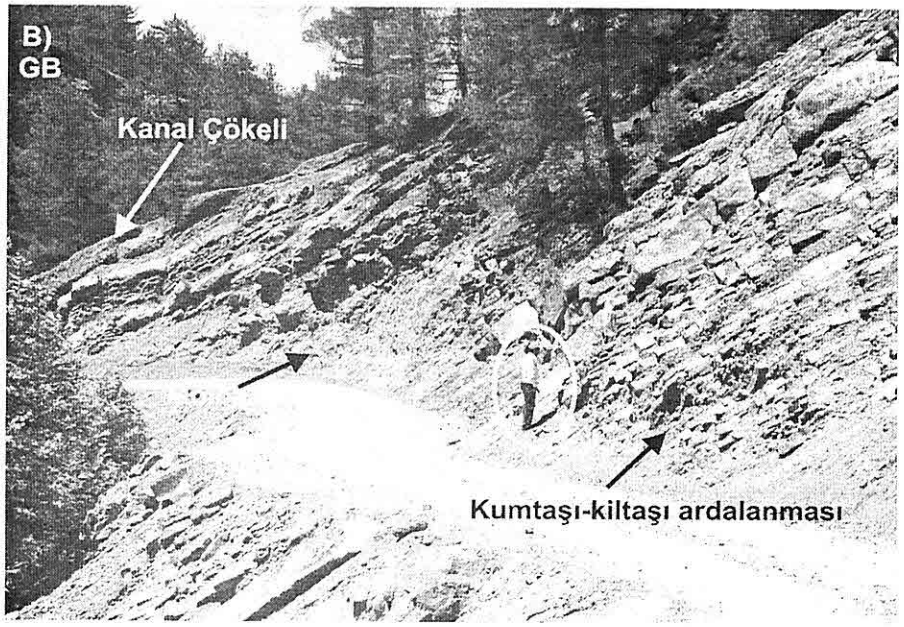
geçiş göstermektedir. Daha sonra gelişen kanallı kumtaşı bölümü sonrası kumlu killi faylanmış bölüm gelmektedir.

Kaval izi ve çakıl biniklenmelerinden alınan 33 ölçüm sonrası ortalama paleoakıntı 130° olarak tespit edilmiştir. Yukarıdaki süspansiyon, düşük-yüksek yoğunluk türbidit akıntıları ve tane akıntısı çökellerine ek olarak bu bölümde yamaç ortamını karakterize eden moloz akıntılarına (Mutti ve Lucchi, 1972; Middleton ve Hampton, 1976) az da olsa göçme (slump) çökellerine rastlanmıştır.

4. İNCELEME ALANININ JEOLOJİK EVRİMİ

Kahraman Maraş Havzasının geneli düşünüldüğünde havzanın bir önülke





Şekil 8. A) Kapıkaya 1 ölçülü sedimanter kesitinin arazi görünümü (Ölçek: 1.7 m). B) Kapıkaya 3 ölçülü sedimanter kesitinin arazi görünümü (Ölçek: 1.7 m).

(foreland) havza olduğu ve Arabistan ve Anadolu plakalarının birbirlerine yaklaşmaları ve bindirmeleri sonucu geliştiği önceki çalışmaların bir çoğunda vurgulanmıştır. Eosende şekillenmeye ve belirmeye başlayan havzada, Paleozoyikten Eosene kadar uzanan yaş aralığındaki birimlerin oluşturduğu bindirmeli tektonik dilimlerin arasında daha çok kuzey-güney uzanımlı bir çok hendek açılmıştır (Önalan, 1985/1986, 1987, 1988/1989; Kozlu, 1997; M. A. Gül, 2000; Gül ve diğ., 2003; Gül, 2004). Bu bölümler daha sonra gelişen Alt Miyosen denizi ile istila edilmiştir. Malzeme gelimine bağlı olarak, inceleme alanının kuzeyinde kalan alanlarda büyük konglomeratik kanallar, sığlıklarda resifal kireçtaşları, nispeten derin ortamlarda ise kiltaşları gelişmiştir.

Daha güneye inildiğinde yer yer Kapıkaya alanında olduğu, Engizek Bindirme Zonu ve benzeri bindirmelerin güneyinde derin denizel alanlarda yüzlerce metre kalınlığında kumtaşı daha da çok kiltaşı çökelimleri gözlenmiştir. Eğer Kapıkaya 2 Kesitinin tabanındaki özelliklere bakılacak olunursa deniz seviyesinin Alt Miyosen dönemindeki düşümüyle sığlıklarda uygun ortam koşullarının sağlandığı yerlerde Delihöbek Tepesinde olduğu gibi kırmızı algli, mercanlı resifal kireçtaşları çökelmeye başlamıştır. Bu kısmın önündeki nispeten sığ denizel yamaç alanında ilk olarak moloz akıntıları sonrasında pelesipodlu kumtaşları çökelmeye başlamıştır. Ancak bu seviyelerin fazla kalın olmayışı hızlı bir regresyonun geliştiğini göstermektedir. Regresyonun devam edişi deniz içine malzeme akışına neden olmuştur. İlk olarak Ruvasınhopuru Kesitinin alındığı alanlarda çakıltaşlı, kaba taneli kumtaşları çökelirken, Kapıkaya 2 Kesitinin olduğu alanlarda daha çok kumtaşlı kanal çökelleri gözlenmiştir. Üste doğru gidildikçe tane boyunda incelmeler gözlenmiştir.

Kanal çökelleri deniz seviyesi salınımlarına yada tektonik ve/veya sismik tetiklemelere bağlı olarak periyodik olarak tekrarlanmalar göstermiştir. Kaba taneli çökelim dönemlerinde nispeten daha derin kısımlarda ince taneli kumtaşı-kiltaşı ardalanmaları gözlenmektedir. Bu kaba taneli birimlerin kaynak alanının yakınlığına bağlı olarak daha çok Malatya Metamorfiklerinden koparılıp taşınmış olan metamorfik kayaç parçaları ve kireçtaşı parçaları, Berit Metaofiyolitinden koparılıp taşınan ofiyolit ve bazalt taneleri içermektedir. Kanalın uzanımına bakıldığında ise sedimantasyonun, tektonizmadan oldukça fazla etkilendiği gözlenmektedir. Tane boyu incelerek güneye doğru uzanan istif faylanmayla ikiye ayrılmaktadır. Batıda kalan kısımda sadece güneye ve üste doğru gittikçe incelen kumtaşı ve kiltaşı ardalanmaları düzenli bir şekilde gözlenmektedir. Doğuda kalan kısma bakıldığında ise Miyosen öncesi kayaçların oluşturmuş olduğu düzensiz denizaltı yamacının varlığı Kapıkaya 3 Kesitinin tabanında yüzeylenen oldukça kalın moloz akıntıları ve kumtaşı sırtlarından kolaylıkla anlaşılmaktadır. Bu durum Kapıkaya 3

kesiti alanındaki sedimantasyonuda etkilemiş, zaman zaman düzenli kumtaşı-kiltaşı ardalanmalarını kesen moloz akıntıları ve çakıltaşlarının varlığı tespit edilmiştir. Bütün bu çökeller güneye doğru incelerek kumtaşı-kiltaşı ardalanmalarına geçiş göstermektedir.

5. SONUÇLAR

Bu çalışma ile Kahraman Maraş Havzası kuzeyinde yüzeylenen Karataş Formasyonu bünyesinde değerlendirilen derin deniz sedimanlarının yanal ve düşey değişimleri ortaya konmuştur. Tektonizmanın buna bağlı olarak gelişen yersel deniz seviyesi salınımlarının, düzensiz deniz altı topografyasının ve farklı türdeki malzeme akıntılarının sedimantasyon üzerindeki etkili olduğu belirlenmiştir.

Karataş Formasyonu içerisinde yer alan Kapıkaya Kanalı gelişen regresyon sonucu ilk olarak kaba taneli çökeller ile gelişmeye başlamıştır. Bu kaba taneli kanal çökelleri tektonizmaya/sismik aktiviteye ve/veya malzeme gelimine bağlı olarak tekrarlanmalar göstermektedir. Kapıkaya kanalı güneye doğru alttaki deniz altı topografyasına bağlı olarak dar uzunlamasına bir şerit şeklinde gelişmiştir. Kaba taneli sedimanlar güneye eğim yönünde incelerek ince taneli kumtaşı-silttaşı-kiltaşı ardalanmalarına geçiş gösterdiği tespit edilmiştir. Ancak bu geçiş Kapıkaya kanalının güneydoğu uzantısında aktif bindirmelerin etkisiyle moloz akıntıları ve göçme (slump) çökelleri ile kesildiği tespit edilmiştir.

6. TEŞEKKÜR

Araştırmacılar, BAP2003-D1 nolu Doktora (Gül, 2004) projesi kapsamında çalışmaya destek sağlayan Çukurova Üniversitesi Araştırma Fonuna, birinci araştırmacıya Bilim Adamı Yetiştirme Gurubu Doktora Öğrencileri Burs programı kapsamında destek sağlayan TÜBİTAK ve arazi çalışmaları sırasında yardımcı olan sayın Tacettin BABAOĞLU'na teşekkür ederler.

7. KAYNAKLAR

Cronin, B. T. and Kidd, R. B., 1998, Heterogeneity and Lithotype Distribution in Ancient Deep Sea Canyons: Point Lobos Deep Sea Canyon as a Reservoir Analogue. Sedimentary Geology, 115, 315-349.

Derman, A. S., 1999 Proximal Submarine Fan Conglomerate and Valley Fill Pattern, Türkiye 12. Petrol Kongresi, Ankara, 207-218.

Derman, A. S., Akdağ, K., Gül, M. A. ve Yeniay, G., 1996, Maraş Miyosen Basenindeki Sedimantasyon ile Tektonik Arasındaki İlişki. Türkiye 11. Petrol Kongresi, Ankara, 91-102.

Galloway, W. E. and Hobday D. K., 1996, Terrigenous Clastic depositional Systems Applications to Fossil Fuel and Groundwater Resources, Springer, 489 s., Slope and Base of Slope System, 186-230.

Gökçen, S. L., 1971, Keşan Bölgesi Türbiditlerinde Siklik Sedimantasyon, Hacettepe Üniversitesi Fen-Müh. Der. 1, 26-40.

Gökçen, S. L., 1974, Erzincan-Refahiye Bölgesi Sedimanter Jeolojisi I: Olistolit,

Türbidit ve Olistostrom Fasiyesleri. Hacettepe Üniversitesi Fen-Müh. Der. 4, 179-205.

Gökçen S. L. ve Şahbaz, A., 1979, Sualtı KütleAkımı Fasiyesleri: Kavramsal Eleştiri ve Ortamsal Yorum, MTA Der. 32, 49-64.

Gökçen S. L., Kelling, G., Gökçen N. and Floyd, P. A., 1988, Sedimentology of a Late Cenozoic Collisional Sequences: the Misis Complex, Adana, Southern Turkey. Newsletter Stratigraphy, 24, 111-135.

Gözübol, A. M. ve Gürpınar, O., 1980, Kahramanmaraş Kuzeyinin Jeolojisi ve Tektonik Evrimi, Türkiye 5. Petrol Kongresi, Ankara, 21-29.

Gül, M. A., 2000, Kahramanmaraş Yöresinin Jeolojisi, Hacettepe Universitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Doktora Tezi, Ankara, 304 s. (Yayımlanmamış).

Gül, M., Gürbüz, K., Cronin, B. T. ve Aiken, E., 2003, Tektonik Olarak Aktif Bir Havzada (Miyosen, K. Maraş) Denizaltı Yelpaze Sisteminin (Tekir Sistemi) Sedimantolojik Özellikleri, Mersin Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 10. yıl Sempozyumu, Mersin, s. 18.

Gül, M., 2004, Evolution of Turbidite System in the Kahraman Maraş Basin, Çukurova Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Doktora Tezi, Adana, 354 s. (Yayınlanmamış).

Gürbüz, K., 1993, Identification and Evolution of Miocene Submarine Fans in the Adana Basin, Turkey, University of Keele, Doktora Tezi, Kele (UK), 327 s. (Yayımlanmamış)

Gürbüz, K. and Kelling, G., 1993, Provenance of Miocene Submarine Fans in Northern Adana Basin, Southern Turkey: A Test of Discriminant Function Analysis, Geological Journal, 28, 277-293.

Gürbüz, K., 1999, Regional Implications of Structural and Eustatic Controls in the Evolution of Submarine Fans: An Example from the Miocene Adana Basin, Southern Turkey, Geological Magazine, 136 (3), 311-319.

Haughton, P. D. W., 2000, Evolving Turbidite Systems on a Deforming Basin Floor, Tabernas, SE Spain, Sedimentology, 47, 497-518.

Kozlu, H., 1997, Doğu Akdeniz Bölgesinde Yer Alan Neojen Basenlerinin (İskenderun, Misis-Andırın) Tektono-stratigrafi Birimleri ve Bunların Tektonik Gelişimi, Çukurova Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Doktora Tezi, Adana, 189 s. (Yayınlanmamış).

Middleton, G. V. and Hampton, M. A., 1976, Subaqueous Sediment Transport by sediment Gravity Flows In: Stanley, D. J. and Swift, D.J. P. (eds), Marine Sediment Transport and Environmental Management, New York, Willey, 197-218.

Mutti E. and Ricci Lucchi, F., 1972, Turbidites of the Northern Apennines: Introduction to Facies Analysis. (English Translation by T. H. Nilson, 1978), International Geological Review, 20,125-166.

Mutti, E., 1985, Turbidites Systems and Their Relations to Depositional Sequences. In: Zuffa, G. G. (ed.) Provenance of Arenites., D. Reidel

Publishing Company. 65-93.

Mutti, E., 1992, Turbidite Sandstones, AGIP S. P. A. 275 p.

Önalan, M., 1985/1986, Kahramanmaraş Tersiyer İstifinin Sedimanter Özellikleri ve Çökelme Ortamları, İstanbul Üniv. Müh. Fak. Yayınları Yerbilimleri Dergisi, 5, 1-2, 39-78.

Önalan, M., 1988, Kahramanmaraş Tersiyer Kenar Havzasının Jeolojik Evrimi, Türkiye Jeoloji Bülteni, 31, 1-10.

Önalan, M., 1989/1990, Kahramanmaraş Tersiyer İstifinin Sedimenter Özellikleri ve Çökelme Ortamları, İstanbul Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi Yerbilimleri Dergisi, 5, 1-2, 39-78

Önem, Y., 1991, Kahramanmaraş ve Elbistan Sahalarının Hidrokarbon Potansiyeli, MTA Dergisi, 113 153-162.

Richards, M., Bowman, M. and Reading, H., 1998, Submarine Fan System I: Characterization and Stratigraphic Prediction, Marine and Petroleum Geology, 15, 689-717.

Robertson, A. H. F., and Ünlügenç, U. C., 2001, Role of the Misis-Andırın Lineament in closure and suturing of the Southern Neotethys Ocean in the Eastern Mediterranean Region, IV. Uluslar arası Türkiye Jeoloji Sempozyumu, Çukurova Üniversitesi, Adana, s. 89.

Robertson, A. H. F., Ünlügenç, U. C., İnan, N. and Taslı, K., 2004, The Misis-Andırın Complex: a Mid-Tertiary Melange Related to Late Stage Subduction at Southern Neotethys in S Turkey, Journal of Asian Earth Science, 22, 413-453.

Satur, N., 1999, Internal Architecture, Facies Distribution and Reservoir Modelling of the Cingöz Deepwater Clastic System in Southern Turkey, Aberdeen University Department of Geology & Petroleum Geology, Aberdeen, Doktora Tezi, (Yayımlanmamış).

Satur, N. , Hurst A., Cronin, B. T., Kelling, G. and Gürbüz, K., 2000, Sandbody Geometry in a Sand Rich Deepwater Clastic System, Miocene Cingöz Formation of Southern Turkey, Marine and Petroleum Geology, 17, 239-252.

Shanmugam, G., 1997, The Bouma Sequence and Turbidite Mind Set, Earth Science Reviews, 42, 201-229.

Shanmugam, G., 2002, Ten Turbidite Myths, Earth Science Reviews, 58, 311-341.

Sohn, Y. K., 2000, Depositional Procesess of Submarine Debris Flows in the Miocene Fan Deltas, Pohang Basin SE Korea With Special Reference to Flow Transformations. Journal of Sedimentary Research, 70, 3, 491-503.

Stow, D.A.W. and Mayall, M., 2000, Deep-Water Sedimentary Systems: New Models for the 21st century, Marine and Petroleum Geology, 17, 125-135.

Şenalp, M. ve Fakıoğlu, M., 1977, Bulantı Akıntıları ve Türbiditler, Yeryuvarı ve İnsan, 25-39.

Tarhan, N., 1984, Göksun-Afsin-Elbistan Dolayının Jeolojisi, Jeoloji Mühendisliği Dergisi, 19, 3-9.

Yılmaz, Y., Gürpınar, O. ve Yiğitbaş, E., 1988, Amanos Dağları ve Maraş Dolaylarında Miyosen Havzalarının Tektonik Evrimi, TPJD Bülteni, 1/1, 52-72.

YERBİLİMLERİ HAZİRAN 2005 SAYI 46 ISSN 1019-1003
GEOSOUND JUNE NO

MORTAŞ (SEYDİŞEHİR-KONYA) BOKSİT YATAĞININ MİNERALOJİK VE PETROGRAFİK ÖZELLİKLERİ

M. Muzaffer KARADAĞ, Fetullah ARIK, Alican ÖZTÜRK
S.Ü., Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Konya/Türkiye

ÖZET: *Mortaş boksit yatağı Seydişehir'in 25 km güneyindeki Madenli Köyü'nün 3 km güneydoğusunda bulunmaktadır. Orta Toroslar'da yüzeyleyen en büyük boksit yataklarından birisidir. Yörede temeli Üst Kretase (Senomaniyen) yaşlı karbonatlı kayaçlardan oluşan Katrangediği formasyonu oluşturmaktadır. Bu birimin üst kesimindeki karstik bir çukurluk içinde yer alan boksit oluşumları yine Üst Kretase (Senoniyen – Maestrihtiyen) yaşlı karbonatlı kayaçlardan oluşan Doğankuzu formasyonu tarafından örtülmektedir.*

Yatağın içinde bulunduğu çukurluk yaklaşık KB-GD uzanımlı uzun ekseni 950 m kısa ekseni 350 m olan bir elipsoidi andırmaktadır. Ortalama derinliği 15 m olan bu çukurun en derin yeri 80 m olup, bir merceğe benzeyen cevher kütlesi, kireçtaşlarının eğimine uygun olarak K30°B doğrultulu ve 30°GB'ya dalımlıdır. Yatağın tabanı oldukça düzensiz iken tavanı daha düzgün sınırlıdır. Yatak bu şekli ile cep tipi yataklar grubuna girmektedir.

Yatakta masif, benekli, demirli, breşik ve killi boksit şeklinde 5 tip cevher ayırt edilmiştir. Masif ve benekli cevher yatağın her kesiminde karışık halde dağılım gösterirken demirli ve killi boksitler alt kesimlerde yoğunlaşmaktadır. Breşik cevher ise yatağın tabanında ve yer yer iç kesimlerinde bulunmaktadır. En yaygın cevher minerali böhmit olup, diyaspor ve gibsit böhmite eşlik etmektedir. Ayrıca kaolinit, hematit, götit, limonit, pirit, markazit, anatas, rutil, proluzit, psilomelan, kuvars, tridimit ve kalsit bulunmaktadır.

MINERALOGICAL AND PETROGRAPHICAL FEATURES OF THE MORTAS (SEYDİŞEHİR-KONYA) BAUXITE DEPOSIT

ABSTRACT: *The Mortas bauxite deposit is located 3 km southeast of Madenli village, where 25 kilometers south of Seydişehir. Upper Cretaceous (Cenomanian) ages Katrangediği formation, comprising carbonaceous rocks, make the basement of the study area. Bauxites deposited a karstic cave in the upper portion of this unit in is covered by carbonaceous rocks of Upper Cretaceous (Senonian – Maestrichtian) Doğankuzu formation.*

The area in which the Mortas bauxite ore deposit exposed is the longest axle is about 950 meters and the shortest is about 350 meters in elypsoidally lens shape with NE-SW extension. The sinkhole in which ore deposit has maximum 80 meter of thickness and

the 15 meters in average. The ore body conformably host rocks with N30°E strike and 30°SW dip. The bottom of the bauxite deposit is very irregular, but the top of bauxite mass is regular. Bauxite deposit can be classified pocket type bauxites with this shape.

Five types of mineralization as massive, dotted (oolitic and pisolitic), clayey – soily, iron bearing and brecciated were distinguished in the ore deposit. Massive and oolitic – pysolitic mineralizations appeared almost all the ore deposit. Iron bearing and clayey bauxites generally intensify at the lower part of the ore deposits. Brecciated ores occurs the bottom boundaries of ore mass and in the ore body in place.

Mortas bauxite deposit point that the main aluminium mineral is boehmite and the mineralization is boehmitic character. Beside boehmite, there are few amounts diaspore and gibbsite as Al minerals. The other minerals are kaolinite, hematite, goethite, limonite, pyrite, marcasite, anatase, rutile, pyrolusite, psilomelane, quartz, tridymite and calcite in the bauxite deposit.

1. GİRİŞ

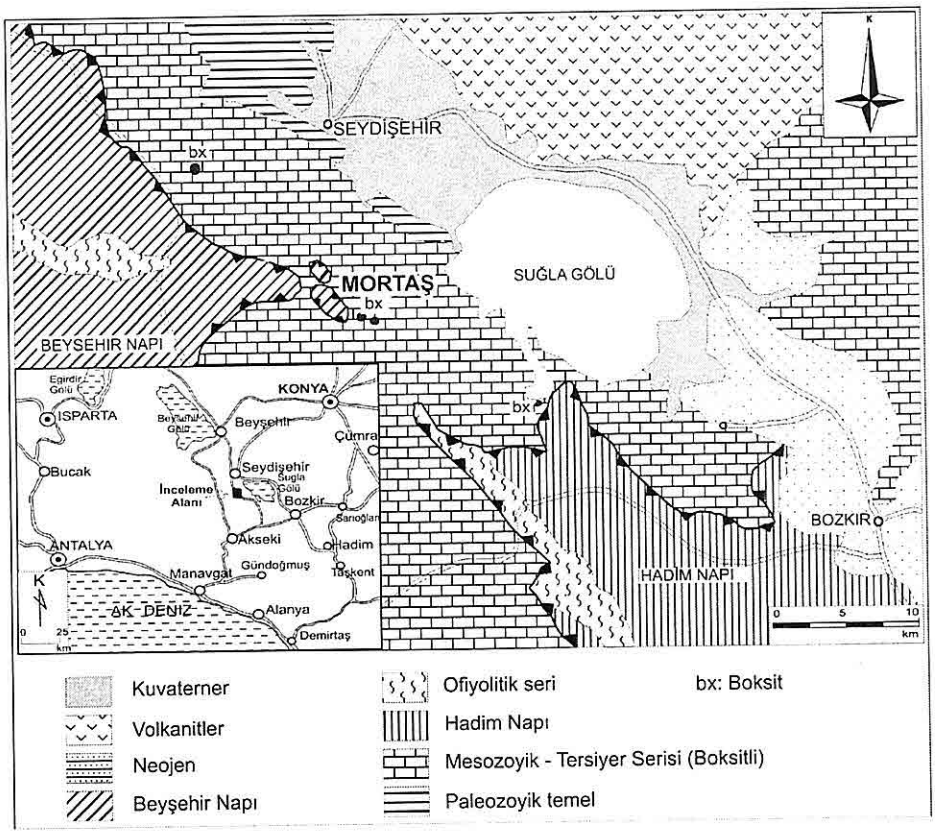
Mortaş boksit yatağı Seydişehir'in 25 km güneyindeki Madenli Köyü sınırları içerisinde ve bu köyün 3 km güneydoğusunda yer almaktadır. Orta Toroslar'da yüzeyleyen en büyük boksit yataklarından biridir (Şekil 1).

Bu çalışmanın amacı Mortaş boksit yatağının mineralojik ve petrografik özelliklerinin ortaya çıkarılmasıdır. Arazi çalışmaları esnasında daha önce yapılan araştırmalardan derlenen 1/25000, 1/5000 ve 1/1000 ölçekli haritalar (Karadağ 1982; Karadağ, 1987) esas alınarak farklı litolojik özelliklere sahip formasyonların sınırları, tektonik yapılar ve boksit yatağının sınırı belirlenmiştir (Şekil 2).

İnceleme alanında bulunan kireçtaşı, terra-rosa ve boksitlerden sistematik örnekleme yapılmış, hazırlanan ince kesit ve parlatma kesitleri yardımı ile yankayaç ve boksitin mineralojik ve petrografik özellikleri ortaya çıkarılmıştır. Petrografik çalışmalar X-ışınları kırınım analizleri ile desteklenmiştir.

Yöredeki boksitlerle ilgili ilk çalışmalar Ziegler (1939), Arni (1941), Blumenthal (1944, 1947 ve 1949) tarafından yapılmıştır. Orta Toros kuşağındaki boksitler arasında Mortaş boksit yatağının varlığına dikkati çeken ve genel jeolojik özelliklerini araştıran bu çalışmalardan sonra Weisse (1948 ve 1956) Mortaş boksit yatağını karstik boksitler içinde ele almıştır.

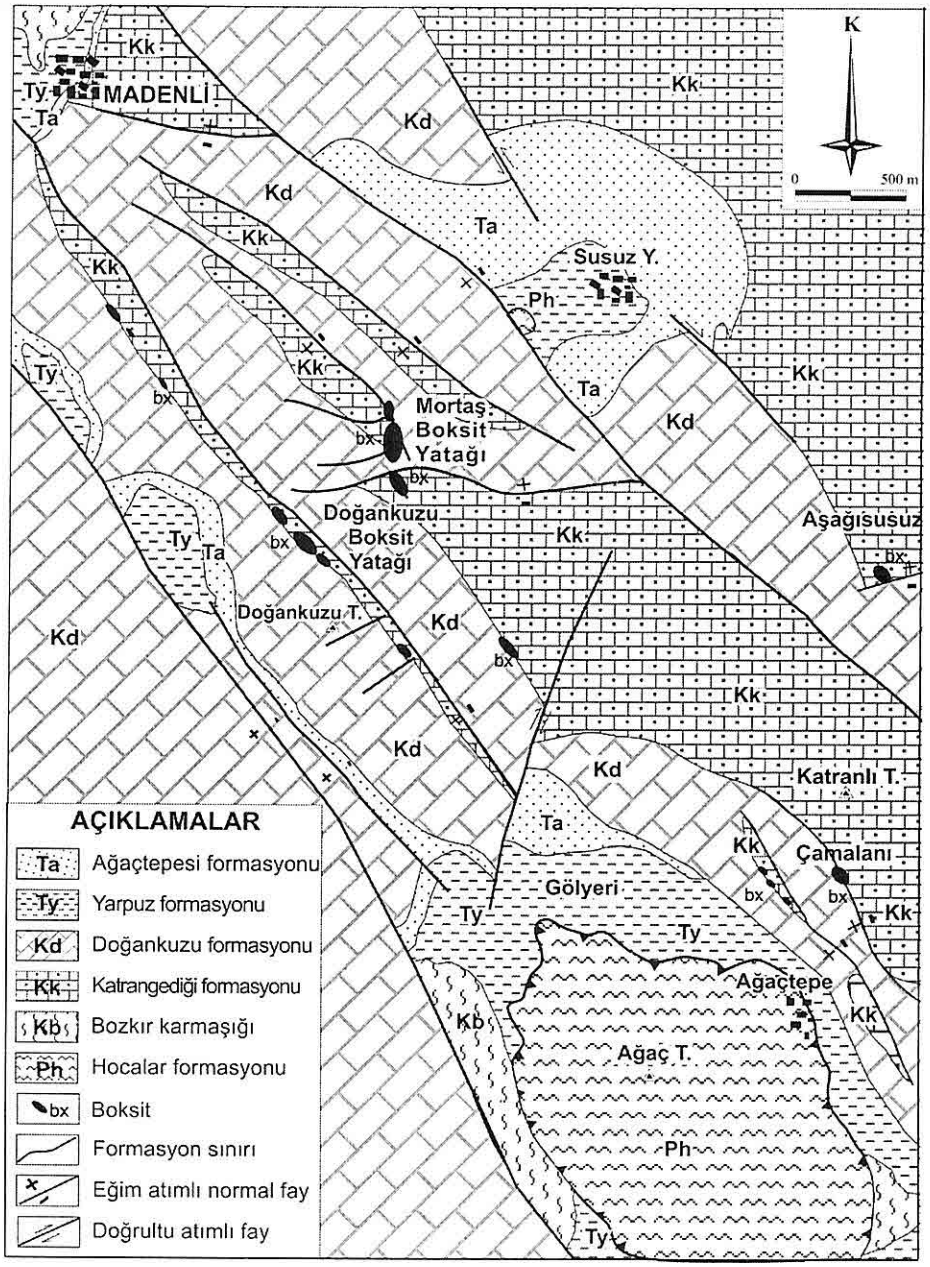
Wippern (1962 ve 1965) yöredeki boksitlerin kökeni ve tektonik özelliklerini inceleyerek bu oluşukların yörede mevcut diyabaz ofiyolitik kayaçlardan türediklerini iddia etmiştir. Brunn at all. (1969 ve 1971) ise batı Toros'lardaki birimlerin jeolojik ve tektonik yapısı ile ilgili çalışmalar yapmışlardır. Bu araştırmalarda Akseki – Seydişehir kuşağında oldukça bol miktarda boksit yatak ve zuhurunun bulunduğu belirlenmiş ve Etibank tarafından Seydişehir'de boksitlerden alüminyum



Şekil 1. İnceleme alanının bölgesel jeoloji ve yerbulduru haritası (Özgül, 1976 ve Karadağ ve diğ., 2003'ten düzenlenerek).

üretecek bir fabrika kurulmuştur. Dünya boksit yatakları içinde de önemli bir konuma sahip olan Mortaş yatağının jeolojik, mineralojik ve jenetik incelemeleri çeşitli araştırmalara konu olmuştur (Atabey ve Özkaya (1975), Atabey (1976), Güldalı (1978), Özlü (1978), Pelen ve Vuran (1978), Özlü (1979), Lauber (1980), Çağatay ve Arman (1982), Güldalı (1982), Karadağ (1987), Erkan (1995), Karadağ (1996a ve 1996b), Karadağ at all. (2002 ve 2003).

Karadağ (1987) Seydişehir-Akseki yöresindeki boksitler üzerinde ayrıntılı araştırmalar yapmış olup bu yatakların içinde bulunduğu bölgenin jeolojik özelliklerini ortaya koymuştur. Araştırmacıya göre yörede allokton ve otokton konumlu iki seri vardır. Otokton birimler Senomaniyen yaşlı Katrangediği formasyonu ile başlayıp Senoniyen – Maestrihtiyen yaşlı Doğankuzu formasyonu, Üst Paleosen – Alt Eosen yaşlı Yarpuz formasyonu ve Alt-Orta Eosen yaşlı Ağaçtepesi formasyonu ile son bulmaktadır. Allokton seri ise Hadim



Şekil 2. Mortaş boksit yatağı ve çevresinin jeoloji haritası (Karadağ 1982 ve 1987'den değiştirilerek).

Napı'na ait Hocalar formasyonu ve Bozkır Birliği'ne (Özgül 1976) ait ofiyolitik kayaçlardan oluşmaktadır. Boksitler otokton serinin karbonatları içinde bulunmaktadır.

2. BOKSİT YATAĞI

Yayılım ve Konum

Mortaş boksit yatağı Seydişehir – Akseki bölgesindeki en önemli yataklardan biri olup, Dünya boksitleri içinde de önemli bir paya sahiptir ve halen Doğankuzu yatağı ile birlikte işletilmektedir. Yatak Konya – Antalya yolu üzerinde, Seydişehir'in 25 km güneyindeki Madenli Köyü sınırları içerisinde ve bu köyün 3 km güneydoğusunda bulunmaktadır.

Mortaş yatağı Üst Kretase (Senomaniyen) yaşlı Katrangediği formasyonuna ait karbonatlı kayaçların üzerindeki karstik bir çukurluk içinde yer almakta ve Üst Kretase (Senoniyen-Maestrihtiyen) yaşlı Doğankuzu formasyonuna ait kireçtaşları tarafından örtülmektedir. Cevher kütlesi içinde bulunduğu kireçtaşlarının konumuna uygun olarak yaklaşık K30°B doğrultulu ve 30° GB'ya eğimli olarak dalmaktadır.

Cevher Geometrisi

Mortaş boksit yatağının yüzeylediği alan KB-GD uzanımlı bir elips şeklindedir. Yatak yaklaşık 30° GB'ya eğimli bir merceğe benzemektedir. Cevherin içinde bulunduğu karstik çukurluğun uzun ekseni KB-GD yönünde 950 m ve kısa ekseni KD-GB yönünde 350 m, en derin yeri 80 m ve boksit kütlesinin ortalama kalınlığı 15 m'dir (Karadağ, 1987).

Boksitin içinde bulunduğu karstik çukurluğun taban topografyası oldukça düzensiz olup, boksit kütlesi bu paleo-topografyaya uyumlu olarak çökelmiştir. Cevherin üzerine gelen Doğankuzu formasyonuna ait kireçtaşları ise daha düzgün ve keskin sınırlı olarak bulunmaktadır (Şekil 3). Yatak bu özellikleri ile Harder ve Greig (1960) ve Shaffer (1975) tarafından tanımlanan "cep tipi" boksit yatakları sınıfına dahil edilmektedir (Şekil 4).

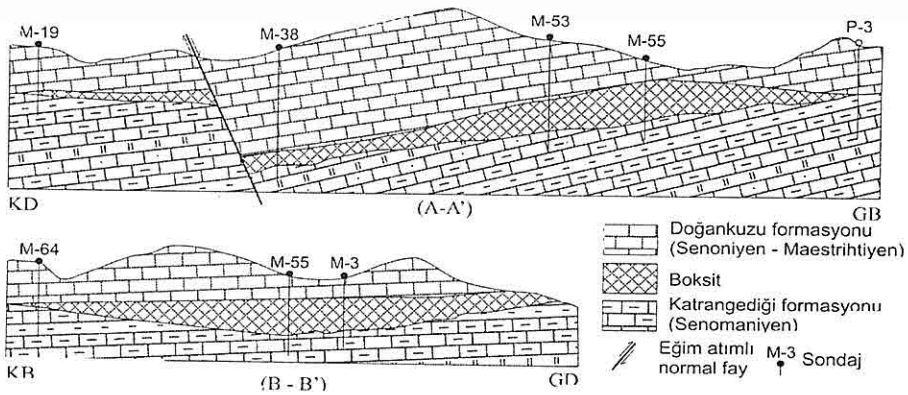
Yatağın özellikle alt kesimlerinde olmak üzere yer yer iç ve orta kesimlerde boyutları 0.5-5 m arasında değişen breşik boksit kütleleri yer almaktadır. Tek tip kireçtaşı parçalarından oluşan breşlerin büyük bir çoğunluğu boksit ile çimentolanmıştır. Bazılarında ise breşler boksit bağlayıcı ise kalsit bileşimindedir.

Cevher Petrografisi

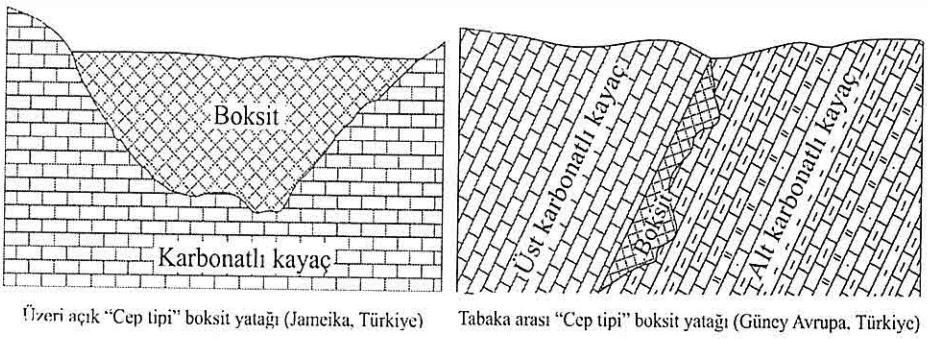
Cevherleşme tipleri

Mortaş yatağındaki cevherin hakim rengi bordo, koyu kahverengi ve kiremit kırmızısıdır. Ayrıca bej, gri, koyu gri, sarı, açık yeşil ve turuncu renkler gözlenmektedir. Bordo, koyu kahve ve kiremit kırmızısı renkli olanların Al_2O_3 içeriği oldukça yüksektir.

Yatakta gözlemsel olarak masif, benekli, killi demirli ve breşik boksit şeklinde 5 tip cevher ayırt edilmiştir. Bunlardan masif boksit yatağın her kesiminde yaygın iken, demirli boksit taban tavan kireçtaşı sınırlarında ve yer yer ara bantlar şeklinde, killi boksit



Şekil 3. Mortaş yatağının şematik kesitleri; A-A' KD-GB Uzun eksen, B-B': KB-GD Kısa eksen yönünde (Karadağ, 1987'den).



Şekil 4. Üzeri açık ve tabaka arası cep tipi boksit yatakları (Schaffer, 1975'den).

yatağın üst kesimlerinde, benekli boksit masif boksite benzer olarak yatağın hemen her kesiminde ve breşik cevher ise yatağın daha çok alt kesimlerinde yer yer de iç kesimlerinde görülmektdir.

Masif boksit: Mortaş yatağındaki en yaygın cevher türüdür. Bordo ve koyu kahve renkli olan cevher kısmen tabakalı bir yapı göstermektedir. Yatağın daha çok kuzey ve doğu kesimlerinde yoğunlaşmıştır. Çok kırılgan olan cevher kil minerallerinin etkisiyle kaygan bir görünüm almıştır. Çatlaklar çoğunlukla hematit ve götitle doldurulmuştur. Çatlak yüzeyleri açık kırmızı yer yer koyu turuncu renklidir.

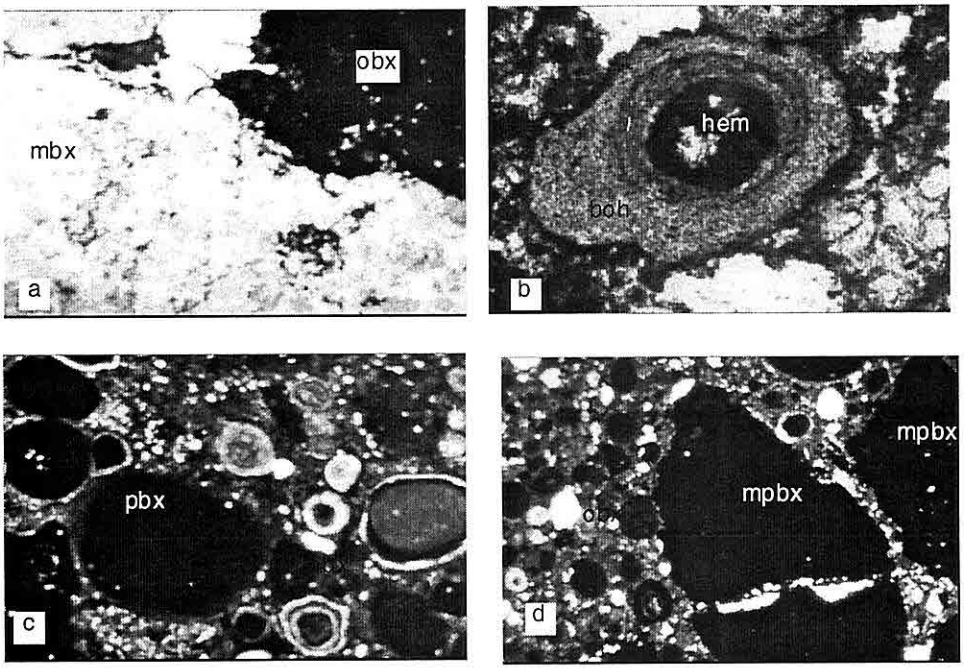
Masif boksitlerin ana bileşenlerini böhmit, hematit, götit ve kaolinit oluşturmakta, tali ve eser miktarlarda da gibsit, kuvars ve diyaspor bulunmaktadır (Şekil 5-a).

Benekli boksit: Mortaş yatağında oolitik ve pisolitik yapılı boksitler "benekli boksit" olarak tanımlanmıştır. Ooidlerin çapları birkaç mm olup, genellikle hematitten oluşan bir çekirdeğin

etrafında sarılmış durumda bulunan böhmitler ile temsil edilirler (Şekil 5-b). Ooidlerin çekirdeklerinde yer yer pirit, kalsit ve götit bulunmaktadır. Bazı hematit çekirdeklerinin etrafında oolit ve yalancı oolit oluşumları ve oolitik fazda birden fazla boksit oluşum evresinin geçildiğini gösteren zonlanmalar vardır. Koyu kırmızı ve koyu kahve renkli olan ooidler tanesel halde ve böhmitçe zengin bir hamur içerisinde dağılmıştır.

Genellikle yatağın üst kesimlerinde yoğun olarak yer alan pisolitik yapılı boksitler ise, çeşitli nedenlerle yapısı bozulmuş ve irileşmiş oolitlerden ve tek başına bulunan iri kristalli hematitlerden oluşmaktadır, bunların boyutları birkaç mm ila bir kaç cm arasında değişmektedir ve daha küçük boyutlu oolititik bir hamur içinde bulunmaktadırlar (Şekil 5-c ve d). Pizoit ve makropizoit olarak tanımlanan bu tanelerin yoğun görüldüğü cevherleşme bu çalışmada pisolitik cevher olarak tanımlanmıştır.

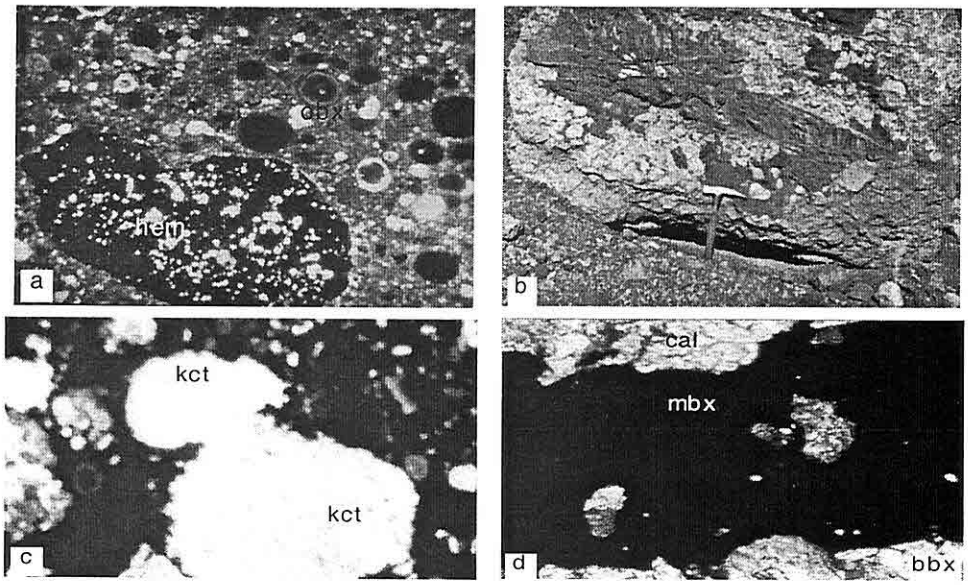
Demirli boksit: Sarı, sarımsı-kahve ve siyah renkli boksitler demirli boksit olarak tanımlanmıştır. Bu tip cevherleşmede hematit, götit, lepidokrosit ve limonitler



Şekil 5. Masif ve benekli boksit örnekleri; a) Masif (mbx) ve oolitik (obx) boksit (//N, 63x), b) Oolitik boksitte hematit (hem) çekirdek ve böhmit (boh) sarılımları (//N, 100x), c) Oolitik boksitte oolit (obx) ve pisolit (pbx) oluşumları (+N,10x), d) Benekli boksitte oolit (obx) ve hematitik makropisoidler (mpbx), (+N, 63x).

yaygın olup, kırık ve çatlaklarında önemli oranda pirolusit ve psilomelandan oluşan mangan dentritleri bulundurmaktadır. Yer yer oolitik yapılı olan demirli boksitlerde hematit ve götit sarılımları izlenmektedir (Şekil 6-a). Ayrıca yatağın en alt ve en üst kesimlerinde kireçtaşı sınırlarında ve cevher kütlesi içinde yer yer aratabakalar halinde piritçe zengin zonlar yer almaktadır. Piritli zonların en büyüğü yatağın kuzeyinde tavan kesiminde yaklaşık 60 cm kalınlığında ve 3 m uzunluğunda yeşil, yeşilimsi sarı ve bej renkli bir zon şeklinde gözlenmektedir. Pirit ve markasitten oluşan bu seviye hızlı bir şekilde oksidasyona uğramakta ve yer yer yüzey ayrışmasından dolayı sarımsı yeşilimsi bir renk almaktadır.

Breşik boksit: Mortaş yatağının orta kesiminde büyük bir breş zonu bulunmaktadır. Yaklaşık 30 m kalınlığındaki bu zonda kalınlıkları 5 – 30 cm arasında değişen 7 ayrı boksit seviyesi saptanmıştır. Boyutları 0.5 – 4.0 cm arasında değişen breş tanelerinin tamamına yakını taban kireçtaşlarına (Katrangediği formasyonu) ait diyajenetik ve neomorfik kireçtaşlarından oluşmaktadır (Şekil 6-b). Breşik boksitte kireçtaşı parçaları masif, oolitik ve kriptokristalin boksitle bağlanmıştır (Şekil 6-c). Taneler arasında demirli eriyikler, oolitik demir, az miktarda kil ve boksit bulunmaktadır (Şekil 6-d). Bağlayıcı malzemenin genellikle boksit olması nedeniyle bunlara boksitik breşler



Şekil 6. Demirli ve breşik boksit örnekleri; a) Demirli oolitik boksitte hematitik (hem) makropisoid (//N, 100x), b) Bir breşik boksit bloğu, c) Breşik boksitte oolitik boksit (obx) ile bağlanmış kireçtaşı (kçt) breşleri (+N, 63x), d) Breşik boksitte (bbx) çatlak dolgusu şeklinde yerleşmiş masif (mbx) boksit ve ikincil kalsitler (cal) (+N, 100x).

denilmiştir. Adı geçen breşler daha önceki bir çok araştırmacı tarafından boksitlerin taşınmasına bir kanıt olarak gösterilmiştir (Baysal ve Engin, 1976; Özlü, 1979; Orhon ve diğ., 1977; Tepebaşı, 1980). Ancak breşlerde herhangi bir derecelenme veya boylanma gözlenmemektedir. Kireçtaşı breşlerinde Textularidae, Miliolidae, Ostracoda ve Microcodium sp. fosilleri saptanmış olup, bu fosil topluluğu ile taban kireçtaşlarını oluşturan Katrangediği formasyonuna ait fosil topluluğu birbirlerine oldukça benzerlik göstermektedirler. Microcodium sp. tatlı su ortamını yansıtan bir alg olup, adı geçen breşlerin muhtemelen sığ-lagüner ortamda oluştuklarını gösternektedir (Karadağ, 1987).

Bu breşlerin, Katrangediği formayonuna ait kireçtaşlarının yüzeyleyerek atmosferik etkilerle ayrışması ve karstlaşması sırasında tekrarlanan kuruma ve su ile dolma olaylarının etkisi ile oluşabileceği de düşünülmektedir. Öte yandan breşlerde herhangi bir taşınma izinin olmaması bunların boksitin oluşumu veya karst içi hareketi sırasında oluştuğunu ve ortamda henüz oluşmaya devam eden boksitlerle çimentolandığını düşündürmektedir.

Killi – toprağımsı boksit: Mortaş yatağında killi boksit daha çok yatağın alt kesimlerinde görülmekte, büyük bir çoğunluğu böhmit ve kaolinitten çok azı da diyasporitten meydana gelmektedir. Bu tip cevherin rengi bej, açık gri ve yeşilimsidir. Toprağımsı boksitler ise genellikle yatağın üst kesimlerinde az tutturulmuş amorf Fe ve Al hidrositlerle kil minerallerinin karışımından meydana gelmektedir. Sarı, kahve ve gri renk tonları, içeriğindeki ana bileşenlerin değişiminden kaynaklanmaktadır. Bunlar bazen yörede çok yaygın olarak gözlenen güncel terra-rossalardan zor ayırt edilmektedir. Killi boksitlerin birincil oluştukları, toprağımsı boksitin güncel atmosferik etkenlerle ana boksit kütlesinin ikincil (fiziksel ve kimyasal) ayrışmasına bağlı olarak oluştuğu düşünülmektedir.

Cevher mineralojisi

Mortaş boksit yatağından sistematik olarak derlenmiş olan ve farklı cevherleşme tiplerini yansıtan 57 örnekte ince kesit, parlatma kesiti ve X-ışınları kırınım (XRD) analizleri yapılmıştır. Boksitlerin çok küçük taneli olmaları nedeni ile mineralojik bileşimlerinin mikroskop altında belirlenmesi kimi zaman mümkün olmamıştır. Bu nedenle yataktan derlenen örneklerin XRD analizleri (kalitatif-kantitatif) Etialüminyum A.Ş. Araştırma ve Kimya Laboratuvarlarında (Seydişehir) yaptırılmıştır. Böhmit, kaolinit, hematit ve götitin tayini Siemens D-5000 marka difraktometre cihazında, CuKa anot tüpte 40-60 kw/h voltaj uygulanarak; tiridimit, kuvars, rutil ve anatasın tayini ise D'OH-1 marka difraktometre cihazında, CoKa ve FeKa anot tüpte, 40-60 kw/h voltaj ve 12 mAmp akım kullanılarak yapılmıştır (Şekil 7). Yatakta en yaygın bulunan cevherleşme tipleri masif ve benekli boksit olup bunlar sistematik bir dağılım göstermemektedirler.

Analizler sonucunda yatakta ortalama

olarak; % 57.4 böhmit, % 17 kaolinit, % 12 hematit, % 1.8 götit, % 2.1 anatas, % 0.9 diyaspor, % 0.9 tridimit, % 0.6 kalsit, % 0.4 rutil ve % 0.6 kuvars ve çok az miktarda da pirit belirlenmiştir (Çizelge1). Bu verilere göre Mortaş yatağı "böhmitik tip" bir yatak olarak tanımlanmıştır.

Çizelge 1. Mortaş Yatağında bulunan hakim mineral parajenezi ve bulunuş oranları

Mineral	En Az	En Fazla	Ort.
Böhmit	43,1	72,7	57,4
Diyaspor	0,5	6,5	0,9
Kaolinit	4,6	22,7	17,0
Anatas	1,5	3,3	2,1
Rutil	0,3	0,7	0,4
Kuvars	0,3	0,9	0,6
Tridimit	0,4	1,5	0,9
Kalsit	0,3	1,5	0,6
Hematit	3,1	16,1	12
Götit	0,1	9,2	1,8

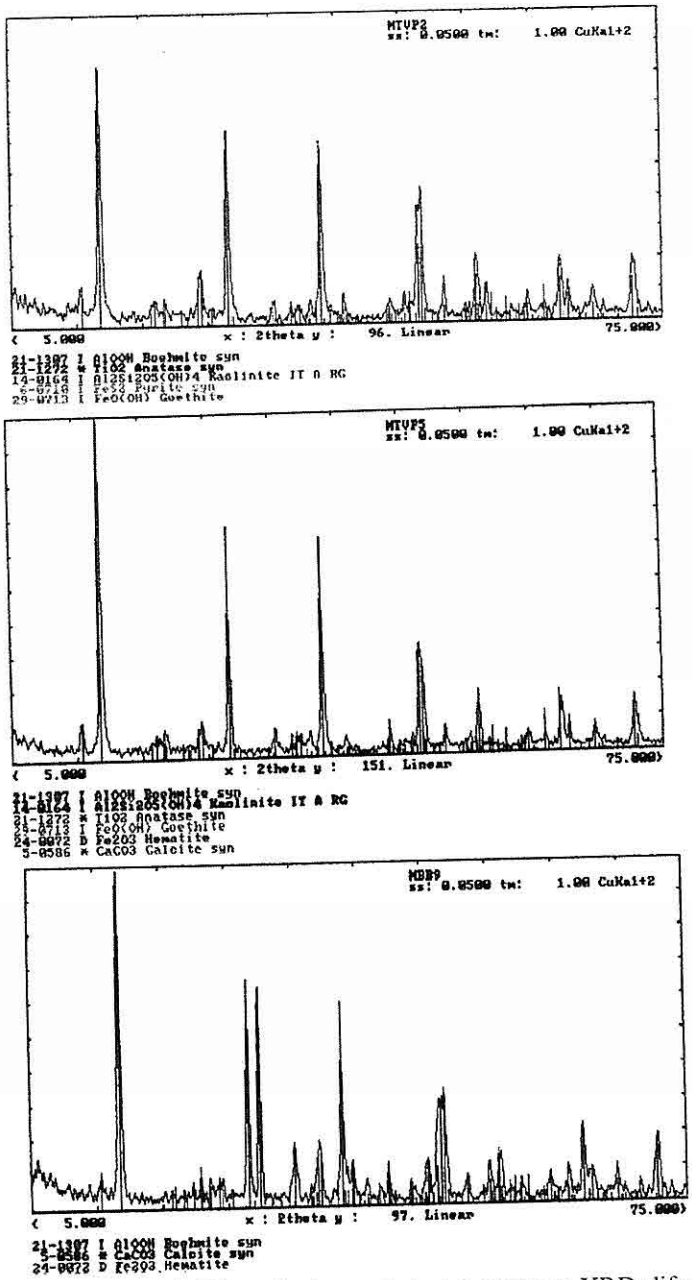
Karadağ 1987

Al mineralleri

Mortaş yatağında en yaygın bulunan Al minerali böhmit (% 58) olup, ayrıca diyaspor (% 1) ve eser oranda da gibsit bulunmaktadır. Orta Toros kuşağındaki boksitlerin de dahil olduğu Akdeniz ülkeleri, Rusya, Çin, Jamaika ve Haiti boksitlerinde böhmit diyasporla birlikte başlıca alüminyum mineralidir (Patterson ve diğ., 1986; Deer ve diğ., 1975). Avustralya boksitlerinde (Anon 1970), Jamaika'da karst tipi boksitleri ile ilişkili terra-rosalarda gibsit + diyaspor, Yunanistan (Harder ve Greig, 1960), Macaristan (Bardossy, 1971) ve Çatmakaya (Seydişehir- Konya) (Karadağ ve diğ., 2003) boksitlerinde böhmit + diyaspor + gibbsit, Kazakistan ve Rusya boksitlerinde ise (Gladkovsky ve Ushatinsky, 1964) böhmit + gibbsit + diyaspor + korund birlikte bulunmaktadır.

Farklı miktarlarda Al içeren kayaçların atmosferik şartlarda bozunması ile önce gibsit oluşmaktadır (Keller 1964, Grubb 1973). Boksit yataklarında diyaspor ve böhmitin bulunuşu diyajenez ve düşük dereceli metamorfizma ile açıklanmaktadır. Ancak lateritik tip boksitlerde böhmitin yaygın olarak bulunması bu mineralin yüzey şartlarında da doğrudan oluştuğu fikrini vermektedir. Karadağ (1987) tarafından Seydişehir bölgesinde değişik noktalardaki güncel kırmızı renkli terra-rosalardan derlenen numunelerde böhmite rastlanmıştır. Harder (1952)'e göre Guyana boksitlerinde bulunan böhmit sıcak, tropikal, güneşli ortamlarda gibsitin suyunu kaybetmesi ile oluşmuştur. Bu görüş Balkay ve Bardossy (1967) tarafından da benimsenmiştir.

Kennedy (1959)' a göre $Al_2O_3 - H_2O$ sisteminde gibsit düşük sıcaklıklarda kararlı iken sıcaklık ve su buharı basıncı arttıkça böhmite ve diyaspora dönüşmektedir. Bu sistemde Ervin ve Osborn'a (1951) göre 130°C, Laubengayer ve Weiss'e (1943) göre 155°C'ın altında gibsit, bu sıcaklığın üstünde böhmit kararlıdır (Karadağ ve



Şekil 7. Mortaş yatağında farklı cevherleşme tiplerini gösteren XRD difraktogramları: a) masif cevherin XRD difraktogramında böhmit, anataz, kaolinit, pirit ve götit pikleri, b) killi boksitlerin XRD difraktogramında böhmit, kaolinit, anataz, götit, hematit ve kalsit pikleri, c) benekli boksitin XRD difraktogramında böhmit, kalsit, hematit, anataz, kaolinit ve diyaspor pikleri

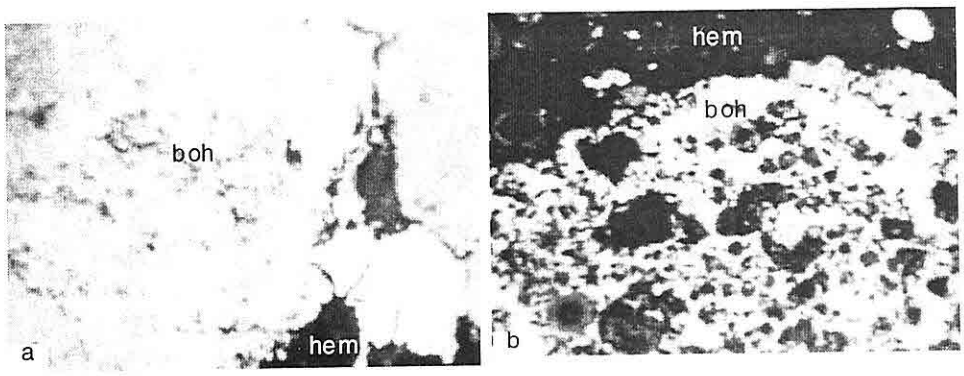
diğ., 2003). Deneysel çalışmalarda gibbsit-böhmit dönüşüm reaksiyonunun 140-200 °C sıcaklık ve 31-35 kcal/mol enerji ile gerçekleştiği belirlenmiştir (Brindley ve Nakahira,1959; ve Eyraud ve Gotton, 1954). 200 °C'nin altındaki sıcaklıklarda, su buharı basıncı altında, hidrotermal şartlarda gibbsit tanecikleri böhmite, böhmit ise 300 °C sıcaklıkta γ-Al_2O_3'e dönüşmektedir.

Parks'a (1972) göre su aktivitesinin düşük olduğu kurak mevsimlerde doğrudan gibsit yerine böhmit ve diyaspor oluşabilmektedir. Ancak sulu ortamlarda diyaspor ve böhmit kararlı kalamayıp gibsite dönüşmektedirler. Araştırıcıya göre gibbsit ⇔ diyaspor, gibsit ⇔ böhmit ve böhmit ⇔ diyaspor dönüşüm reaksiyonlarının serbest enerjileri (ΔGo) sırasıyla 3.11, 3.06 ve 0.05 kcal/mol'dür. Gibbsit'in böhmit veya diyaspora, keza böhmitin diyaspora dönüşüm reaksiyonlarının serbest enerjisinin çok küçük olması ve yüzey şartlarında bu reaksiyonların yavaş gerçekleşmesi nedeniyle bu üç mineral bazen birlikte bulunabilmektedirler.

Böhmit $\gamma AlO(OH)$: Mortaş yatağında en yaygın gözlenen Al minerali böhmit olup, genellikle kaolinit ve çok az miktarda da diyaspor bulunmaktadır. Yataktaki böhmit miktarı % 43,1 ile 72,7 arasında değimekte olup ortalama miktarı % 57,4'tür. Saf böhmit ince kesitlerde renksiz yer yer beyaz renkli olarak gözlenmektedir (Şekil 8-a). Ancak bazı örneklerde ince tabaka veya kılıf şeklindeki hematit ve götit veya bazen lepidokrosit ve limonit kristalleri tarafından sarılmış durumdadır. Al'ca zengin kesimlerde, oolitik ve pizolitik cevherde tanelerin dışını saran kabuk ve zar şeklinde yaygın olarak, bazen de bu tanelerin çekirdeklerinde "böhmit oluşumları" şeklinde gözlenmektedir (Şekil 8-b).

Diyaspor $AlO(OH)$ - $Al_2O_3.H_2O$: Yataktan alınan örneklerde özellikle masif ve benekli boksitler içinde % 0,5 ile % 6,5 arasında ve ortalama % 0,9 oranında diyaspor bulunmaktadır. Makro olarak gözlenemeyen diyaspor X - ışınları kırınım analizleri ile belirlenebilmektedir. İnce kesitlerde ise oldukça güç tayin edilebilmekte genellikle renksiz, beyaz ve gri bazen kahve ve siyah bazen de soluk sarı renkli kristaller halindedir. Taneleri ince lameller halinde ve oldukça küçük boyutludur (30-40μ). Bazı örneklerde oolitler içinde sarılımlar şeklinde ve konsantrik yapılı olarak gözlenmektedir.

Diyaspor böhmitin polimorfu olup, gibsit ve böhmitçe zengin boksit veya boksitli killerin, dolomitlerin ve diğer alüminyumlu kayaçların metamorfizması ile meydana gelmekte ve metamorfik boksit yataklarının ana bileşenini oluşturmaktadır. Ayrıca metamorfizma geçirmemiş pek çok yatağın da bileşiminde yer almaktadır. Fransa'daki Ariege ve Fenovillet gibi tektonik etkilere uğramış boksit yataklarında böhmitle birlikte (Lapparent 1950), Güney Fransa boksitlerinde ise böhmit ve gibbsitle birlikte (Caillere ve Pobeguin, 1965) , Macaristan'ın bazı yataklarında gibsit ve böhmitle birlikte bulunmaktadır. Yugoslavya'daki Vrace boksit



Şekil 8. Mortaş yatağında bötmit oluşumları; a) Beyaz renkli böhmit (boh) ve hematit (hem), (//N, 63x), b) Oolitik hematitlerle (hem) sarılmış bir böhmit (boh) (+N, 10x)

yataklarında her üç mineralin de birlikte bulunduğunu ve diyasporun doğrudan kaolinitten türediğini belirten Sinkovec (1971), bu mineralin yüzey şartlarında da oluşabileceğini ileri sürmektedir. Yunanistan'daki Parnas-Giona yatağı (Papastavrou, 1974) ve ülkemizdeki Milas boksit yatağı doğrudan metamorfizma ile oluşmuşlardır. Maşatdağı (Alanya – Antalya) yataklarında ise kireçtaşı ⇒ terra-rosa ⇒Al_2O_3 mineralleri şeklinde oluşan boksitler metamorfizma ile diyaspora dönüşmüşlerdir (Orhon, 1977; Temur vd. 2002). Diyaspor 420°C sıcaklık şartlarında metamorfizma ile korunda dönüşmektedir (Ramdohr ve Sturnz, 1978).

Gibsit (hidrarjillit) $Al(OH)_3$ / $Al_2O_3.3H_2O$: Boksit ve lateritlerin ana bileşenlerinden biri olan gibsit Mortaş yatağında sadece kireçtaşı – boksit sınırından alınan birkaç örnekte çok az miktarlarda gözlenmiştir. İlk defa Urallar' da keşfedilen bu mineral % 63-65 Al_2O_3, % 32-34 H_2O, % 1-2 SiO_2, % 2'ye kadar Fe_2O_3, % 0.05 TiO_2 ve % 0.006'ya kadar da Ga_2O_3 içermektedir (Deer ve diğ., 1975).

Gibbsitin Al içeren kireçtaşı ve Al-silikatların yüzey şartlarında ayrışması esnasında oluştuğu Ervin ve Osborn (1951), Eyraud ve Goton (1954) ve Brindley ve Nakahira (1959) gibi araştırıcılar tarafından arazi ve laboratuvar deneyleriyle tespit edilmiştir. Kireçtaşı ve dolomitik kireçtaşlarının yüzey şartları altında ayrışması ile oluşan terra-rosalardan türeyen Jamaika boksitlerinde (Hose, 1963) ve Yugoslavya'daki Jura yaşlı karstik kireçtaşları üzerinde oluşan terra-rossalarda (Maric, 1967 ve 1968) önemli miktarda gibbsit mevcuttur. Khorosheva (1969) tarafından Dinyeper (Rusya) boksitlerinde gibbsitin bir polimorfu olan bayerit bulunmuştur. Bayeritin yüzey şartlarında duraylılık alanı çok sınırlı olduğu için boksit yataklarında da oldukça az olarak rastlanmaktadır.

Mortaş yatağında ortalama % 5 oranında gibbsite benzeyen amorf yapılı oluşumlar belirlenmiştir. Gibsite göre daha fazla su içeren bu oluşumlar alümojel

olarak tanımlanmıştır. Alümojel pek çok boksit yatağında görülmesine rağmen amorf olması nedeniyle X - ışınları kırınım analizlerinde ve ince kesitlerde tespit edilememektedir. Baysal ve Engin (1976) de Seydişehir boksitlerinde alümojel ve siderojel tespit etmişlerdir. Bardossy ve diğ. (1973) tarafından farklı yaş ve jeneze sahip pek çok boksit yatağında kristalin olmayan alüminyumlu materyaller bulunmuştur.

Hose (1960), Jurkovic ve Sakaç (1964) ve Beneslavsky (1959), boksitler içindeki bantlı kolloform yapıların hidrojellerden çökelme sonucu oluştuklarını belirtmektedirler. Boksit yataklarında alumojele çoğunlukla gibbsit ve/veya siderit eşlik etmektedir.

Kil mineralleri

Kaolinit $Al_2O_3.2SiO_2.2H_2O$ - $Al_2Si_2O_5(OH)_4$: Mortaş boksit yatağındaki en önemli kil mineralidir. Yatakta % 4,6 ile % 22,7 arasında ve ortalama %17,0 oranında bulunmaktadır.

Kaolinitin Mortaş yatağındaki dağılımı odukça düzensiz olup, yatağın her kesiminde bu minerale rastlanmaktadır. Ancak yatağın üst kesimlerinde boksit-kireçtaşı sınırında daha yoğun olarak izlenmekte ve böhmit ile ters, kalsit ile doğru orantılı olarak dağılım göstermektedir. Kaolinitin daha çok hakim olduğu seviyelerde cevherin rengi açılmaktadır. Benzer şekilde benekli ve beyaz boksitlerle yeşilimsi-kirli sarı renkli boksitlerde kaolinit konsantrasyonu artmaktadır (Çizelge 2). X- ışınları kırınım analizlerinde saptanabilen kaolinit ince kesitlerde diğer killerden ayırtlanamamaktadır.

Killi sedimanter kayaçların ana bileşenlerinden biri olan kaolinit, Kerr (1959)'e göre volkanik ve metamorfik kayaçlarda bulunan feldispatların ayrışmaları sonucu oluşmaktadır. Seyhan (1971), kaolinitin oluşumunu feldispatların ayrışması ile açıklamakta ve feldispatların kaolinleşmesi sırasında, Al_2O_3 oranının % 30-40'a ve boksitleşme sırasında da % 50-80'e yükselebileceğini belirtmektedir. Mortaş yatağında görülen kaolinitin kökeni büyük bir ihtimalle killi kireçtaşları olmalıdır. Yöredeki güncel kırmızı topraklardan (terra-rosa) alınan numunelerde önemli miktarda kaolinit ve muskovite rastlanılmıştır.

Fe mineralleri

Demir Mortaş yatağında oksit ve hidrokistler halinde bulunmaktadır. Yaygın gözlenen Fe mineralleri çokluk sırasına göre hematit (Fe_2O_3), götit (γ-FeO(OH)) ve lepidokrosittir (γ-FeOOH). Ayrıca yaygın limonit oluşumları yanısıra çok az miktarda pirit (FeS_2) bulunmaktadır. Mortaş boksitlerdeki pizolit ve makropisolit tanelerinden alınan örneklerin kimyasal analiz değerleri, bunların oldukça fazla demir içerdiğini göstermektedtir Oolitik ve pisolitik boksitler, demir içeriği bakımından oldukça zengin olup, aynı örneklerde hematit ve götit miktarının hemen hemen Al minerallerine yakın olduğu belirlenmiştir (Çizelge 3).

Fe'ce zengin oolitik ve pisolitik boksitlerin rengi daha kırmızı ve ince kesitte opak olarak gözlenmektedir. Bu

Çizelge 2. Açık renkli boksit örneklerinde kimyasal ve mineralojik analiz sonuçları.

Nu No	Rengi ve Alın.Yer	Kimyasal Analiz					Mineralojik Analiz										
		SiO_2	Fe_2O_3	Al_2O_3	TiO_2	CaO	Böhmit	Kaolinit	Diyaspor	Anatas	Rutil	Kuvars	Kalsit	Hematit	Tridimit	Götit	Amorf +Diğer
MK-3/25	Yeşilimsi-Sarı, en üst seviye	11. 66	18.5	49.1	2.06	2.1	40. 9	28.0	3.9	2.0	0.4	0.7	2.4	6.4	0.8	8.7	5.8
MK-2/25	Kirli Sarı-pemb, ara seviye	8.16	17.3	56.8	2.86	0.28	57.2	20.1	0.7	2.2	0.4	0.4	0.5	6.2	0.7	6.9	4.8
MK-1/25	Kırmızı-Mor, Cevherin üzeri	6.14	14.4	61.8	2.56	0.32	63.4	16.8	0.8	1.8	0.3	0.3	0.3	8.4	0.4	2.9	4.6

Karadağ, 1987'den

minerallerin boksitler içindeki cins ve miktarı, boksitin renginin yeşilimsi-pembe, kırmızı, karmen kırmızı, koyu kırmızı yada kahverengi gibi renkler almasına, kırmızı renk tonlarının değişmesine sebep olmaktadır. Yapılan kimyasal ve X-ışınları kırınım analizlerinde, kırmızı renkli boksitlerde hematitin, sarı renkli veya kahverenkli boksitlerde de götitin daha fazla bulunduğu belirlenmiştir. Norrish ve Taylor (1961), boksitlere kırmızı rengi hematitin; yeşil ve kahverengin ise götit, limonit ve lepidokrositin kazandırdığını belirtmişlerdir.

Oolit ve pisolitlerin demirce oldukça zengin oldukları, bazı Avrupa Ülkelerindeki boksitlerde yapılan analizlerde de görülmüştür. Dragoviç (1965) tarafından Grna Gora (Yugoslavya) pisolitik, kırmızı renkli boksitlerde yapılan analizlerde Al_2O_3 oranının % 30.44, SiO_2 oranının % 13.70, Fe_2O_3 oranının % 45.10 ve TiO2 in % 1.4 olduğu tespit edilmiştir.

Hematit αFe_2O_3: Mortaş boksit yatağında % 3.1 ile 16.1 arasında ve ortalama % 12 oranında hematit bulunmaktadır. Yatakta oldukça düzensiz bir dağılım göstermektedir. Daha çok benekli cevher içinde yoğunlaşmıştır. Yer yer de masif boksit içinde rastlanmaktadır. Birçok boksit örneğinde çatlaklarda bulunmaktadır.

İncelenen örneklerin büyük bir çoğunluğunda oolit tanelerinin çekirdekleri ile (Şekil 9-a) pisolitik cevherdeki pisoid ve makropisoid tanelerinin çoğunluğu hematitten oluşmaktadır (Şekil 9-b). Bazı örneklerde oolitlerin çevresinde sarılım halinde de bulunabilmektedir. Kimi ooid ve

Çizelge 3. Oolitik ve pisolitik örneklerin mineralojik ve kimyasal analiz sonuçları (%)

Nu No	Kimyasal Analiz						Mineralojik Analiz										
	SiO_2	Fe_2O_3	Al_2O_3	TiO_2	CaO	Diğ. Bil.	Böhmit	Kaolinit	Diyaspor	Anatas	Rutil	Kuvars	Kalsit	Hematit	Tridimit	Götit	Amorf +Diğ
87.DB	6.02	39.1	37.2	1.76	0.36	6.95	36.0	9.6	3.2	1.4	0.32	0.68	0.65	38.5	0.90	1.80	6.95
MN.40	6.27	32.8	47.5	2.06	0.32	0.72	42.6	10.0	3.0	1.5	0.40	0.60	0.70	30.5	1.00	1.80	7.60

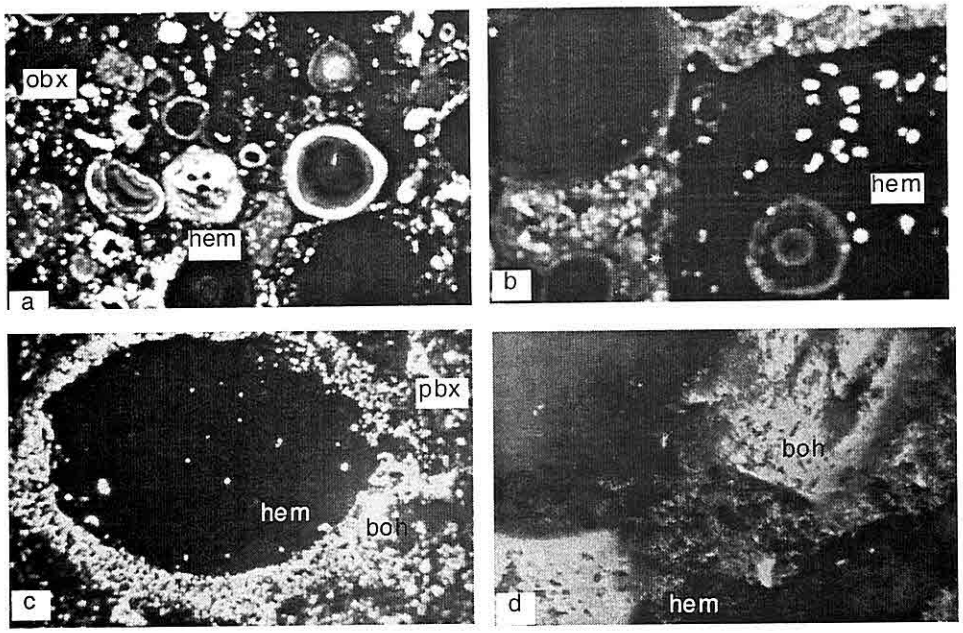
Karadağ, 1987'den

pisoidlerin çevresi böhmitik bir kılıf ile sarılmıştır (Şekil 9-c). Yer yer böhmit içinde özşekilsiz dağılımlar halinde bulunmaktadır (Foto 9-d). Matriks içinde bulunan çok ince hematit kristalleri cevherin rengini koyulaştırmaktadır. Ayrıca konsantrik büyümeli pisolit ve oolitlerde kılıflar şeklinde veya böbreğimsi şekillere de sık sık rastlanmaktadır.

Hematit genellikle amorf demir hidroksit bileşiklerinin su kaybederek kristalleşmeleri ile oluşmaktadır. Atmosferik şartlarda hematitin çökelebilmesi için ortamın pH'ının 7'den, Eh'ının ise -0.2'den yüksek olması gerekmektedir (Ramdohr, 1980).

Götit; α–FeO(OH) ve lepidokrosit; γ-FeO(OH), Makroskopik olarak ve ince kesit gözlemleri ile ayrılamayan bu iki mineral Mortaş yatağında % 0.1 ile % 9.2 arasında ve ortalama % 1,8 oranında bulunmaktadır. Yatakta hematit ve limonit ile birlikte dağılım göstermektedirler Genellikle boksit içinde değişik boşlukları doldurmuş, çok ince tanecikler şeklinde (Şekil 10-a) veya ooid ve pisoidlerde sarılımlar halinde (Şekil 10-b), çatlaklarda dolgu halinde (Şekil 10-c) ya da boşluklarda konsatrik yapılı halde bulunmaktadırlar (Şekil 10-d). Götit ve lepidokrosit amorf demir hidroksit bileşiklerinin kristalleşmeleri veya diğer demir minerallerinin oksidasyon şartlarındaki ayrışmaları ile kolayca ortaya çıkmaktadırlar.

Pirit FeS_2: Mortaş yatağında özellikle boksit-kireçtaşı sınırlarında ve yer yer yatağın iç kesimlerinde bol miktarda pirit görülmektedir. Tavan kireçtaşı ile boksit arasında bulunan piritli zondan alınan örneklerde çok belirgin oolitik yapılar izlenmektedir (Şekil 11-a). Bu kesimde piritin yanısıra böhmit, götit ve çok az miktarda markasit te gözlenmektedir. Genellikle dağınık taneler halinde (Şekil 11-b), yer yer öz şekilli, matriks içinde ve bazı oolitilerde sarılımlar halinde yer almaktadır. Bu durum oluşan oolitlerin piritleştiğini göstermektedir. Boksitler içerisinde öz biçimli piritler yanında, kataklastik pirit ve markasitler de mevcuttur (Şekil 11-c). Bunlar bazen markasitlerle iç içe veya yan yana büyüme gösterirler. Bazı piritlerin atmosferik şartlar altında ayrışmaları sonucu kenarlarından itibaren limonit oluşumları ortaya çıkmıştır (Şekil 11-d). Piritin varlığı



Şekil 9. Mortaş yatağında değişik hematit oluşumları; a) Oolitik boksitte (obx) çekirdekleri hematitten (hem) oluşan ooidler (//N, 63x), b) Oolitik ve pisolitik boksitte hematit (hem) ooid ve pisoidleri (+N, 10x), c) Demirli boksitte böhmitle (boh) sarılmış bir hematitik bir makropisoid (//N, 100x), e) Böhmit (boh) içinde hematit (hem) oluşumları (//N, 320x)

boksit oluşumu sırasında veya boksit oluşumundan sonra yer yer indirgen ortam şartlarının hakim olduğunu göstermektedir.

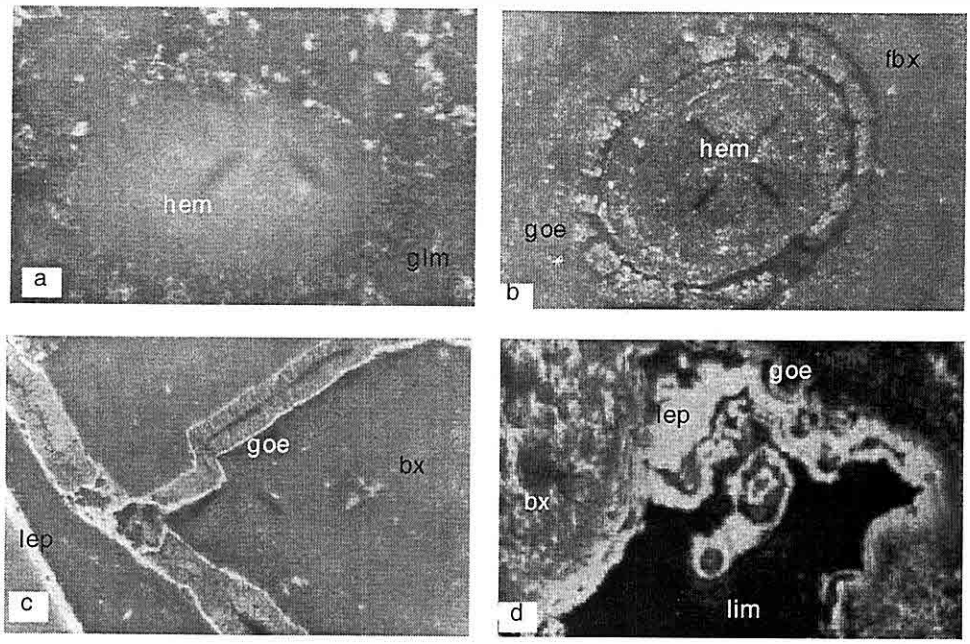
Amorf demir hidroksit (limonit) $FeO.OH.nH_2O$: Yatakta bulunan amorf veya kriptokristalin toprağımsı demir bileşikleri limonit olarak adlandırılmıştır.

Çatlaklarda yaygın olarak gözlense de boksitler içinde eser miktarlarda olup, bazı oolitlerin arasında boksit minerallerini boyamış olarak görülürler. Yatağın bazı kesimlerinde pirit ve/veya markasitler ayrışarak limonite dönüşmüşlerdir. Böyle kesimlerde boksitler sarı, ya da turuncu renkler almışlardır. Limonit demir içeren minerallerin atmosferik şartlarda (pH>7; Eh>–0.2; Ramdohr, 1980) ayrışması ile oluşmaktadır.

TiO_2 Mineralleri

Mortaş yatağında Al, Kil ve Fe minerallerinden sonra bolluk açısından dördüncü sırada yer alan TiO_2 içeriği % 1,5 ile % 3.3 arasında değişmekte ve ortalama % 2.5 oranında bulunmaktadır. Yatakta gözlenen başlıca Ti mineralleri anatas (%1.5-3.3) ve rutildir (% 0.3-0.7). Alınan tüm örneklerde az çok gözlenmektedir.

Mortaş yatağında bulunan anatas ve rutil çok ince kristaller halinde olup matriks içinde dağılmış durumdadır (Şekil

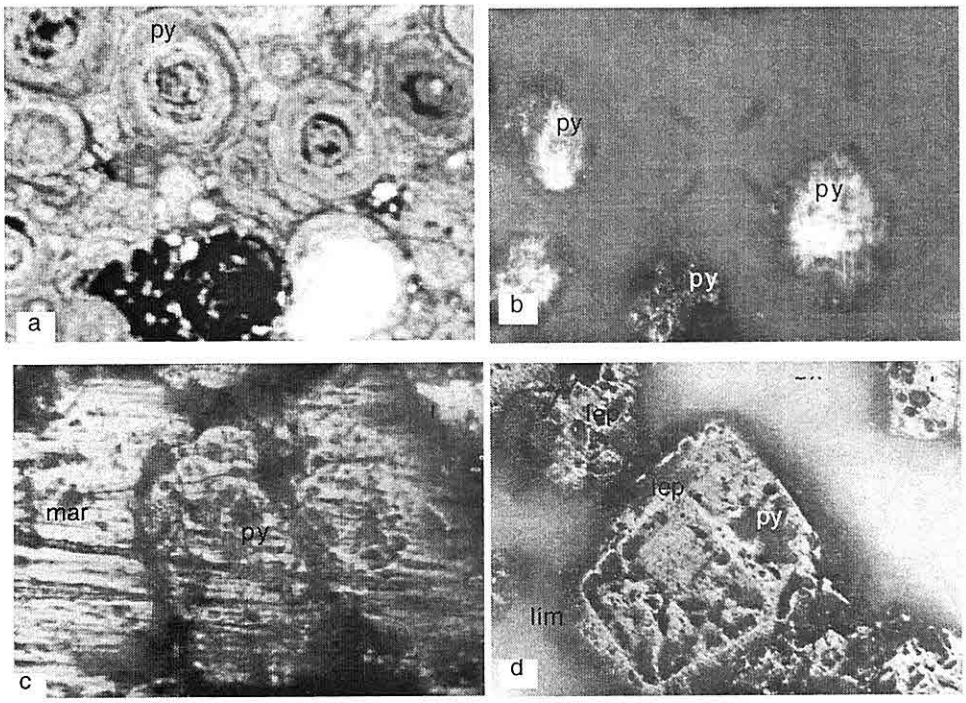


Şekil 10. Götit, lepidokrosit ve limonit oluşumları; a) Götit ve lepidokrosit matriksi (glm) içinde oolitik hematit (hem) (yağda, //N, 320x). b) Demirli boksitte (fbx) hematit (hem) çekirdek ve götit (go) sarılımlarından oluşan bir ooid (yağda, //N, 320x), c) Boksit içinde (bx) boşluk dolgusu götiti (goe), konsantrik yapılı lepidokrosit (lep) ve limonit (lim)oluşumları (yağda, //N 320 x), d) Boksit kütlesini kesen götit (goe) ve lepidokrositli (lep) damarlar (yağda, // N, 320 x).

12-a ve b). Ayrıca oolitlerin içinde de yer yer anatas kristallerine rastlanılmaktadır.

Mortaş yatağının çevresindeki terra-rosalardan alınan örneklerde (Karadağ, 1987) ve Jamaika'daki terra-rossalar içerisinde de (Hose, 1963) anatas bulunmaktadır. Karst tipi Jameika boksitlerinde TiO_2 içeriği % 2.3 oranında anatas ile temsil edilmektedir (Grubbs ve diğ., 1980). Keza karstik Vrace (Yugoslavya) boksitlerinde titanit ve titanomanyetit şeklinde ortalama % 2.42 TiO_2 bulunmaktadır (Sinkovec, 1971).

Rutil ve anatas birbirinin diamorfu olan iki titan mineralidir. Rutil daha yüksek sıcaklıklarda kararlı iken anatas düşük sıcaklıklarda yoğunlaşmaktadır. Saf rutil % 60 Ti içermektedir, fakat çoğunlukla Fe^{+2}, Fe^{+3}, Sn^{+4}, Cr^{+3} ve V^{+3} gibi karışımlar bulundurur (Deer ve diğ., 1975). Rutil asidik magmatik kayaçlarda ve metamorfitlerin içinde birincil olarak oluşmaktadır. Detritik sedimanlarda ve plaserlerde yığışarak zenginleşebilir. Boksitlerde ise anakayacın kalıntı minerali olarak zenginleşmektedir (Ramdohr, 1980). TiO_2 ayrıca düşük sıcaklıklı hidrotermal ortamlarda ve sedimanter

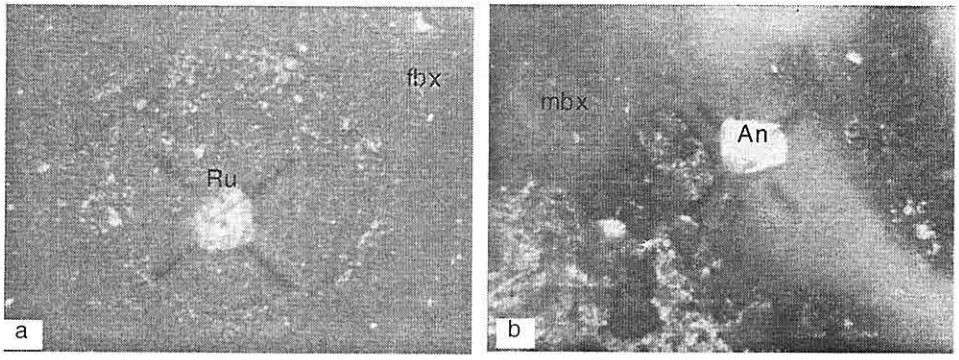


Şekil 11. Mortaş yatağında pirit oluşumları; a) Demirli boksitte, piritleşmiş (py) oolitler (//N, 63 x), b) Boksit içinde saçılımlı özşekilli piritler (py), (yağda, //N, 320x), c) Kataklastik dokulu pirit (py) ve markasit (mar) kristalleri (yağda, //N, 320 x), d) Boksit (bx) içerisinde limonit (lim) ve lepidokrosite (lep) dönüşmüş öz biçimli pirit (py) pseudomorfları (yağda, //N, 320 x).

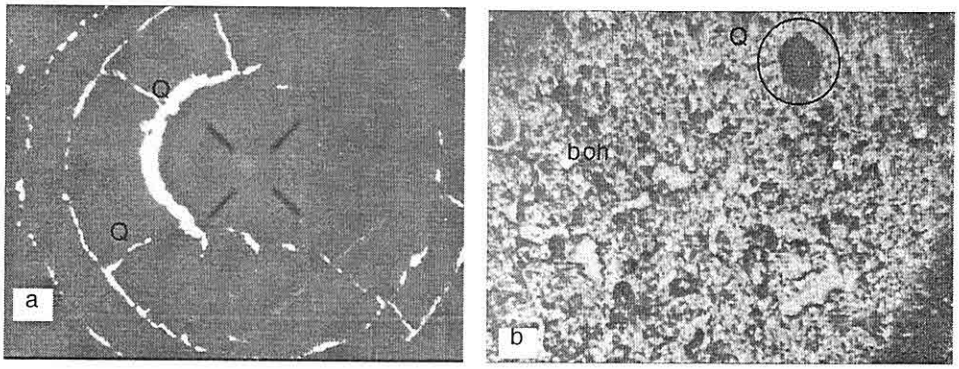
kayaçların diyajenezi sırasında otijenik olarak oluşabilmektedir (Tröger 1969). Dolayısıyla kaynak kayacın belirlenmesinde TiO_2 miktarı kriter olarak kullanılabilmektedir. Anatasın bu yatakta daha fazla bulunması ise bu mineralin çoğunlukla yüzeysel ayrışma süreçleri ile ortaya çıkmasına bağlanabilir.

Kuvars ve Tridimit

Mortaş yatağında SiO_2 içeriği % 5'ten daha yüksek olmasına rağmen belirlenen kuvars ve tridimit miktarı % 2'yi geçmemektedir. SiO_2 daha çok üstte kaolinitçe zengin kesimlerde yoğunlaşmıştır. Bu sebeple kimyasal analizlerde belirlenen SiO_2 içeriğinin hepsi kuvars veya diğer SiO_2 polimorflarına bağlanamaz. Çünkü kaolinitin kristal yapısında, kireçtaşı ve marnlarda bir miktar SiO_2 bulunabilmektedir. Yatakta ortalama % 0.9 tridimit ve %0.6 α-kuvars bulunmaktadır. Kuvars daha çok çatlak dolguları şeklinde ve yer yer çok ince tanecikler halinde matriks içinde dağılmış durumda, bazı oolitlerin de sarılımları içinde gözlenmektedir (Şekil 13-a). Kimi kuvars oluşumları özşeklillidir (Şekil 13b).



Şekil 12. Mortaş yatağında Ti mineralleri; a) Demirli boksitte (fbx) bir rutil (ru) kristali (yağda, //N, 320x),b) Masif boksit (mbx) içinde çok küçük bir anatas (An) kristali (yağda, //N, 320x).



Şekil 13. Boksitlerde kuvars oluşumları; a) Bir ooidin sarılımlarına yerleşmiş olan kuvars (Q), (//N, 100 x). b) Böhmit (boh) içerisinde hegzagonal kuvars kristali (Q) (Yağda, // N, 320 x).

Kireçtaşı ve marnlarda otijen kuvars oluşumlarının bulunmasına (Erkan, 1978) rağmen kireçtaşlarında silis konsantrasyonu silikat kayaçlarına oranla oldukça düşüktür. Düşük sıcaklıklarda kararlı olan α-tridimit zamanla α-kuvarsa dönüşmektedir. Kerr (1959)'e göre ortam sıcaklığının 130 °C'ı geçmesi durumunda tridimit ⇒kristobalite dönüşümü gerçekleşmektedir.

Silikat minerallerinden boksit oluşumu sırasında önemli miktarda silis açığa çıkmasına rağmen boksitlerin içinde kuvars veya amorf SiO_2 miktarı oldukça azdır. Kireçtaşlarının ayrışması sürecinde çözelti veya yeraltı suyunun yanal ve düşey hareketi içinde hareket ettikleri anakayacın kırık ve çatlak sistemine

doğrudan bağlıdır. Boksitin oluştuğu kireçtaşlarının bu özelliklere sahip olması alterasyon ürünü içindeki silisli çözeltilerin hem yatay ve hem de düşey yönde taşınmasını sağlamıştır. Jeokimyasal olarak hareketli bir bileşik olan SiO_2 çözeltiler vasıtasıyla sürekli olarak ortamdan uzaklaştırılır. Ortamın pH'ının yüksek olduğu durumlarda (pH>9) silis çözünürlülüğü çok artmaktadır (Karadağ, 1987). Kireçtaşlarının hâkim olduğu çok bazik ortamlarda aşırı oranda çözünen silis asiti zamanla pH değerinin düşmesi ile çözeltide fazla kalamayarak çözeltiden ayrılmakta ve çökelmektedir. Dış ortamda bu jel zamanla çok ince taneli kuvarsa dönüşmektedir.

Kalsit, $CaCO_3$, Mortaş boksitleri % 0.3 ile % 1.5 arasında ve ortalama % 0.6 oranında kalsit içermektedir. Kalsitler ooidlerin arasında matriksi oluşturan diğer minerallerle birlikte, bazen de oolitlerin çekirdeklerinde veya sarılımlarında bulunmaktadır. Ayrıca bazı oolitlerin çekirdeklerinde ise karbonatlı fosil parçaları şeklinde izlenmektedirler. Bazı numunelerde de kriptokristalin veya mikrokristalin kireçtaşı parçaları şeklinde ve böhmit veya demir oksit ve hidroksitleri tarafından sarılmış olarak görülmektedir.

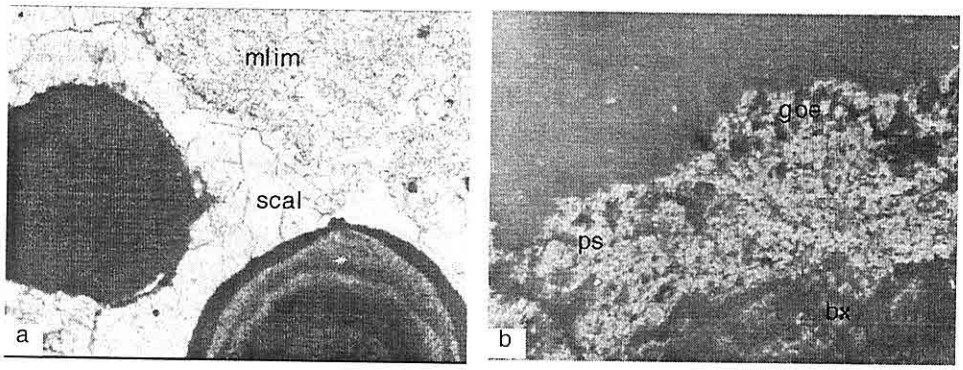
Kalsit mineralleri yatakta gelişigüzel bir dağılım göstermekle beraber, boksitli kireçtaşı breşlerinin yeraldığı kesimlerde ve kireçtaşı cevher kontağında daha yüksek oranlara ulaşmaktadır. Kalsit oranı yüksek numunelerde özellikle böhmit, hematit ve/veya götit ve anatas ve rutil miktarları azalmaktadır. Breşik cevher içinde breş parçaları kalsitten oluşmaktadır. Bu breşler Katrangediği formasyonuna aittir.

Mortaş boksitlerinin yarık ve çatlaklarında yeralan ikincil kalsitler, çoğunlukla boksit oluşumundan sonra çökelmişlerdir (Şekil 14-b). Bunların kaynağını, boksit oluşumu esnasında yatakta depolanan ana kayaca ait artıklar oluşturabileceği gibi, drenaj sularının, karbonatlı kayaçlardan çözerek getirdiği karbonatça zengin sular da oluşturmaktadır.

Mn mineralleri

Mortaş yatağında çok az miktarda psilomelan (Mn_5O10H_2O) ve piroluzit (MnO_2) bulunmaktadır. Bu mineraller, çoğunlukla ince tanecikler şeklinde, götit veya limonitle birlikte matriks içinde ya da boksitin çatlak ve boşluklarında konsatrik yığışımlar şeklinde izlenmektedir (Şekil 14-b). Bu mineraller el örneklerinde, eli hafif siyaha boyamaktadırlar.

Mn minerallerinden prolusit, sığ denizel ortamda, genellikle oolitik yapıda bir deniz sedimenti olarak ya da karasal ortamlarda ayrışma ürünü olarak, psilomelanın ise yüzey şartlarında düşük sıcaklıklarda çökelebileceği ve çok az miktarda kireçtaşlarının ve volkanik kayaçların ayrışam ürünü olarak zenginleşebileceği belirtilmektedir (Ramdohr, 1980). Mn mobil olması nedeniyle yüzey veya yeraltı suları ile taşınarak, kireçtaşı veya dolomitler ya da kumlu-killi seviyeler içinde zenginleşebilmektedir (Ramdohr, 1980). Bardossy (1971), ise üzeri açık



Şekil 14. a) Mikrosparitik kireçtaşı (mlim) içinde oolitleri bağlayan ikincil kalsit (scal), (+N, 100x), b) Boksit içinde bir çatlağı dolduran psilomelan (ps) ve götit (goe) (yağda, //N, 320x)

boksitlerdeki piritli zonların daha sonra oksidasyona uğraması ile oluşan sülfirik asitin Fe, Mn ve hatta kısmen de Al'u mobilize ederek, yataklarda Fe-Al-Mn'ca zengin kabukların çökeleceğini belirtmektedir. Krauskopf (1957)'ye göre piroluzit oksitleyici şartlarda oluşmaktadır. Bu durumda yataktaki Mn minerallerinin yüzey şartlarında, kireçtaşlarının ayrışması sonucu oluştuğu düşünülmektedir.

Suların pH değeri, Mn ile Fe'nin davranışlarını tayin eder. Asitik sular Mn'ı Fe'den daha uzun müddet çözelti halinde tutar. Bazik veya daha az asitik sular ise her iki oksidi birden çökeltir. Mn ve Fe'in çözünürlükleri, oksidasyon durumlarına bağlıdır; indirgenmiş ortamlarda her ikisi de çözünebilir. Mn/Fe oranının çok yüksek olmaması halinde her iki elementi kapsayan çözeltiden ilk önce Fe çökelir. Atmosferik şartlarda psilomelan hematit ile aynı ortamlarda, yani pH'ın 7'den, Eh'ın ise –0.2'den yüksek olduğu durumlarda çökelmektedir.

3. SONUÇLAR

Mortaş yatağında yapılan bu çalışmada elde edilen sonuçlar aşağıda sunulmaktadır.

(1.) Mortaş boksitleri; Üst Kretase (Senomaniyen) yaşlı Katrangediği formasyonun üzerindeki bir paleo çukurluk içinde bulunmakta ve Üst Kretase (Senoniyen - Maestrihtiyen) yaşlı Doğankuzu formasyonu tarafından örtülmektedir.

(2.) Mortaş boksit yatağı, yaklaşık KB-GD uzanımlı uzun ekseni 950 m kısa ekseni 350 m olan elipsoid şekilli karstik bir çukur içinde bulunmaktadır. Bir merceği andıran cevher kütlesi, içinde yer aldığı kireçtaşlarının eğimine uygun olarak K30°B doğrultulu ve 30°GB'ya dalımlıdır.

(3.) Cevher kütlesi bulunduğu karstik çöküntünün morfolojisine uyumlu olarak yerleşmiş olup, kalınlığı en fazla 80 m ve ortalama kalınlığı 15 m civarındadır. Yatağın tabanı oldukça düzensiz iken tavanı daha düzgün sınırlıdır. Yatak bu şekli ile cep tipi

yataklar sınıfına girmektedir.

(4.) Yatakta masif, benekli, demirli, breşik, killi ve toprağımsı boksit şeklinde beş tip cevher ayırt edilmiştir.

(5.) Oolitik tip cevherin yaygın olması, cevher oluşumu sırasında sıcak, sığ ve çalkantılı bir ortamın varlığını göstermektedir.

(6.) Yatakta bulunan en yaygın Al minerali böhmit (% 57.4) olup, az miktarda (>%1) diyaspor ve gibsit eşlik etmektedir. Önemli miktarda kaolinit (%17), hematit, götit, pirit, anatas ve rutil vardır. Az miktarda kalsit, kuvars, tridimit, psilomelan, lepidokrosit ve siderit bulunmaktadır. Bu mineral bileşimine göre Mortaş yatağı böhmitik tip bir yatak olarak nitelenebilir.

(7.) Mortaş yatağında böhmit, diyaspor ve gibsitin birlikte bulunması ortamda önce kısmen sulu şartlarda gibsit oluştuğunu ve ortamın giderek sıcak ve kuru ortama dönüştüğünü göstermektedir.

(8.) Yatakta çok az miktarda bulunan diyaspor ise pek çok metamorfik boksit yatağının ana bileşenini oluşturmakla birlikte metamorfizma geçirmemiş yataklarda da bulunabilmektedir. Vrace boksit yataklarında (Yugoslavya) her üç mineralin de birlikte bulunduğunu ve diyasporun doğrudan kaolinitten türediğini belirten Sinkovec (1971), bu mineralin yüzey koşullarında oluşabileceğini öne sürmektedir. Buna göre yöredeki diyasporun varlığı bu mekanizma ile açıklanabilir.

(9.) Yatakta hematit, götit ve psilomelanın varlığı, ortamın pH'ının 7'den; Eh'ının ise -0.2'den yüksek olmasını gerektirmektedir.

(10.) Kireçtaşı – boksit sınırlarında gözlenen pirit ise atmosferik koşullarda ortamın Eh'nın -0.3'ün altında olduğunu göstermektedir. Ortam bazikten asidiğe doğru gittikçe bu değer -0.18'e kadar yükselmektedir.

4. KATKI BELİRTME

Araştırmacılar bu çalışmada değerli görüş ve eleştirileriyle katkı sağlayan Sn. Prof. Dr. Ahmet AYHAN'a (S. Ü.) ve Geosound – Yerbilimleri Dergisi'nin değerli editörü ve hakemlerine teşekkür ederler.

5. KAYNAKLAR

Anon, 1970, Weipa Bauxite; Comalco, Melbourne, 32 p.

Arni, P., 1941, Türkiye'de halen malum boksit yatakları; Maden Tetkik ve Arama Enst. Mecmuası, XIV, 115-129.

Atabey, E. ve Özkaya, İ., 1975, Mortaş boksit yatağının kökeninin araştırılmasında trend yüzeyi yönteminin uygulanması, Türkiye Jeol. Kur. Bült., 18, 143-150.

Atabey, E.,1976, Mortaş boksit yatağının mineralojisi, kimyası ve kökeni, Türkiye Jeol. Kur. Bült., 19, 9-14.

Balkay and Bardossy, G., 1967, Lateritese desi reszfolyamay vizsgalatok Guineai lateriteken. Földt. Közl., 97, 91-110.

Bardossy, G., 1963, The geochemistry of Hungarian Bauxites, Part III and IV; Acta Geological, 6, 1-53.

Bardossy, G., Panto, G. and Papastamatou, J., 1973, Etude

mineralogique, petrographique et geochemique des bauxites du Malm inferieur dans la region de Distomon, Grece; Travaux, No 9, 143-149.

Bardossy, G., 1971, Bauxite deposits of Hungary; in Int.Com. for Studies of bauxite, oxides, hydroxides of Al., bauxite – alümina-aluminium; (ICSOBA) Int. Symp. 2. (Proceedings), Budapest; Hungary Resarch Inst. For Non Ferrous Metals. V. 2, p. 9-20.

Baysal, O ve Engin, N. A., 1976, Değirmenlik – Kızıltaş boksit yatağı; Yerbilimleri, Hacettepe Üniv. Yay. Org., 2, 140 – 160.

Beneslavsky, S.J., 1959, Chemical and mineralogical composition of bauxites and some problems concerning the genesis od their minerals, Acta Geol. (Acad. Sci. Hung.); V. 1-2, 55-64.

Blumenthal, M.M., 1947, Seydişehir – Beyşehir hinterlandındaki Toros dağlarının jeolojisi; Maden Tetkik ve Arama Enst. Yayını, 2, 242 s.

Blumenthal, M.M., 1949, Batı Torosların örtü lamboları, Türkiye Jeol. Kurl. Bült., 11, 1, 30-41.

Brindley, G. W. and Nakahira, M., 1959, X-ray diffraction and gravimetric studies of the dehyration reactions of gibbsite, Zeit. Krist. V 112, 136 p.

Brunn, J.H., Dumont, J. H., Graciansky, P., Guntnic, M., Juteau, T. H., Marcoux, J., Monod, O. and Poission A., 1971, Outline of the geology of the Western Taurides; in Geology and History of Turkey; (Ed: A. Ş. Campbell); Petroleum Expl. Soc. Of Libya; Tripoli, 225 – 255.

Caillere, S. et Pobeguin, T., 1965, Considerations generales sur la composition et la genese des bauxites du midi la France; Mem. Mus. Nat. Hist. Nat. Ser. C. T. 12, N. 4, 228 p.

Çağatay, A. ve Arman, B., 1982, Boksit ve Türkiye'deki boksit yatakları; Jeoloji Mühendisliği, TMMOB Jeol. Müh. Oda. Yay. Org., 14, 23-34.

Deer, T. W., Howie, R. A. and Zusman, J., 1975, Rock-forming Minerals; Longman, London, vol. 5, 371 s.

Dragovic, D., 1965, Some characteristics of the deposits of white bauxites in Grna Gora, Travaux, No 1, 21-35.

Erkan, Y., 1978, Kayaç oluşturan önemli minerallerin mikroskopla incelenmeleri; H. Ü. Yayınları no A. 26, 497 s.

Erkan, A. N., 1995, Seydişehir – Akseki yöresi boksitlerinin mineralojik – kimyasal özelliklerinin incelenmesi; Selçuk Üniv. Fen Bil. Enst. Yüksek Lisans Tezi, 88 s.

Ervin, G. and Osborn, E. F., 1951, The system $Al_2O_3 - H_2O$; Journal of Geology, V. 59. 381 p.

Eyraund, C. And Goton, R., 1954, Etude cinelique de la Dissociation thermique d'hydrates alumine: Journ. Chim. Physique, vol. 51, p 430.

Gladkovsky, A.K., and Ushatinsky, I.N., 1964, Genesis and alteration of aluminousminerals in bauxite; ICSOBA, International Symp., 1st, Zagreb, 1963, Proceeedings, Yugoslavia, Acad. Yugoslave des Sci. At des Arts., 1, 153-170.

Grubb, P. L. C., 1973, High – level and

low - level bauxidisation; A criterian for classification - Minerals Science and engineering; Vol. E. No: 3, 219 – 231.

Grubbs, D. K., Libby, S.C., Rodenburg, J. K. and Wefers, K. A., 1980, The geology, mineralogy and classification properties of red and yellow Jamaican bauxites; in Proc. of Baux. / Alumina Symp. IV. Kingston, Jamaica; 1980, Geol. Soc. of Jamaica Jour. Spec. Issue. 5, 176 - 186.

Güldalı, N., 1978, Toros paleokarstı ve Seydişehir – Akseki boksit yatakları; Jeomorfoloji derg, 8, 7, 1 – 23.

Harder, E. C. and Greig, E. W., 1960, Bauxite; in industrial minerals and rocks – nonmetallics other than fuels (Ed: J. L. Gillson); Amer. Inst. of Min. and Metal. Engineers; p 65-85.

Harder, E. C., 1952, Examples of bauxite deposits illustrating variations in origin; in Amer. Inst. of Min. and Metal. Engineers; Problems of clay and laterite genesis Sym. St. Louis, Mo. 1951, NY, 55 – 64.

Hose, H. R., 1960, The genesis of bauxites; the ores of aluminium; Int. Geol. Congr. 21 st. Copenhagen; pt. 16, p 237 – 247.

Hose, H. R., 1963, Jamaica Type bauxites developed on limestone; Econ. Geol., 58, 62-69.

Jurkovic, I. and Sakac K., 1964, Stratigraphical, paragenetical and genetical characteristic of bauxites in Yugoslavia; ICSOBA International Symposium, 1 st, Zagrep, 1963, Proceedings; Zagrep, Yugoslavia, Acad. Yugoslave des Sci. et des Arts, vol.1, p 253-263.

Karadağ, M. M., 1982, Yarpuz-Kızılalan (Erikligedik) ve Karakışla boksitleri arama raporu, Etibank Alüminym işletmesi, Rap. No: 38, 34s

Karadağ, M. M., 1987, Seydişehir bölgesi boksitlerinin jeolojik, petrografik ve jenetik incelemesi; Selçuk Üniv. Fen Bil. Enst. Doktora Tezi, 265 s.

Karadağ, M. M., 1996. Seydişehir yöresi boksitlerinin jeolojik ve petrografik incelemesi. Karadeniz Teknik Üniversitesi Jeololoji Mühendisliği Bölümü 30. Yıl Sempozyumu. S. Korkmaz ve M. Akçay (eds.), Trabzon: Cilt 1, 96-111.

Karadağ, M. M., Temur. S., Öztürk. A. ve Arık. F., 2002. Çatmakaya (Seydişehir-Konya) boksit yataklarının jeolojik ve jeokimyasal incelemesi. Selçuk Üniversitesi Bilimsel. Araştırma Projeleri. Koordinatörlüğü, Proje No: 2000/076 , 139 s.

Karadağ, M. M., Temur. S., Arık. F. ve Öztürk. A., 2003. Maşatdağı (Alanya-Antalya) diyasporitik boksitlerinin dört anabileşen jeokimyası. Çukurova Üniversitesi Yerbilimleri Dergisi, 42, 35-51.

Karadağ, M.M., Temur, S., Arık, F. ve Öztürk, A., 2003, Çatmakaya (Seydişehir-Konya) boksit yatağının jeolojik ve petrografik özellikleri, Yerbilimleri, 28, 109-122

Keller, W. D., 1964, The origin of high-alumina clay minerals: Bradley, W. F., ed., in Clays and clay minerals; Nationals Conferance on Clays and Clay Minerals, 12 th, atlanta, Ga., 1963, Proceedings, Macmillan Company, New York, p 129-

SEYDİŞEHİR (KONYA) BOKSİTLERİNİN STRATİGRAFİK KONUMU

Sedat TEMUR, Hükmü ORHAN, Arif DELİ ve M. Muzaffer KARADAĞ
S.Ü., Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Konya/Türkiye

ÖZET : *Bu çalışmada Seydişehir'in 20 km kadar güneyinde bulunan ve Türkiye'nin en yüksek rezervlerine sahip olan Mortaş, Doğankuzu ve Çatmakaya boksitlerinin stratigrafik konumu tartışılmış ve boksitlerin tavan kayacından daha geç oluşumlu olduğu ilk defa savunulmuştur. Yörede Geyikdağı Birliği'ne ait Üst Kretase yaşlı kireçtaşı ile temsil edilen Mortaş formasyonunun üzerine Dipsizgöl Ofiyoliti bindirmektedir. Bu birimleri açılı uyumsuzlukla örten Üst Paleosen – Alt Eosen yaşlı Yarpuz formasyonu kireçtaşı ile temsil edilmektedir. Bununla uyumlu olan Orta Eosen yaşlı Ağaçtepesi formasyonu ise türbiditik fasiyeste sedimanlardan meydana gelmektedir. Bütün bu birimlerin üzerine Bolkardağı Biriliği'ne ait Devoniyen yaşlı Hocalar formasyonunun karbonatlı kayaç ve şistleri bindirmiş durumdadır. Boksitler Mortaş formasyonuna ait kireçtaşının içindeki karstik boşluklarda gözlenmektedir. Kampaniyen yaşlı kireçtaşının çatlaklarını dolduran boksit oluşumları, boksitlerin içerisinde yaygın olarak bulunan çökme breşleri ve Senomaniyen'den Maastrihtiyen'e kadar bütün katların fosillerini içeren devamlı bir istifin bulunması bu boksitlerin Kretase'den daha sonraki bir evrede oluştuğunu göstermektedir. Buna göre boksitler Erken Paleosen dönemine ait aşınma yüzeyinde gelişmiş olup, Üst Kretase karbonatlı kayaçlarının karstik boşluklarını doldurmuş durumdadır.*

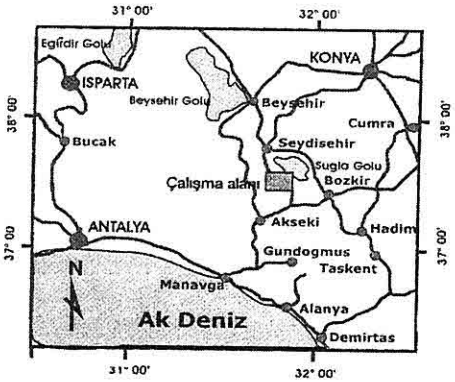
STRATIGRAPHIC SETTING OF THE SEYDISEHIR BAUXITES, KONYA, CENTRAL TURKEY

ABSTRACT : *In this study, the stratigraphic setting of the Mortas, Dogankuzu and Catmakaya bauxites, which have the highest reserve in Turkey, and are located 20 km south of Seydisehir (Konya / Turkey), is discussed, and it is proposed first time that these bauxites are younger than the ceiling rocks. In the study area, the Dipsizgol ophiolites were trusted over the Upper Cretaceous Mortas formation of the Geyikdagi Unit. The Upper Paleocene – Lower Eocene Yarpuz formation comprising limestone rests on the older units with angular unconformity. The Middle Eocene Agaçtepesi formation lies conformably over the Yarpuz formation and is represented by sedimentary rocks in turbiditic facies. The carbonates and schist of the Hocalar formation of the Bolkardagi Unit were overthrusted on the above mentioned units. The Bauxites in the study area occur in the karstic caves, dolines and holes developed in the carbonate rocks of the Mortas formation. Having bauxite filled cracks in the Campanian limestone, widespread collapse breccia including pieces from ceiling rocks*

and an uninterrupted sequence comprising fossils of all stages from Senomanian to Maastrichtian all point that bauxite were formed later than Cretaceous. Therefore the bauxites in the study area were formed as a result of carriying the weathered products into the karstic cavities during Early Paleocene.

1. GİRİŞ

İnceleme alanı Seydişehir'in (Konya) 20 km güneyinde bulunmakta (Şekil 1) ve yaklaşık 50 km^2'lik bir alan kaplamaktadır.



Şekil 1. İnceleme alanının yerbulduru haritası.

Dünya boksit rezervi içinde önemli bir payı olan ve Türkiye boksit üretiminin büyük bir kısmını karşılayan Seydişehir yöresi boksit yataklarının kökeni halen tartışmalıdır (Wippern 1962, Monod 1967, Baysal ve Engin 1976, Pelen ve diğ. 1976, Orhan ve diğ. 1977, Özlü 1978, Karadağ ve diğ. 2003). Bu çalışmada boksitlerin stratigrafik konumunun yorumlanması amaçlanmıştır. Buna yönelik olarak önceki çalışmalardan derlenen 1/25000 ölçekli jeolojik haritalar baz alınmış, saha çalışmaları sırasında formasyon sınırları ve tektonik yapılar takip edilerek güncelleştirilmiştir. İnceleme alanı dar bir bölgeyi kapladığından, paleontolojik ve metamorfizmayla ilgili değerlendirmeler ve büyük ölçekli jeolojik yorumlarda önceki çalışmalara ait bulgular esas alınmıştır.

2. ÖNCEKİ ÇALIŞMALAR

İnceleme alanı ve yakın çevresinde yapılmış olan jeolojik ve maden yataklarına yönelik çalışmalar 1940'lı yıllarda başlamış ve çeşitli alanlarda detaylandırılarak günümüze kadar sürmüştür. 1982 yılına kadar olan birinci kuşak araştırmalar Arni (1941), Kovenko (1946), Blumenthal (1947, 1949), Blumenthal ve Göksu (1949), Göksu (1953), Wippern (1962), Monod (1967), Martin (1969), Özgül (1971; 1976), Atabey (1976), Baysal ve Engin (1976), Pelen ve diğ. (1976), Pelen (1977), Orhan ve diğ. (1977), Pelen ve Vuran (1978) ve Özlü (1978) şeklinde sıralanabilir. Bu çalışmalar Seydişehir – Akseki boksit yataklarının jeolojisi ve rezerv hesaplamalarını içermektedir. 1982 yılından sonra yapılan ikinci kuşak araştırmalar ise Özçelik (1984), Karadağ (1987), Erkan (1995), Özgül (1997), Karadağ ve diğ. (2002, 2003) olarak verilebilir. Karstlaşma ve paleokarst oluşumları ise Güldalı (1976, 1978, 1981, 1982, 1984), Erdoğan ve Ekmekçi (1997)

tarafından ele alınmıştır.

Monod (1967)'ya göre yörede, Toroslar'ı meydana getiren tektonik birliklerden Geyikdağı Birliği ile bunun üzerine sürüklenmiş Beyşehir ve Bozkır birliklerine (Beyşehir – Hoyran napları) ait birimler yüzeylemektedir. İnceleme alanında Geyikdağı Birliği'ne ait en yaşlı birim olarak bulunan Üst Kretase kireçtaşlarının toplam kalınlığı 300 m kadar (Karadağ 1987) olmasına karşın ekaylanmalar, bindirmeler ve blok faylanmaların sebep olduğu tekrarlamalarla 1000 m'den daha fazla (Blumanthal 1947) kalınlığa sahip bir görünüm vermektedir. Boksitler bu Üst Kretase karbonat istifinin yaklaşık orta kesiminde ve en az iki farklı seviyede bulunmaktadır. Wippern (1962), Monod (1967), Atabey (1976), Özlü (1978), Karadağ (1987), Erkan (1995) tarafından yapılan çalışmalarda boksitlerin taban ve tavan kayaçlarının tabaka konumlarının uyumlu olduğu belirtilmiş ancak boksit oluşumunun uyumsuzluk düzleminde geliştiği varsayılarak Üst Kretase birimleri Katrangediği (Senomaniyen) ve Doğankuzu (Senoniyen) isimleri altında üye veya formasyon mertebesinde tanımlanmıştır (Pelen ve diğ. 1976, Pelen 1977, Orhan ve diğ. 1977, Pelen ve Vuran 1978, Karadağ 1987). Wippern (1965) inceleme alanında bu açısız uyumsuzluğun varlığını kabul etmesine rağmen, Akseki boksitlerinin tavan kireçtaşında Turoniyen yaşını veren faunadan bahsetmektedir. Özlü (1979) benzer şekilde, ayrıntılı paleontoloji verilerine dayanarak boksitlerin altında ve üzerinde Senomaniyen çökeliminin devamlılığını vurgulamaktadır. İnceleme alanının güneybatı kesiminde ise Özçelik (1984)'e göre Turoniyen'e karşılık gelen seviyede çökelme boşluğu yoktur.

Yörede Üst Kretase ve daha yaşlı birimleri açılı uyumsuzlukla örttüğü ve birbirleri ile uyumlu olduğu ileri sürülen Paleojen yaşlı birimler Yarpuz (Üst Paleosen – Alt Eosen) ve Ağaçtepesi (Orta – Üst Eosen) formasyonları şeklinde ayrılarak tanımlanmaktadır (Özçelik 1984, Karadağ 1987). Çalışma alanında gözlenen Paleozoyik yaşlı kristalize kireçtaşlarını Monod (1967) Beyşehir (- Hoyran) Napı, Özgül (1997) ise Bolkardağı Birliği olarak adlandırmış ve Geyikdağı birliklerinin üzerine itildiğini belirtmişlerdir. Özgül (1997)'ye göre bindirme Senoniyen ve Lütesiyen hareketleriyle gerçekleşmiş, Geç Senoniyen- Erken Tersiyer aralığında Geyikdağı ve Aladağ birliklerinin arasında ofiyolit, pelajik kireçtaşı ve ıraksak türbiditleri kapsayan Dipsizgöl Ofiyolit karışığı türemiştir. Kısa ömürlü bu havza Lütesiyen'de kapanmıştır. Araştırmacıya göre son aşamada Aladağ ve Bolkardağı birlikleri, sırtlarında Bozkır Birliği olmak üzere güneye doğru hareket ederek Geyikdağı Birliği'ni üstlemiştir. Lütesiyen'de Dipsizgöl havzasının kapanmasına bağlı olarak fliş fasiyesi ile çökelimi sona eren Geyikdağı Birliği kuzeyden itilen Bolkardağı Birliği tarafından yeniden üzerlenmiş ve İlerdiyen sonunda kapanan Dipsizgöl havzasının ofiyolitleri ile birlikte Geyikdağı Birliği'ne ait formasyonların üzerine itilmişlerdir.

3. STRATİGRAFİ

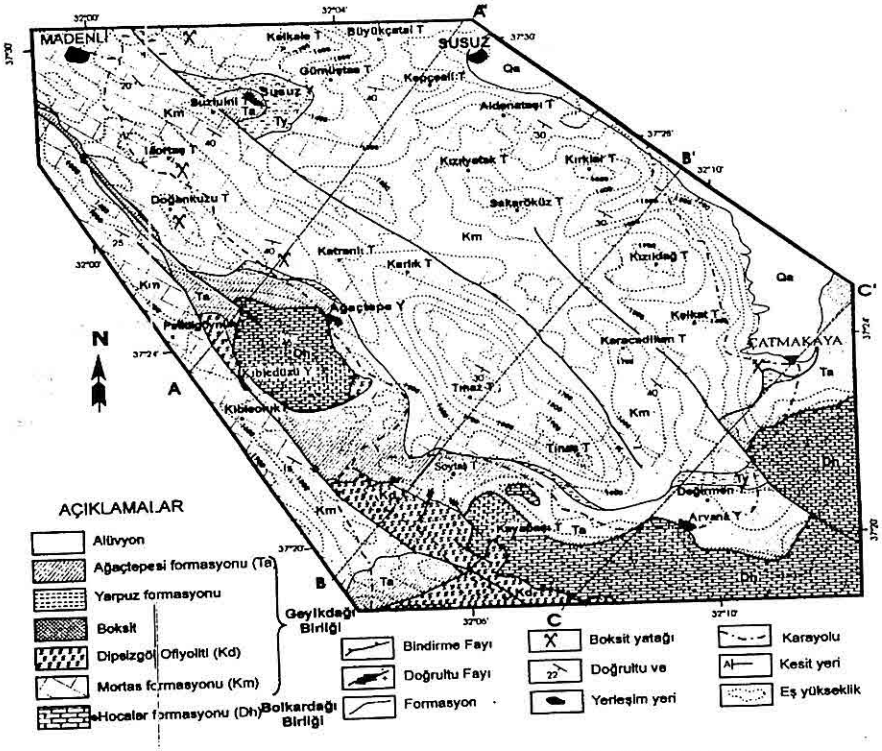
İnceleme alanında, Orta Toroslar'ı meydana getiren ve Özgül (1976) tarafından tanımlanan tektonik birliklerden Geyikdağı ve Bolkardağı birliklerine ait kaya birimleri yüzeylemektedir (Şekil 2 ve 3).

Bolkardağı Birliği'ne göre otokton konumlu olan Geyikdağı Birliği, Seydişehir civarında Kambriyen – Orta Eosen zaman aralığına ait kaya birimlerinden meydana gelmektedir. İnceleme alanında ise bunlardan sadece Üst Kretase yaşlı kireçtaşları ile temsil edilen Mortaş formasyonu, bunun üzerine itilmiş olan Dipsizgöl Ofiyoliti, bu birimleri açılı uyumsuzlukla örten Geç Paleosen – Erken Eosen dönemine ait kireçtaşının oluşturduğu Yarpuz formasyonu ve bununla uyumlu Orta Eosen yaşlı türbiditik fasiyeste gelişmiş sedimanların meydana getirdiği Ağaçtepesi formasyonu bulunmaktadır (Şekil 4). Orta Eosen'den itibaren sıkışmanın etkisi ile güneydeki Bolkardağı Biriliği'ne ait birimler Geyikdağı Birliği'ne ait birimlerin üzerine bindirmiştir. Bu bindirmenin sonucunda, Bolkardağı Birliği'ne ait Devoniyen yaşlı mermer, metakumtaşı ve şistlerden meydana gelen Hocalar formasyonu inceleme alanındaki bütün birimleri üzerlemiştir (Şekil 3 ve 4).

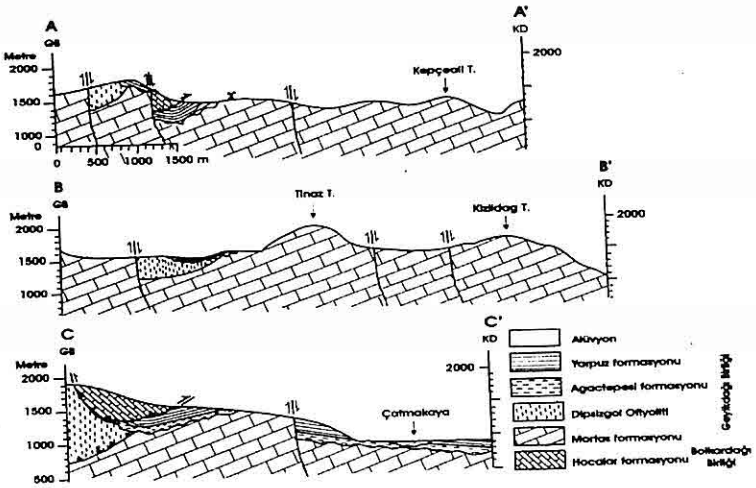
3.1. Mortaş Formasyonu (Km)

Birimin alt seviyelerini gri renkli, ince–orta tabakalı, mikritik kireçtaşı; üst seviyelerini ise gri – koyu gri renkli, orta–kalın tabakalı, bazı kısımları masif görünümlü, en üst kesimleri bol rudistli kireçtaşları oluşturmaktadır. Birim ilk defa Blumenthal (1947) tarafından Üst Kretase komprehansif serisi olarak adlandırılmış, Monod (1967) ise Akseki serisine ait karbonatlar olarak incelemiştir. Karadağ (1987) birimin orta seviyesinde yer alan boksit yataklarının varlığını bir erozyona karşılık geldiğini kabullenerek altta kalan kısmını Katrangediği, üstte kalan kısmını ise Doğankuzu formasyonu olarak tanımlamıştır. Bu çalışmada yöredeki Üst Kretase yaşlı karbonatlı kayaçların sürekli bir çökelimin ürünü olduğu düşünüldüğünden, hepsine birden Mortaş formasyonu adı verilmiştir.

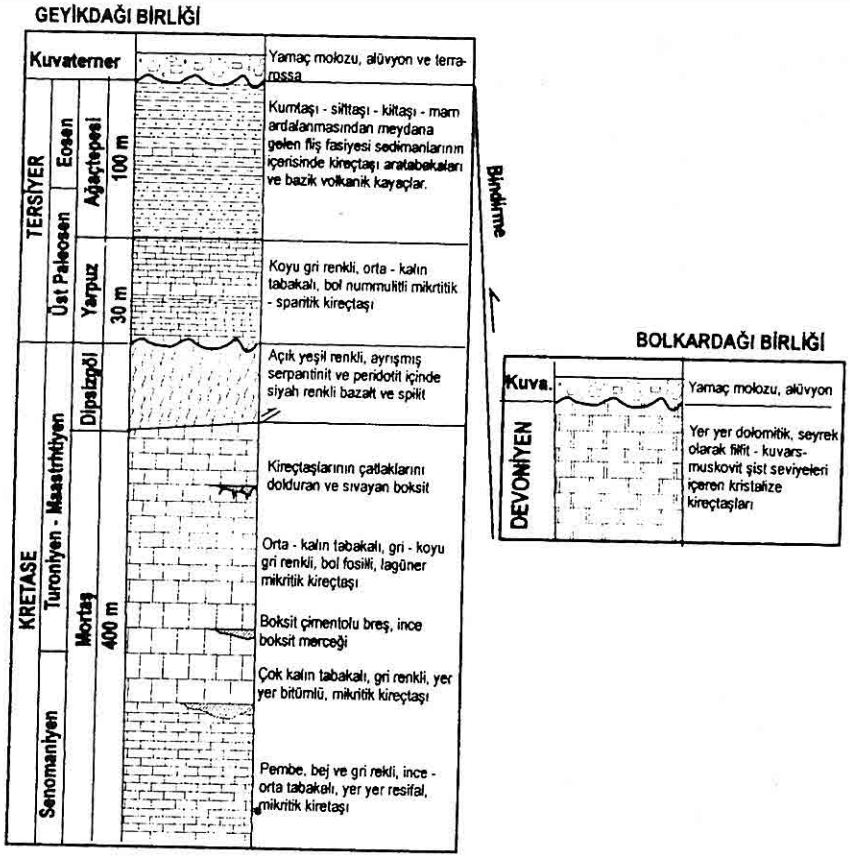
Tamamen kireçtaşından meydana gelen Mortaş formasyonun altta pembe, bej, koyu gri renkli, ince-orta tabakalı (10–20 cm) bir seviye ile başlamakta,. üste doğru daha açık renkli ve daha kalın tabakalı (20–100 cm) kireçtaşına (Lev.1-Res.1) geçmektedir. Alt seviyelerden alınan 16 adet numunenin mikroskobik incelemesi sonucunda kayacın % 90'a kadar (ort. % 60) mikrit, % 30'a kadar (ort. % 10) sparikalsit, % 30'a kadar (ort. % 10) pellet, % 20'ye kadar (ort. % 10) fosil, % 20'ye kadar (ort. % 10) intraklast ve % 5'e kadar (ort. % 1) porozite bileşenlerine sahip olduğu görülmektedir. Buna göre kireçtaşları dismikrit (Lev.1-Res.2), seyrek intramikrit, seyrek biyomikrit (Lev.1-Res.3), biyomikritten istiflenmiş biyopelsparit (Lev. 1 - Res. 4), biyopelintrasparit (Lev.1-Res.5), mikritik çamurun yoğun olduğu kireçtaşından ve istiflenmiş intrapelsparite kadar değişen özelliklere sahiptirler.



Şekil 2. İnceleme alanının jeoloji haritası (Pelen ve diğ. 1976, Pelen 1977, Orhan ve diğ. 1977, Pelen ve Vuran 1978'den değiştirilerek).



Şekil 3. İnceleme alanına ait jeolojik kesitler



Şekil 4. Genelleştirilmiş stratigrafi kesiti

Formasyonun üst seviyeleri çok kalın tabakalı – masif kireçtaşları ile devam etmektedir. Boksit yatak ve zuhurları genellikle bu seviyenin altında (Şekil 5) veya içinde yer almakta, değişik kesimlerinde boksit veya boksitli breşlere rastlanmaktadır. Boksitin olmadığı yerlerde formasyonun bütün tabakalanmaları birbirine uyumlu konum sunmaktadır (Lev.1-Res.6). Boksitli kesimlerde ise hem taban, hem de tavan taşının boksitlerle sınırı girintili – çıkıntılıdır (Lev.1-Res.7). Boksiti örten kısımlarında, boksitlerin yakın kesimlerinde kireçtaşı sarımsı pembe ve açık kahve renk almıştır (Lev.1-Res.7). Genel olarak üst seviyelerdeki kireçtaşı seyrek biyomikrit (Lev.1.Res.8), istiflenmiş biyomikrit (Lev.2-Res.1), pelletli, intraklastlı mikrit özelliğindedir. İstifin en üst kısmına yakın seviyelerinde, çatlakları kılcal boksit damarları ile dolu mikritik kireçtaşı gözlenmektedir (Lev.2-Res.2).

Akseki – Seydişehir yöresi boksit yatak ve zuhurları ile Tınaztepe ve diğer

mağaraların da içinde bulunduğu Mortaş formasyonu, inceleme alanının büyük bölümünde yüzeylemektedir (Şekil 2). Birimin tabanı inceleme alanında gözlenemediğinden kalınlığı hakkında tahmin yapılamamaktadır. Önceki çalışmalar (Karadağ 1987) ve jeolojik kesitlerdeki (Şekil 3) konumuna göre birim en az 300 m kalınlık sunmaktadır. Özçelik (1984) birimin Bozkır civarındaki kalınlığını 735 m olduğunu belirtmektedir.

İnceleme alanının dışında, Mortaş formasyonu Jura yaşlı İçerikışla formasyonunun üzerinde uyumsuz olarak gelmektedir (Monod 1967). Ancak, Özçelik (1984) Bozkır yöresinde Alt Kretase yaşlı kireçtaşlarının varlığından bahsederek, bunların Mortaş formasyonuna ait karbonatlı kayaçlarla uyumlu olduğunu belirtmektedir. İnceleme alanında Mortaş formasyonuna ait kireçtaşının üzerine Dipsizgöl ofiyoliti itilmiş durumdadır. Bindirme muhtemelen Maastrihtiyen'de gerçekleşmiştir ve iki birimi Üst Paleosen – Alt Eosen yaşlı Yarpuz formasyonu açılı uyumsuzlukla örtmektedir (Şekil 4).

Wippern (1965), Monod (1967), Özlü (1979) ve Fakioğlu (1999) tarafından Mortaş formasyonunun alt seviyelerinde elde edilen; Miliolidae, *Pseudolituonella reicheli*, *Cuneolina pavonia*, *Nummoloculina heimi* Bonet, *Chrysalide gradata* d'Orbigny, *Pseudort hapydionnia dubia*, *Nezzazata simplex* Omara, *Nezzazata* sp., *Chrysalidina* sp., Valvulinidae, mercan, alg, ostracoda fosil topluluğu, üst seviyelerinden elde edilen: Opthalmidae, *Microcodium* sp., Textularides, *Dicyclina* sp., *Tetraminouxia* sp., *Minouxia conica*, *Minouxia lobota*, *Pseudolituonella anariae*, *Murciella cuvilieri*, *Acordiella conica*, *Aeolisaccus kotori*, *Moncharmontia apeninnica*, Gavellinidae, *Cuneolina* sp., fosil topluluğuna göre birimin yaşı Üst Kretase (Senomaniyen – Maastrihtiyen) olarak belirlenmiştir. Alttaki boksit seviyesinin hem altında hem de üstünde Senomaniyen yaşı veren fosiller bulunmakta, iki boksit seviyesinin arasında Turoniyen fosilleri elde edilmekte, daha üst seviyelerde ise Senoniyen, özellikle Kampaniyen ve Maastrihtiyen yaşı verecek fosil topluluğuna rastlanmıştır (Özlü 1979).

Formasyonun fosil içeriği ve petrografik özellikleri birimin nispeten duraylı ve düşük enerjili bir karbonat şelfi ortamında çökeldiğine işaret etmektedir. Mortaş formasyonu, inceleme alanının güneybatısından Bozkır'a kadar geniş alan kaplayan Çobankara kireçtaşı (Özçelik 1984) ile deneştirilebilir özelliktedir.

3.2. Dipsizgöl Ofiyoliti

İnceleme alanında başlıca serpantinit, peridotit ve diyabazlarla temsil edilmektedir. Özgül (1997) birimin güneydoğudaki devamı olan Dipsiz Göl kesiminde, ofiyolitik kayaçların içerisinde kireçtaşı bloklarının bulunduğunu belirterek birime Dipsizgöl Ofiyolitli Karışığı adını vermiştir. Ancak inceleme alanında yayılımı az olduğu ve bloklar ayırt edilemediği için "karışık" terimi kullanılmamıştır.

Birim esas olarak serpantinit, peridotit,

LEVHA 1

1- Mortaş işletmesinin güneydoğu bitişiğinde, Mortaş formasyonunun alt seviyelerine ait ince - orta tabakalı kireçtaşı.

2- Mortaş formasyonunun alt seviyelerinde dismikrit özelliğinde kireçtaşı.

3- Mortaş formasyonunun alt seviyelerinde seyrek biyomikrit özelliği sunan kireçtaşı.

4 - Mortaş formasyonunun alt seviyelerinde istiflenmiş biyopelsparit özelliği sunan kireçtaşı.

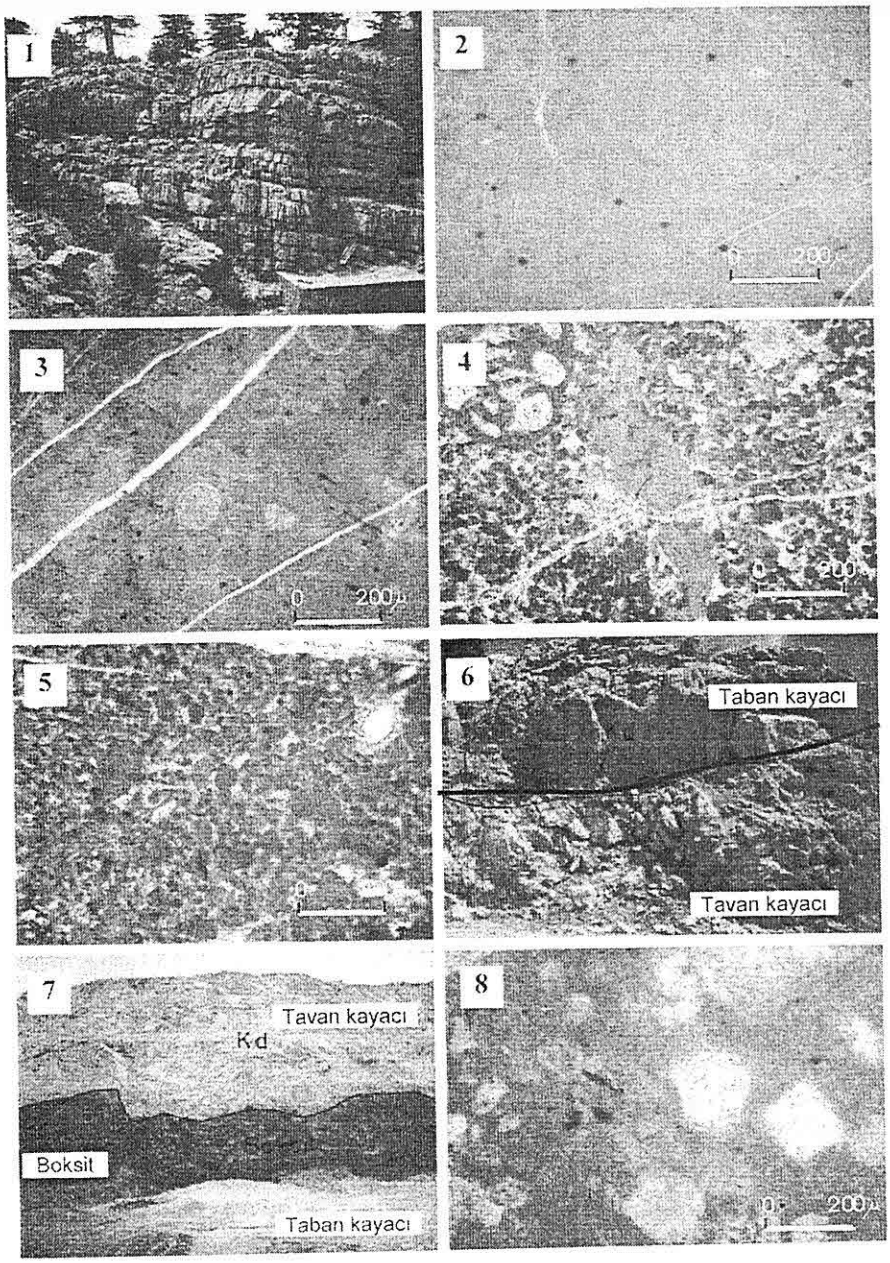
5 - Mortaş formasyonunun alt seviyelerinde istiflenmiş biyopelintrasparit özelliği sunan kireçtaşı.

6 - Mortaş boksit yatağının kenarında taban ve tavan kayacının uyumlu ilişkisi.

7 - Mortaş yatağında boksitin taban ve tavan kayaçları ile girintili-çıkıntılı sınır ilişkisi.

8- Mortaş formasyonunun üst seviyesine ait seyrek biyomikrit özelliğinde kireçtaşı.

LEVHA 1


1
2
0 200µ
3
0 200µ
4
0 200µ
5
6
Taban kayacı
Tavan kayacı
7
Tavan kayacı
Kd
Boksit
Taban kayacı
8
0 200µ

piroksenit, harzburgit, radyolarit, dunit ve diyabazdan meydana gelmektedir. Seydişehir – Akseki karayolunun Tınaz Tepe civarındaki Bozkır yol ayrımı kesiminde bu kayaçların hemen tamamı, geniş bir mostrasında takip edilebilmektedir. Peridotit yeşil, kahvemsi siyah renklidir ve hemen her zaman serpantinleşmişlerdir. Genellikle olivin ve ortopiroksenden meydana gelmektedir. Diyabaz dayk şeklinde diğer kayaçları kesmektedir. Diyabazın taze yüzeyleri koyu yeşil – siyah renkli, ayrışma yüzeyleri kahverengidir. Plajiyoklas, klinopiroksen ve hornblend fenokristallerinin arası serpantin ve demir oksitlerle doldurulmuştur. Serpantinleşmenin yaygın olduğu kısımlarda birim koyu yeşil – zeytin yeşili renk almıştır. İri ortopiroksenler gözle görülebilmektedir.

Özgül (1997) tarafından Dipsiz Göl'ün doğusunda ofiyolitlerin içindeki kırıntılarla ilksel ilişki sunan kırmızı kül renkli mikritik kireçtaşı bloklarından ve bazik lavların arasındaki mikritik kireçtaşlarından elde edilen; *Heterohelix* sp., *Pithonella* sp., *Calcisphaerula* sp., *Textularia* sp. fosillerine göre birimin oluşumu Geç Kretase olarak yaşlandırılmış, ancak tektonik konumuna göre yerleşme yaşı Orta Eosen olarak yorumlanmıştır. Monod (1967) tarafından inceleme alanındaki ofiyolit Bozkır Birliği'nin karşılığı olan Beyşehir – Hoyran naplarının kapsamına sokulmuş ve Tetis Okyanusu'na ait kabuğun itilmiş parçaları olarak değerlendirilmiştir. Birimin kuzeyde, Beyşehir yöresindeki devamı için Ayhan ve diğ. (1996) ve Tan (2004) Geç Kretase yerleşim yaşı önermişlerdir.

Dipsizgöl Ofiyoliti inceleme alanında Mortaş formasyonunun üzerine itildiği ve içerisinde ofiyolit blok ve çakıllarının da yaygın olduğu Tersiyer yaşlı birimler tarafından örtüldüğü (Lev.2 - Res.3 ve Res.4) açık bir şekilde gözlenmektedir. Orta Toroslar'da benzer özellikler gösteren Bolkardağı'nın (Ulukışla Niğde) kuzeyindeki Alihoca (Demirtaşlı ve diğ. 1973, Temur 1991), Aladağlarda Başyayla (Ayhan 1983), Ayrancı (Karaman) kesiminde Karamanoğlu (Pampal 1987) ofiyolitlerinin yerleşim yaşı olarak Kampaniyen sonrası - Maastrihtiyen önerilmesi de buna örnek olarak verilebilir. Bütün bu veriler inceleme alanındaki ofiyolitin de Geç Kretase'de yerleşmiş olabileceğini göstermektedir.

3.3. Yarpuz Formasyonu

Gri – açık gri renkli, ince – kalın tabakalı biyomikrit ve biyosparit özelliğinde kireçtaşından oluşan birim Karadağ (1987) tarafından adlandırılmıştır.

Formasyonu oluşturan kireçtaşı ince – orta kalınlıkta tabakalıdır ve dağılgan özelliktedir. Bol miktarda bentik foraminifer içermektedir (Özgül, 1997). Özçelik (1984)'e göre tabanındaki breşik mikrit ve sparitler ayırtman özelliğidir. Karadağ (1987) tarafından üst seviyelerinde küçük cepler ve sıvamalar şeklinde boksit oluşumları içerdiği belirtilmektedir.

İnceleme alanında Arvana Yaylası'nın

kuzeyinde, Katranlı Tepe'nin batısında ve Susuz Yayla civarında (Şekil 2) sınırlı alanlarda yayılım göstermektedir. Yarpuz formasyonunun kalınlığını Karadağ (1987) 40 – 80 m, Özçelik (1984) ise 269 m olarak vermektedir. Jeolojik kesitlerde (Şekil 3) 80 - 100 m kalınlık elde edilmektedir. Birim, Geyikdağı Birliği'ne ait ve kendisinden yaşlı bütün birimleri, inceleme alanında ise Üst Kretase yaşlı Mortaş formasyonunu ve Dipsizgöl ofiyolitini açılı uyumsuzlukla örtmektedir. Üzerine ise uyumlu olarak Ağaçtepesi formasyonuna ait türbiditik fasiyes sedimanları gelmektedir. İnceleme alanında, Yarpuz formasyonun devamlılığı az olup, birçok yerde Mortaş formasyonunun üzerine doğrudan Ağaçtepesi formasyonuna ait birimler gelmektedir. Bu durum, yeni açılmaya başlayan ve tektonik bakımdan oldukça aktif olan havza tabanının bazı kısımlarında karbonatların çökeldiğini göstermektedir. Önceki çalışmalarda (Atabey 1976, Özlü 1978, Karadağ 1987, Özgül 1997) elde edilen; Miliolidae, *Globorotalia* cf. *Aragonensis*, *Discorbis* sp., *Kathina* sp., *Textularia* sp., *Nummulites* sp., *Alveolina* sp., *Rotalia* sp., *Triloculina* sp., *Ranikothalina* sp., *Periloculina* sp., fosil topluluğuna göre birimin yaşı Üst Paleosen – Alt Eosen olarak çıkmaktadır.

Formasyonu meydana getiren kireçtaşlarında özellikle algli biyolitit, biyomikrit, miliolid ve alveolinlerin yaygın olması birimin sığ denizel bir ortamda çökeldiğini göstermektedir.

Bozkır - Hadim civarındaki yüzeylemeleri ile Özgül (1997) tarafından tanımlanan Çobanağacı formasyonunun en alt seviyesi olan Yoncalıktepe Üyesi'ne karşılık gelmektedir. Formasyon inceleme alanının bir kısmını içine alan ve Bozkır'a kadar uzanan kesimdeki Deliktaş kireçtaşı (Özçelik, 1984), Sultandağları'ndaki Celeptaş formasyonunun Kireçtaşı üyesi ile (Demirkol 1977), Hoyran Gölü'nün kuzeyindeki Yukarıtırtarlar formasyonunun kireçtaşlarıyla (Koçyiğit 1980) deneştirilebilir özelliktedir.

3.4. Ağaçtepesi Formasyonu

Konglomera, kumtaşı, silttaşı, marn, çamurtaşı ardalanması ve bunun içerisindeki ince kireçtaşı seviyeleri ile temsil edilmektedir. Formasyonun adı Karadağ (1987)'den alınmıştır.

Devamlılıkları az olan konglomera seviyeleri en fazla birkaç metre kalınlık göstermektedir. Daha çok serpantinit, radyolarit ve kireçtaşı parçalarından meydana gelen çakıl boyutunda, az yuvarlaklanmış, kötü boylanmış, olgun olmayan tanelerden oluşmaktadır (Lev.2-Res.5 ve Lev.2-Res.6). Taneler silt - kum boyu malzeme ile tutturulmuştur. Bunları örten kumtaşları sarımsı gri, açık kahve, yeşil ve yer yer mavimsi gri renklidir. 10 - 40 cm kalınlığında düzgün tabakalanma sunmaktadır. Taneleri çokluk sırasına göre kuvars (% 70), kalsit, radyolarit ve volkanik kayaç parçaları, opak mineraller, mika, hornblend ve serpantin oluşturmaktadır. Killi-karbonatlı bir hamurla tutturulmuştur. Kumtaşlarında iyi boylanmalı, iyi yuvarlaklanmış taneli ve derecelenme gösteren birimlerin yanında

LEVHA 2

1- Mortaş formasyonunun üst seviyede alizarin-red ile boyanmış seyrek biyomikrit özelliğinde kireçtaşı.

2- Çatlakları boksitle doldurulmuş mikritik kireçtaşı.

3- Dipsizgöl Ofiyoliti'nin (Kd) üzerinde örtü şeklinde bulunan Eosen yaşlı Ağaçtepesi formasyonuna (Ta) ait çamurtaşı (Km – Mortaş formasyonu) (Soytaş Tepe batısı).

4- Dipsizgöl Ofiyoliti (Kd) ile Ağaçtepesi formasyonuna (Ta) ait çamurtaşını sınırlayan eğim atımlı normal fay (Kayabaşı Tepe kuzeybatısı).

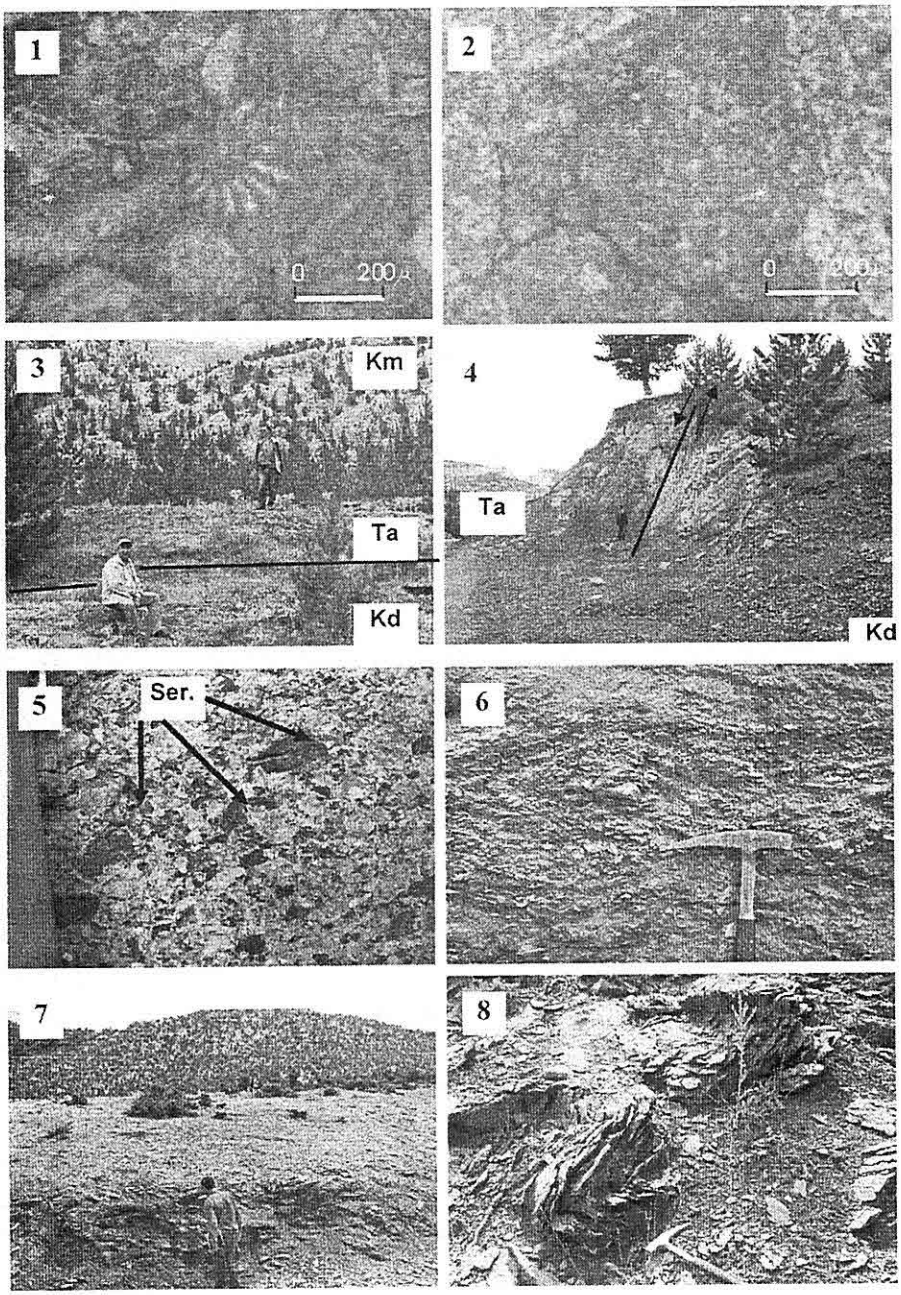
5-Ağaçtepesi formasyonuna ait konglomeraların içerisinde koyu yeşil – siyah renkli serpantin (Ser) taneleri (Ağaç Tepesi'nin güney yamacı).

6-Ağaçtepesi formasyonuna ait konglomeranın içerisinde, büyük ölçüde serpantin tanelerinden oluşan seviye (Çatmakaya'nın güneybatısı).

7- Ağaçtepesi formasyonuna ait kahvemsi yeşil renkli şeyl (Arvana Yaylası).

8- Devoniyen yaşlı hocalar formasyonuna ait şist (Arvana Yaylası batısı)

LEVHA 2



kötü boylanmış köşeli tanelerin yaygın olduğu kesimler de bulunmaktadır (Özçelik 1984).

Silttaşı ve kiltaşları açık yeşil, gri, kahve renkli, ince - orta (20 cm'den az) tabakalı ve laminalıdır (Lev.2-Res.7). Yer yer karbonat miktarının artmasıyla killi kireçtaşı ve marn özelliği gösterir. Şeylin üzerinde ve bir çok yerde yanal geçişli olarak konglomera seviyesi bulunmaktadır. Tane boyu 1 m'ye ulaşan karbonatlı kayaç, ofiyolit ve radyolarit blok ve çakıllarından oluşan konglomera kum, silt ve kil boyu malzeme ve karbonatlı bir çimento ile tutturulmuştur. Özgül (1997)'ye göre konglomeralar daha çok moloz akmaları şeklinde gelişmiş olup, olistolitler içermektedir. Boyları birkaç santimetre ile 40 – 50 cm arasında değişen çakıllar daha çok Geyikdağı Birliği'ne ait Paleozoyik ve Mesozoyik yaşlı kayaçlardan türemiştir. Yer yer serpantinit paçalları da bulunmaktadır. İnceleme alanının doğu kesimindeki devamı olan Bozkır ve Hadim arasında aynı birimin içinde konglomeralarla birlikte boyları birkaç yüz metreyi bulan büyük kireçtaşı olistolitleri bulunmaktadır (Özgül 1997).

Ağaçtepesi formasyonu inceleme alanının doğusunda, Çatmakaya Köyü civarından başlayıp Arvana Yaylası, Tınaz Tepe batısı, Kıbledüzü Yaylası'ndan geçerek Madenli Köyü'nün güneyine kadar bir şerit halinde uzanmaktadır. Karadağ (1987)'a göre formasyonun inceleme alanındaki kalınlığı 100 m, Özgül (1997)'e göre aynı birimlerin Bozkır civarındaki devamında kalınlık 300 m'dir. Jeolojik kesitlerde de (Şekil 3) en az 100 m kalınlık belirlenmektedir. İnceleme alanında birim Üst Paleosen – Alt Eosen yaşlı Yarpuz formasyonunun üzerine uyumlu olarak gelmektedir. Beyşehir civarında da benzer şekilde, aynı yaşlı ve hemen hemen aynı litolojiden oluşan Büyükköprü formasyonu Üst Kretase yaşlı ofiyolitleri uyumsuz olarak örtmektedir (Tan 2004). Karadağ (1987), Erkan (1995), Özgül (1997) tarafından verilen; *Globorotalia* sp., *Globorotalia* cf. *gracilis*, *Globigerina* sp., Miliolidae, *Gypsina* sp., *Nummulites* sp., fosil topluluğuna göre birimin yaşı Orta Eosen (Lütesiyen) olarak belirlenmiştir.

Özgül (1997)'e göre birimlerin oluşum ortamı şelf türü karbonat fasiyesinden başlayarak naplaşmayla yaşıt olarak fliş fasiyesi ile devam etmiştir. Blok faylanmalarından dolayı çökelim sırasında deniz tabanı çok hareketli ve düzensizdir.

Ağaçtepesi formasyonu yaş, oluşum ortamı ve litolojik özelliklerine göre Bozkır civarında tanımlanan Soytaş formasyonu (Özçelik (1984), Akseki yöresindeki Zilan ve İbradi flişleri (Blumanthal, 1949), Eğirdir gölü civarındaki Hoyran Grubu'nun Dereköy formasyonu (Koçyiğit 1980) ile deneştirilebilir özelliktedir.

3.5. Hocalar Formasyonu

İnceleme alanında en yaygın litolojisi mermerdir. Yer yer dolomitleşmiş kısımlar ve metakumtaşı, şist ve fillit içermekte ve bu birimler yanal-düşey geçişlerle düzensiz bir görünüm sergilemektedir. Formasyonun ismi Özgül (1997)'den

alınmıştır. Araştırmacıya göre formasyonun tip kesit yeri olan Hadim'in kuzeybatı bitişiğindeki Hocalar Mahallesi'nde de düzenli bir istiflenme gözlenmemekte, kayrak taşı, fillit ve kuvarsitle düzensiz şekilde ardalanmaktadır.

Formasyonun en alt seviyesinde sarı-pembe renkli, ince tabakalı kireçtaşı bulunmaktadır. Çok yaygın olarak bentonik foraminifer içermektedir (Özgül 1997). Bunun üzerinde değişik oranlarda karışmış halde bulunan metakumtaşı, şist ardalanması yer almaktadır (Lev.2-Res.8). Kireçtaşı sarımsı pembe – beyaz – gri renkli ve orta – kalın tabakalıdır. Dolomitik kısımlar daha koyu renklidir. Gri, sarımsı yeşil renkli şistler muskovitşist – kalkşist bileşiminde, ince tabakalı ve laminalıdırlar. Yer yer beyaz renkli kuvarsit bantları ve yaygın mercan içermektedirler.

Orta Toroslar'ı meydana getiren temel jeolojik birliklerden Bolkardağı Birliği'ne ait olan ve birliğin en yaşlı birimi olan Hocalar formasyonu inceleme alanında Ağaçtepesi formasyonu ve Dipsizgöl Ofiyoliti'ne ait kayaçların üzerine itilmiş bloklar şeklinde durmaktadır. Özgül (1987) tarafından birimden elde edilen; *Favosites* sp., *Thamnopora* sp., *Hexagonaria* sp., *Disphyllum* sp., *Alveolites* sp., *Spirifer* sp., *Crytospirifer* sp., fosil topluluğuna göre yaşı Devoniyen'dir.

Özçelik (1984) birimin fosil içeriğini dikkate alarak neritik bir ortamdan bahsetmektedir. Özgül (1987)'e göre birim dalga tabanı altında düşük enerjili, terrijen malzeme geliminin bol olduğu ve üzerinde yama resiflerinin geliştiği şelf ortamında çökelmiştir.

Hocalar formasyonu Bozkır yöresinde tanımlanan Orta – Üst Devoniyen yaşlı İsalı formasyonu (Özçelik 1984) ve Gündoğmuş yöresinde tanımlanan Devoniyen – Karbonifer yaşlı Güneykaya formasyonu (Martin 1969) ile deneştirilebilir özelliktedir.

4. JEOLOJİK GELİŞİM

İnceleme alanı ve yakın çevresinde Orta Toroslar'ı meydana getiren ana tektonik naplardan Geyikdağı ve Bolkardağı birliklerine ait kayaç toplulukları yüzeylemektedir (Özgül 1976, 1997). Diğerine göre otokton konumlu olan Geyikdağı Birliği, inceleme alanının kuzeyinde, Seydişehir civarında Kambriyen ile başlayan ve inceleme alanındaki Üst Kretase yaşlı Mortaş formasyonuna kadar aralıklarla devam eden kalın bir istif olarak ortaya çıkmaktadır. Mortaş formasyonuna ait karbonatlı kayaçların fosil içeriği ve petrografik özellikleri, bunların nisbeten duraylı ve düşük enerjili bir karbonat şelfi ortamında oluştuğuna işaret etmektedir. Geç Kretase boyunca devam eden bu karbonat platformu Maastrihtiyen'de gerçekleşen KD-GB yönlü sıkışma kuvvetlerinin etkisi ile parçalanmış ve daha güneyde bulunan aynı okyanusa ait kabuk bu birimlerin üzerine itilmiştir. Bu sıkışmanın sonucunda karasallaşan yörede Erken Paleosen döneminde yoğun kimyasal ayrışmanın etkisiyle boksitler oluşmuştur. Geç Paleosen'de gelişen yeni

bir havzanın terrijen malzemenin ulaşamadığı kesimlerinde karbonat çökelimi gerçekleşerek Yarpuz formasyonuna ait birimler çökelmiştir. Sığ denizel ortamda gerçekleşen çökelim Erken Eosen'de de devam etmiş, Orta Eosen'de ise blok faylanmaların etkisiyle düzensiz ve yoğun hareketlerin olduğu havzada türbidit fasiyesinde Ağaçtepesi formasyonuna ait birimler depolanmıştır. Bu sırada havzanın kenarında bulunan karbonatlı kayaç ve ofiyolit blokları havzaya taşınmıştır.

Geç Eosen'de yine KB-GD yönlü sıkışma kuvvetleri yörenin yeniden karasallaşmasına yol açmıştır. Havza kapanırken aynı sıkışmanın etkisiyle Devoniyen yaşlı mermer, metakarbonat ve şistler Geyikdağı Birliği'ne ait birimlerin üzerine bindirmiştir.

Akay ve Uysal (1988)'e göre Orta Toroslar Eosen'den sonra dört farklı sıkışma sisteminin etkisinde kalmıştır. Geç Eosen – Oligosen döneminde gelişmiş sıkışmalar bağlı olarak Beyşehir Fayı ortaya çıkmıştır. İnceleme alanında da Eosen sonrasında, Beyşehir fayına paralel ve aynı özellikleri taşıyan çok sayıda doğrultu atımlı yırtılma fayları gelişmiştir. Bunların aktiviteleri çok genç devirlere kadar sürmüştür.

Oligosenden itibaren karasallaşan inceleme alanı ve çevresinde, bindirmelerin sağladığı yüksek rakım, aşınma ve taşınma işlevlerinin ortaya çıkardığı engebeli topografya ve uygun iklim şartlarının sonucunda yoğun bir karstlaşma dönemi başlamıştır. Halen devam eden bu karstlaşmanın sonucunda irili ufaklı çok sayıda mağara, dolin, düden, karen ve lapya yapıları oluşmuştur.

5. SONUÇLAR

Bu çalışma ile yöredeki birimleri stratigrafik dizilimi ve boksitlerin bu dizilimdeki konumu ile ilgili olarak aşağıdaki üç yenilik önerilmektedir.

1 – Geç Kretase'ye ait karbonatlı kayaçlar aynı havzada kesintisiz olarak devam eden bir çökelmenin ürünü olup, Senomaniyen yaşlı birimlerle Senoniyen yaşlı üst kesim arasında çökelme boşluğu ve uyumsuzluk bulunmamaktadır.

2 – Yöredeki ofiyolitler Orta Eosen yaşlı Yarpuz formasyonuna ait birimlerin üzerine değil, Üst Kretase yaşlı Mortaş formasyonuna ait karbonatlı kayaçların üzerine itilmiş durumdadır. Dolayısıyla Dipsizgöl Ofiyoliti'nin yerleşim yaşı Geç Maastrihtiyen olmalıdır. Tersiyer yaşlı birimler ofiyolitleri uyumsuz olarak örtmektedir. Ofiyolitler bu konumuyla Tersiyer yaşlı birimlere blok, çakıl ve kum boyutunda malzeme sağlamıştır.

3 – İnceleme alanındaki paleokarstlaşmalara bağlı dolin, lapya ve intrakarstik boşluklarda dolgu halinde bulunan boksitler, kendisinden daha yaşlı Mostaş formasyonuna ait karbonatlı kayaçların değişik seviyelerinin içinde ve üzerinde bulunmaktadır. Dolaysıyla, boksitler önceki çalışmalarda belirtildiği gibi, Senomaniyen – Senoniyen arasında bulunan karasal evre ve karstlaşma ile ilgili değil, Paleosen'de gerçekleşen karasal dönemde türemişlerdir. Stratigrafik olarak Erken Paleosen'e aittirler.

6. KATKI BELİRTME

Bu makale, Selçuk Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projeleri Koordinatörlüğü (BAP) tarafından desteklenen 2002 / 114 numaralı proje bulguları çerçevesinde hazırlanmıştır.

7. KAYNAKLAR

Akay, E. ve Uysal, Ş., 1988, Orta Toroslar'da post-Eosen tektoniği; Maden Tetkik ve Arama Derg., 108, 57-68.

Arni, P., 1941, Türkiye'de halen malum boksit yatakları; Maden Tetkik ve Arama Enst. Mecmuası, 14, 115-129.

Atabey, E., 1976, Mortaş boksit yatağının mineralojisi, kimyası ve kökeni; Türkiye Jeol. Kur. Bült., 19, 9-14.

Ayhan, A., 1983, Aladağ (Yahyalı - Çamardı) yöresi karbonatlı çinko-kurşun yatakları; Türkiye Jeol. Kur. Bült., 26, 2, 107-116

Ayhan, A., Güzel, A., Küçüködük, M., Durak, Y., Obalı, O ve Tutucu, T., 1996, Beyşehir Gölü'nün su kaynaklarının korunması, kimyasal ve bakteriyolojik kirliliğinin araştırılması; TÜBİTAK Projesi, Proje No, CEV-YTTH, 02734, 93 s

Baysal, O. ve Engin, A. N., 1976, Değirmenlik – Kızıltaş boksit yatağı; Yerbilimleri Derg., Hacettepe Üniv. Yay. Org., 2, 2, 140-160.

Blumenthal, M. M., 1947, Seydişehir – Beyşehir hinterlandında Toros Dağları'nın jeolojisi; Maden Tetkik ve Arama Enst. Yayl., Seri D, No 2, 242 s.

Blumenthal, M. M., 1949, Batı Toroslar'da örtü lombaları; Türkiye Jeol. Kur. Bült., 2, 1, 30-40

Blumenthal, M. M. ve Göksu, E., 1949, Akseki civarındaki dağlarda boksit zuhuratı, bunların jeolojik durumu ve jenezleri hakkında izahat; Maden Tetkik ve Arama Enst. Yayl., Seri B, No 14, 59 s.

Demirkol, C., 1977, Yalvaç – Akşehir dolayının jeolojisi; Selçuk Üniv. Fen Fak. Doçentlik Tezi, 127 s

Demirtaşlı, E., Bilgin, A. Z., Erenler, F., Işıklar, S., Sanlı, D. Y., Selim, M. ve Turhan, N., 1973, Bolkardağları'nın jeolojisi; Maden Tetkik ve Arama Enst. Derg., 12, 42-67

Erdoğan, S. ve Ekmekçi, M., 1997, Seydişehir yöresinde billenkaren oluşumlarına etki eden faktörler; Selçuk Üniv., Müh. – Mim. Fak., 20 Yıl Jeol. Semp., Bildiriler (Ed. S. Temur), 525-536

Erkan, A. N., 1995, Seydişehir – Akseki yöresi boksitlerinin mineralojik – kimyasal özelliklerinin incelenmesi; Selçuk Üniv. Fen. Bil. Enst. Yüksek Lisans Tezi, 88 s

Fakioğlu, Ö., 1999, Doğankuzu – Mortaş (Seydişehir) boksit yatakları yankayaçlarının fasiyes incelemesi; Selçuk Üniv. Fen bil. Enst. Yüksek Lisans Tezi, 61 s

Göksu, E., 1953, Akseki (Antalya) boksit yataklarının jeolojisi, jenez ve maden bakımından etüdü ve diğer Türkiye ve Avrupa boksitleriyle mukayesesi; Türkiye Jeol. Kur. Bült., 4, 79-139

Güldalı, N., 1976, Akseki polyesi, Toroslar'ın karstik bölgelerindeki dağarası ovaların oluşu ve gelişimi; Türkiye Jeol. Kur. Bült., 19, 143-148

Güldalı, N., 1978, Toros paleokarstı ve Seydişehir – Akseki boksit yatakları; Jeomorfoloji Derg., 8, 7, 1-23

Güldalı, N., 1981, Suğla Ovası'nın karst hidrojeolojisi ve Suğla Gölü sorunu; Jeomorfoloji derg., 10, 4, 33-59.

Güldalı, N., 1982, Tınaztepe mağara sisteminin (Seydişehir) ve yakın çevresinin karstik gelişimi; Türkiye Jeol. Kurultayı, Türkiye Jeol. Kur., Bildiri Özleri, 116.

Güldalı, N., 1984, Seydişehir ve Akseki havalisindeki boksit yataklarının Toroslar'ın paleokarstlaşmaları ile ilişkileri; Maden Tetkik ve Arama Derg., 102, 1 – 18

Karadağ, M. M., 1987, Seydişehir bölgesi boksitlerinin jeolojik, petrografik ve jenetik incelemesi; Selçuk Üniv. Fen Bil. Enst. Doktora Tezi, 265 s

Karadağ, M. M., Temur, S., Arık, F. ve Öztürk, A., 2002, Çatmakaya (Seydişehir – Konya) boksit yatağının jeolojik ve jeokimyasal incelemesi; Selçuk Üniv. Bil. Araş. Proj. Koord., Proje No 2000/076, 139 s.

Karadağ, M. M., Temur, S., Arık, F. ve Öztürk, A., 2003, Çatmakaya (Seydişehir – Konya) boksit yatağının jeolojik ve petrografik özellikleri; Yerbilimleri, Hacettepe Üniv. Yay. Org., 28, 109-122

Koçyiğit, A., 1980, Hoyran Gölü yöresinin (Afyon – Isparta) stratigrafik ve tektonik özellikleri; Ankara Üniv. Fen Fak. Doçentlik Tezi, 194 s.

Kovenko, V., 1946, Akseki havalisi boksit yatakları hakkında rapor; Maden Tetkik ve Arama Enst. Rap., No 1693, 9 s.

Martin, C., 1969, Akseki kuzeyindeki bir kısım Toroslar'ın stratigrafik ve tektonik incelemesi; Maden Tetkik ve Arama Enst. Derg., 72, 158-176

Monod, O., 1967, Batı Toros kalkerlerinin temelindeki Seydişehir şistlerinde bulunan Ordovisiyen bir fauna; Maden Tetkik ve Arama Enst. Derg., 69, 76-87

Orhon, S., Altan, N. ve Vuran, A., 1977, Çatmakaya boksit yatağı arama raporu; Etibank, Rap. No ARE-048, 25 s

Özçelik, O., 1984, Toroslar'da Bozkır yöresinin jeolojisi, tektonik evrimi ve petrol olanakları; Selçuk Üniv. Fen Bil. Enst. Doktora Tezi, 221 s.

Özgül, N., 1971, Orta Toroslar'ın kuzey kesiminin yapısal gelişiminde blok hareketlerinin önemi; Türkiye Jeol. Kur. Bült., 14, 1, 85-101

Özgül, N., 1976, Toroslar'ın bazı temel jeoloji özellikleri; Türkiye Jeol Kur. Bült., 19, 65-78

Özgül, N., 1997, Bozkır – Hadım – Taşkent (Orta Toroslar'ın kuzey kesimi) dolayında yer alan tektono-stratigrafik birliklerin stratigrafisi; Maden Tetkik Arama Derg., 119, 113 – 174

Özlü, N., 1978, Etude geologique, mineralogique et geochimique des bauxites de la region d'Akseki – Seydişehir (Taurus occidental – Turquie; Ph. D. Thesis, Pierre et Marie Curie Univ., 455 p.

Özlü, N., 1979, Akseki – Seydişehir boksitlerinin yaşı üzerine; Etibank, 1. Bilimsel ve Teknik Kongre, 9-24

Pampal, S., 1987, Ayrancı havzasında metmorfik Bolkar grubu ve Tersiyer oluşukları; Gazi Üniv. Müh. Mim. Fak. Derg. 2, 2, 99-115

Pelen, A., 1977, Doğankuzu boksit yatağı arama raporu; Etibank, Rap. No ARE-049, 21 s

Pelen, A. ve Vuran, A., 1978, Mortaş boksit yatağı arama raporu; Etibank, Rap. No ARE-047, 18 s

Pelen, A., Altan, N. ve Vuran, A., 1976, Kızıltaş boksit yatağı arama raporu; Etibank, Rap. No ARE-046, 24 s

Tan, S., 2004, Beyşehir Gölü ve havzasının doğusu ve güneyinin hidrojeoloji incelemesi; Selçuk Üniv. Fen Bil. Enst., Yüksel Lisans Tezi, 83 s.

Temur, S., 1991, Bolkardağı (Ulukışla - Niğde) yöresi çinko - kurşun yataklarının jenetik özellikleri; Çukurova Üniv. Müh.-Mim. Fak. Jeol. Müh. Böl. Ahmet Acar Jeoloji Semp., Bildiriler, 191 – 198.

Wippern, J., 1962, Toros boksitleri ve bunların tektonik durumu; Maden Tetkik ve Arama Enst. Derg., 58, 47-70

Wippern, J., 1965, Boksit teşekkülünün başlangıç kayaçları; Maden Tetkik ve Arama Derg., 64, 37-41

YERBİLİMLERİ HAZİRAN 2005 SAYI 46 ISSN 1019-1003
GEOSOUND JUNE NO

OTOYOLLAR İÇİN JEOLOJİK – JEOTEKNİK VERİ TABANININ OLUŞTURULMASI

Yasemin LEVENTELİ
Akdeniz Ü., Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Antalya/Türkiye
İlyas YILMAZER
Yüzüncü Yıl Üniv., Jeoloji Müh. Böümü, Van/Türkiye

ÖZET: *Otoyol, demiryolu, boru hatları ve su kanalları gibi çizgisel mühendislik yapıları projelerinde geçkinin (alignment) doğru belirlenmesi;*

**maliyet*
**zaman*
**çevre (ÇED)*
**emniyet-güvenlik (safety-security)*

etkenleri açısından projeye en az % 60 üstünlük sağlar. Bir geçkinin;

-güneyyakaya yerleştirilmesi (buzlanma ve çözünmenin azaltılması, günışığından daha uzun süre yararlanılması),
-düşük kotlardan geçilmesi (eğim),
-orman, tarım ve yerleşim alanları yerine çıplak sahalardan geçirilmesi,
-duraysız ve gizilgüç (potantiel) alanlardan uzak durulması,
-yapı doğal gereç alanlarından geçilmesi,
-özellikle güncel tektonik zonlardan uzak durulması
-büyük yerleşim merkezlerine yakın geçilmesi,
-içme suyu barajları üzerinden (kanser yapan ve geri dönüşümsüz olefin-parafin türevi bileşenler üreten) trafik kirliliğini suya vermemek için geçilmemesi,
-tarihi ve doğal anıtlara zarar vermeden yakınından geçilmesi,
-bataklık alanlardan uzak durulması veya bitişikteki yamaçlardan sağlanacak kaya dolgu koşullarının aranması ve
-tünel, köprü, altgeçit-üstgeçit-selgeçit (culvert) gibi, yolun pahalı bileşenlerinin en aza indirilmesi için

**topoğrafik haritalar (genellikle 1/25.000 ölçekli)*
**hava fotoğrafları – uydu görüntüleri*
**coğrafik konum (iklim, yerleşim, tarımsal etkinlikler)*
**yöresel bilgi-deneyim: daha önce olmuş sel, çığ, deprem, kitle hareketleri ve benzeri doğal yıkımlar (catastrophic event, natural disasters) hakkında kayıtsız bilgilerin yöre halkından alınması ve*
**önceki çalışmaların*

derlenip değerlendirilmesi gerekli ve yeterlidir.

Ön araştırma aşamasında elde edilen verileri doğrulamak için, yerinde ve laboratuvarda yapılacak deneylerle birlikte yürütülecek yakın teknik gözlemlere gereksinme vardır. Bu bağlamda otoyol bileşimlerinin jeoteknik tasarımında kullanılacak değiştirgeler de elde edilebilecektir.

GEOLOGICAL AND GEOTECHNICAL DATABASE FOR MOTORWAYS

ABSTRACT : *Selection of proper alignment for the linear engineering structures, like motorway – railway – pipeline and water canal, has many advantages -at least 60%- in terms of*

**timing,*

**environment,*

**safety-security and*

**cost (TESC).*

Requirements for proper alignment are;

- locating on south-facing slopes (to reduce freezing-melting, to profit from sunshine longer time),

- preferring lower altitude (slope),

- selecting bare fields instead of forest, fertile land and settlements,

- staying away from unstable areas,

- being close to the quarry,

- staying away from active tectonic zones,

- being close to settlements,

- staying away from dams,

- keeping away from swamp and

- reducing the amounts of expensive components of roads such as tunnel, bridge and underpass-overpass-culvert.

** Topographic maps (generally 1/25.000 scaled),*

** satellite pictures,*

** geographical properties (climate, settlements, farming activity),*

** local knowledge (about catastrophic event, natural disasters) and*

** preceding works*

should be collected and analyzed to achieve it.

On the other hand, technical observation, in-situ and laboratory tests are necessary to proof these data. Therefore, it will be possible to provide the parameters used for geotechnical modeling of road components.

1. GİRİŞ

Otoyol ve benzeri büyük ölçekli mühendislik yapı alanlarının doğru seçilmesi ve bu yapıların bileşenlerinin jeoteknik tasarımında; mühendislik jeolojisi çalışmalarıyla oluşturulacak veri tabanı küçümsenemeyecek önem taşımaktadır. Geçki belirleme çalışmaları, bu projelerin ilk ve en önemli aşamasıdır. Mühendislik jeolojisinin ilke ve yöntemlerini kullanarak bölgenin;

*topoğrafik haritaları,

*hava fotoğrafları – uydu görüntüleri

*jeomorfolojik özellikleri,

*fizyografik durumlar,

*genel anlamda doğal yıkımların (deprem, sel, heyelan, çığ vb.) tarihçesi

derlenip değerlendirilir. Elde edilen bilgiler, bir otoyol geçkisinin doğru belirlenmesinde ön veri tabanını oluşturur (Çizelge 1). Bu çizelge'deki verilerin elde edilmesi ve değerlendirilmesi, zaman ve maliyet yükü getirmemektedir. Buna karşın mühendislik projelerinde gözönünde sürekli tutulması gereken dört önemli etken (maliyet, zamanlama, çevre ve emniyet-güvenlik) açısından % 60'ın üzerinde kazanç sağlamaktadır. I. Sınıf otoyolun detayı Oglesby&Hicks (1982) ve National Research Center (1994)'de verilmiştir.

Jeofizik ve sondajlı araştırmaları da içeren jeoteknik çalışmalar, zaman, maliyet ve çevre açısından projeye yadsınılamayacak yük getirir. Bu nedenle jeoteknik modellerin hazırlanmasında gerekli olan bu çalışmaların proğramı, kesinlikle ön araştırma veri tabanına dayandırılmalıdır. Örneğin; yüksekliği 15 metreden fazla olan her yarmada en az 1 sondaj/100 m. koşulu yukarıda sözüedilen dört etken açısından olumsuzluklar içermektedir. Oysa, yamaçiçeri eğimli tabakalanma sunan bir başkalaşım kayasında yapılacak 100 metre yüksekliğindeki bir yarmada sondaja (derinlik > 100 m.) gereksinme olmayabilir. Bir başka örnekle; yüksek burun yarmalarında süreksizliklerin mühendislik özellikleri burnun üç yanında da incelenebileceğinden, ayrıca burunlarda beslenme alanının genellikle çok küçük olması, göreceli olarak daha dayanımlı zemin içermesi ve doğal yamaç eğiminin yapay yamaçtan dışarı doğru olması duraylılığı olumlu yönde etkilediğinden sondajlı araştırmaya gereksinim yoktur.

2. ÖN ARAŞTIRMA ÇALIŞMALARI

Geçki belirlenmesi ve yol bileşenleri arasındaki dengenin kurulması, bu aşamada yapılacak çalışmalara bağlıdır. Bu çalışmaların doğru olarak yapılması durumunda projeye getireceği yük % 1'in altındayken, yukarıda sözü edilen dört etken açısından sağlayacağı kazanç % 60'ın üzerindedir. Ön araştırma veri tabanını oluşturacak çalışmalar en genel anlamda aşağıda verilmiştir.

2.1 Topoğrafik Harita Çalışmaları

Bu çalışmalar, bölgesel (< 1/25.000), saha (1/10.000 - 1/25.000) ve alan (≥ 1/10.000) topoğrafik haritaları üzerinde yapılır. İki uç nokta ve arasındaki yerleşim alanlarını bağlayacak olan otoyolun geçirilebileceği olasıl koridorlar ve bu koridorlar içerisindeki ana geçki seçeneklerinin belirlenebilmesi için aşağıdaki veriler elde edilmeye çalışılır;

a) Yerleşim, orman, tarım ve tarihi-doğal anıtların alansal dağılımı,

b) Geçilmesi zorunlu olan en yüksek topoğrafik engeller (Brunsden and et al., 1975),

c) Geçkinin kuzeyyaka ve güneyyakadan geçen kesimleri,

Çizelge 1a. Öneri otoyol geçkisinin öndeğerlendirmesi

No	Bölüm başı, km	Bölüm uzunluğu, km	Bölüm %	Duraysızlık sorunu,		kot farkı m	Genel eğim % *	Genel eğim değerlendirme	En fazla eğim eğim, %	En fazla eğim eğim, Dğ.	En fazla eğim uzunluk km	Eğ. ve uz. değ.	En fazla dolgu yüksekliği, m	En fazla dolgu yüksekliği, Dğ.	En fazla yarma yüksekliği, m	En fazla yarma yüksekliği, Dğ.	Yarma ile dolgu arasındaki oran, **-	Yarma ile dolgu arasındaki oran, Dğ.	Yatay değerlendirme	Top. ağırlık	Ağırlıklı toplam %
					1			4		4		2		1		1		1	14	14	
	272,0	0,0																		14	
1	272,0	7,5	7,9	yok	5	40	0,53	4,47	1	4	3,0	4,4	9	4,1	6	4,7	4	1,25	4,12	14	57,7167
2	279,5	18,0	19,0	önemsiz	4	310	1,72	3,28	2,5	2,5	4,0	3,0	22	2,8	45	2,8	1	5	3,12	14	43,6612
3	297,5	7,5	7,9	küçük	3	190	2,53	2,47	3,2	1,8	4,0	2,4	30	2	52	2,4	1	5	2,45	14	34,3463
4	305,0	8,0	8,4	küçük	3	100	1,25	3,75	2	3	1,5	4,4	27	2,3	38	3,1	1	5	3,51	14	49,2
5	313,0	13,5	14,2	orta	2	205	1,52	3,48	2	3	4,0	3,4	35	1,5	65	1,8	1	5	3,07	14	42,9759
6	326,5	15,0	15,8	büyük	2	245	1,63	3,37	3,1	1,9	4,4	2,3	33	1,7	50	2,5	1	5	2,63	14	36,8107
7	341,5	15,0	15,8	orta	2	145	0,97	4,03	2,9	2,1	3,5	3,0	32	1,8	48	2,6	1	5	2,99	14	41,8733
8	356,5	7,7	8,1	orta	1	320	4,16	0,84	4	1	5,0	1,0	36	1,4	65	1,8	1	5	1,32	14	18,5266
9	364,2	2,7	2,8	önemsiz	4	68	2,57	2,43	3,5	1,5	1,0	4,3	28	2,2	33	3,4	2	3,5	2,67	14	37,3858
	366,9	94,9																			
TOPLAM		94,9	100																		362,497
DEĞERLENDİRME					3		2	3	3	2	30	3,1	28	2,2	45	2,8	13	4,4	2,9		3,62497
DEĞERLENDİRME, %					58		37,5	62,5	54	46	11,5	63		44	4,963	55	1,4	88	57,5		72,5

* Eğimin %4'ten fazla olması otoyol standardlarını aştığı için işleme dahil edilmemiştir.

** Yarma ile dolgu arasýndaki oran, büyük olanın küçüğe bölümü olarak değerlendirmeye alınmalıdır.

Çizelge 1b. Öneri otoyol geçkisinin öndeğerlendirmesi

No	Bölüm başı, km	Bölüm uzunluğu, km	Bölüm %	Yolun fiziki konumu,	Menfez sayısı -	Menfez sayısı Dğ.	Köprü yüksekliği, m	Köprü yüksekliği Dğ.	Köprü uzunluğu, km	Köprü uzunluğu Dğ.	Üst geçit sayısı -	Üst geçit sayısı Dğ.	Tünel uzunluğu km	Tünel uzunluğu Dğ.	Aç-kapa uzunluğu, km	Aç-kapa uzunluğu Dğ.	Alt geçit sayısı -	Alt geçit sayısı Dğ.	Yatay değerlendirme		Ağırlıklı toplam %
					1	1		1		1		1		1		1		1	8		
	272,0	0,0																			
1	272,0	7,5	7,9	uygun	5	1	4,8	0	5	0,0	5	3	2	0	5	0	5	1	4	4,47	8	35,75
2	279,5	18,0	19,0	orta	4	10	2,5	0	5	0,0	5	4	1	0	5	0	5	0	5	4,06	8	32,5
3	297,5	7,5	7,9	az uygun	3	4	4,0	0	5	0,0	5	1	4	0	5	0,6	4,4	0	5	4,43	8	35,4
4	305,0	8,0	8,4	az uygun	3	5	3,8	20	4	0,4	3	1	4	0	5	0	5	1	4	3,93	8	31,42
5	313,0	13,5	14,2	zor	2	11	2,3	20	4	0,2	4	0	5	0	5	0	5	2	3	3,74	8	29,92
6	326,5	15,0	15,8	zor	2	7	3,3	20	4	0,1	5	1	4	0	5	0	5	1	4	3,93	8	31,42
7	341,5	15,0	15,8	zor	2	14	1,5	30	3	0,4	3	2	3	0	5	0	5	2	3	3,19	8	25,5
8	356,5	7,7	8,1	çok zor	1	9	2,8	30	3	0,4	3	1	4	0	5	0	5	1	4	3,47	8	27,75
9	364,2	2,7	2,8	orta	4	3	4,3	15	4	0,4	3	1	4	0	5	0	5	0	5	4,28	8	34,25
	366,9	94,9																				
TOPLAM		94,9	100			64																283,9
DEĞERLENDİRME					3		3,2		4	0	4	14	3,4	0	5,0	1	5	8	4,1	3,9		2,839
DEĞERLENDİRME, %					58		64		80	4	79		69	0	100		99	0,889	82	78,9		56,8

Çizelge 1c. Öneri otoyol geçkisinin öndeğerlendirmesi

No	Bölüm başı,	Bölüm uzunluğu,	%	Eskiyol yerdeğişim uzunluğu, m		Gişe sayısı,		İçerisinden geçilecek tarım alanı		orman alanı		yerleşim alanı		Depremsellik katsayısı		Sağduyu (Eng. judg.)	Yatay değerlendirme		Ağırlıklı toplam %	Tablo 1'in yatay değerlendir.	Yatayda genel değerlendirme
	km	km		km	Dğ.	-	Dğ.	km	Dğ.	km	Dğ.	km	Dğ.	g	Dğ.						
					1		1		1		1		2		4	1	10				
	272,0	0,0																			
1	272,0	7,5	7,9	0,2	5	1	4	7	2,7	0,0	5	0	5	0,1	4	4	4,62	10	46,17	4,4	34,5
2	279,5	18,0	19,0	0,0	5	0	5	14	0,3	0,0	5	0,5	4,83	0,2	3	3	4,00	10	40	3,6	68,9
3	297,5	7,5	7,9	0,0	5	0	5	3	4,0	0,5	4,83	1	4,67	0,3	2	3	3,87	10	38,67	3,4	26,8
4	305,0	8,0	8,4	0,0	5	1	4	5	3,3	1,0	4,67	0,5	4,83	0,4	1	2	3,27	10	32,67	3,5	29,9
5	313,0	13,5	14,2	1,0	3	2	3	3	4,0	6,0	3	2	4,33	0,4	1	2	2,72	10	27,17	3,1	44,5
6	326,5	15,0	15,8	2,0	0	1	4	3	4,0	10	1,67	0,5	4,83	0,4	1	1	2,43	10	24,33	2,9	45,7
7	341,5	15,0	15,8	1,0	3	2	3	3	4,0	11	1,33	0,3	4,9	0,4	1	1	2,56	10	25,63	2,9	46,0
8	356,5	7,7	8,1	1,0	3	1	4	3	4,0	3,0	4	0	5	0,4	1	1	2,90	10	29	2,4	19,1
9	364,2	2,7	2,8	0,2	5	0	5	1	4,7	0,5	4,83	0	5	0,4	1,5	3	3,80	10	38	3,4	9,6
	366,9	94,9																			
TOPLAM		94,9	100					42		32		5							301,6		324,9
DEĞERLENDİRME				1	4		4,1		3		4		5		2	2	3,4		3,016	3,3	3,2
DEĞERLENDİRME, %				12	70		82		69		76		96		34	42	67,0		60,3	65,8	65,0

d) Eşyükselti eğrileri incelenerek duraysız, bataklık, kayalık ve benzeri alanların dağılımı yaklaşık olarak belirlenebileceği gibi ana süreksizlik sistemlerinin konumları da önceden görülebilir.

e) Jeolojik birimlerin mühendislik özelliklerinin göreceli olarak kestirilmesi,

f) Özellikle alan topoğrafik haritaları kullanarak, eğim haritaları hazırlanabilir. Bu eğim haritaları ve Çizelge 2'nin kullanımının yanısıra bu başlık altında sunulan diğer konular yardımıyla da sahanın ön mühendislik jeolojisi modelleri hazırlanabilir.

g) Olasıl uzun tünel-yüksek köprü ve yüksek yarma-dolgu gibi otoyol bileşenlerinin ortaya çıkarılması,

h) İçme suyu barajları ve beslenme alanlarının belirlenmesi,

ı) Meteoroloji istasyonları genellikle yerleşim alanları yakınlarında kurulur. Dolayısıyla bu istasyondan elde edilen veriler geçilecek yüksek dağ sıraları için yeniden yorumlanabilir.

j) Kaynak ve sızıntı alanlarının belirlenmesi ve iletken (geçirimli) süreksizlik sistemleriyle ilişkilerinin kurulması (Yılmazer and et al., 1993),

k) Hızlı saha gözlemleri de kullanılarak doğal yapı gereç alanlarının dağılımının belirlenmesi.

2.2 Hava Fotoğrafları – Uydu Görüntüleri

Üç boyutlu ve düşeyde abartı alınabildiğinden, hava fotoğrafları ve son dönemde kullanımı yaygınlaşan uydu görüntüleri, topoğrafik haritada belirlenemeyen çizgisellikler ve diğer jeolojik özelliklerle olan ilişkileri ortaya koyarken kullanılabilmektedirler.

2.3 Önceki Çalışmalar

Çalışma alanını içeren bölgede daha önce yapılmış olan jeolojik ve jeoteknik araştırma sonuçları derlenir ve yukarıda elde edilen verilerle deneştirilir. Ayrıca kayıtlarda görülmeyen ancak bölge halkının karşılaştığı doğal yıkımların tarihçesi araştırılır. Bu veriler mühendislik jeolojisi ön modeline yerleştirilir.

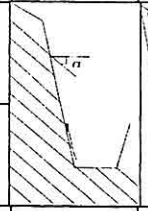
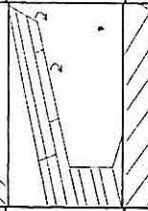
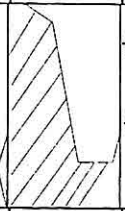
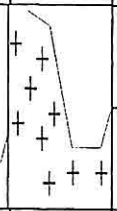
3. AYRINTILI ARAŞTIRMA ÇALIŞMALARI

Ön araştırma veri tabanına dayandırılarak hazırlanacak ayrıntılı araştırma çalışma proğramı üç aşamadan oluşur.

3.1 Süreksizliklerin Mühendislik Özelliklerinin Araştırılması

Doğada, güncel örtü dışında, jeolojik birimlerin tamamına yakını süreksizlik içerir. Yaygın olarak görülen süreksizlik türlerinden biri de tabakalanmadır. Tabaka eğimi; tektonik olaylar sonucu gelişebildiği gibi, tortul birimlerde çökelim ortamının ve lav akma tabakaların da aktığı yüzeyin eğimine bağlı olarak da gelişebilir. Tektoniğe bağlı olarak gelişmiş tabakaların konumunun (sıkıştırma yönüne dik doğrultulu) yanısıra, şistozite (etkin sıkıştırma yönüne dik doğrultulu), bindirme fayları (etkin sıkıştırma yönüne dik doğrultulu), graben (etkin sıkıştırma yönüne paralel doğrultulu), açık (gerilim) eklem

Çizelge 2. Zemin koşulları ve doğal yamaç eğimlerine göre önerilebilecek yapay yamaç türleri ve yol bileşimleri.

KÜME NO	KÜME ADI	EĞİM AÇISI (°)	SU TABLASINA OLAN DERİNLİK (m)	ZEMİN DURUMU Doğal yamaç yüksekliği (h) > 100 m					ÖNERİLEBİLİR YAPAY YAMAÇ TÜRLERİ Yol kenarında yükseklik (H) < 15 m *		DÜŞÜNCELER
				TOPRAK	KAYA						
				Duraylı kalınlık (t) < 25 m	Yamaçdışarı	Yamaçdibi	Yamaçiçeri	Kütlesel	YARMA	DOLGU	
I	Çok yatık	1/10 - 1/5 (6 - 11°)	> 5 > 5 > 1	Yumuşak Pekişmemiş Gevşek					Donatılı duvar ve uygun akaçlama sistemi	Kaya dolgu ve uygun akaçlama sistemi	Genel bilgi olup, yüzey şekli ve süreksizliklerin konumuna göre yamaç ön tasarımı bu tabloya göre kolayca gerçekleştirilebilir.
II	Yatık	1/5 - 1/3 (11 - 18°)	> 10 > 10 > 2	Katı Pekişmiş Yoğun					Donatısız duvar ancak, uygun akaçlamalı Değerli alanlarda donatı ve aç - kapa tüneli.		
III	Çok az eğimli	1/3 - 1/2 (18 - 27°)	> 5	Çok yoğun	$\phi > \alpha$ Kaynak	Tabaka açılmaları, devrilme	Oyulma ve seki oluşumu	$\phi > 18°$ yüzey yıkanması	Donatılı ve/veya donatısız destekleme duvarı		
IV	Az eğimli	1/2 - 2/3 (27 - 34°)		Özellikle yamaç içeri eğimli alanlarda birkaç metre kalınlığında güncel çökel (Qk,Qm) olabilir.	$\phi > \alpha$ Sızıntı	Yağışın aşınmaya etkisi yüksek	Yağışın aşınmaya etkisi düşük	$\phi > 27°$ Donma ve çözünmeyle	Donatı ve destekleme duvarı / Taşınma yollarından birisi köprü veya aç - kapa tüneliyle		
V	Eğimli	2/3 - 1/1 (34 - 45°)			$\phi > \alpha$ Sızıntı	Yüksek	Yüksek	$\phi > 34°$	Köprü ve tünel (aç-kapa)		
VI	Çok Eğimli	1/1 - 2/1 (45 - 63°)			$\alpha < 20°$	Düşük	Düşük	$\phi > 45°$	Köprü veya tünel		
	Düşey eğimli	> 2/1 (> 63°)			$\alpha < 10°$	Düşük	Düşük	$\phi > 45°$	Köprü veya tünel		

ϕ : İçsel sürtünme açısı

α : Yola dik doğrultuda süreksizliğin göreceli eğim açısı

* H 'ın 15.0 m 'den büyük ve doğal yamacın IV-VII konumunda olması durumunda; donatılı duvar, köprü, tünel ve/veya aç-kapa seçenekleri kesin olarak düşünülmelidir.

sistemleri (sıkıştırma yönüne paralel doğrultulu) tektonik gerilmelerin yönü ve göreceli büyüklüğü konusunda güvenilir veriler elde edilebilir.

Çizelge 3a'da örnek olarak sunulan süreksizlik araştırma tutanağı veya bir benzeri kullanılarak, çok sayıda süreksizlik konumu ölçülür. Herbir kolon (D'den H'a kadar) farklı bir süreksizlik için ayrılmıştır. Elde edilen ölçümler; türlerine, eğim ve eğim yönlerine göre sayısal olarak incelenir. Ayrıca, alt-yarıküre izdüşüm çalışmaları tamamlanır. Daha sonra; eşlenik, sıkıştırma ve gerilim süreksizlik sistemleri belirlenir. Sayısal açıdan en çoktan en aza olmak üzere 5 ayrı alt küme belirlenir. Her kümenin süreksizliklerinin mühendislik özellikleri Çizelge 3b veya benzeri bir tutanağa özenle işlenir. Bu tutanağın doldurulmasında Çizelge 4'ten yararlanılabilir. Çizelge 3b'de D50'den H50'ye kadar olan 5 hücrede ortaya çıkacak rakamlar ile diğer hücrelerdeki rakamlar kullanılarak, Çizelge 5 yardımıyla kaya kütle niteliği hakkında genel bilgi elde edilebilir.

3.2 Mühendislik Jeolojisi Modellerinin Oluşturulması

Jeoteknik değiştirgelerin elde edilmesine ve jeoteknik tasarıma temel oluşturan bu modeller dört boyutludur (x, y, z, t). Bu modellerin hazırlanmasında yukarıda elde edilen verilerin yanısıra yeraltı jeolojisi araştırma (genellikle sondaj ve jeofizik) sonuçlarından da yararlanılır. Bu amaçla aşağıdaki çalışmalar öncelikle gerçekleştirilir.

-Jeolojik birimlerin alansal dağılımları saha gözlemleriyle haritalanır.

-Jeolojik kesitler hazırlanır.

-Duraysız ve yapı doğal gereç sahalarının büyük (≥ 1/1000) ölçekli mühendislik jeolojisi modelleri yapılır.

3.3 Jeoteknik Modellerin Hazırlanması

Bu modeller, önemli bir bölümü Çizelge 6'da sunulan jeoteknik değiştirgelerin (parameters) üç boyutta dağılımını içerir. Jeoteknik değiştirgelerin elde edilmesinde, yerinde ve laboratuvar deneyleri kullanılır. Sağlıklı değiştirgeleri içeren jeoteknik modeller, jeoteknik tasarımın bel kemiğini oluşturur (Yılmazer et al., 2003).

Tünel, otoyol bileşenleri içerisinde maliyet ve zaman açısından en fazla yük getirendir. Örneğin, Anadolu Otoyolunun Bolu Dağ geçiş tünelinde ilerleme hızı 0.35 m/gün ve maliyeti ~42.000 $/m'dir. Tünel destek tasarımında olmazsa olmaz niteliğinde önem taşıyan, yerinde gerilme değerleri (Çizelge 6) hidrolik kırıklama (hydraulic fracturing) ve/veya üstüste delgi/gömlek çıkarma (overcoring) yöntemleri kullanılarak belirlenmesi gerekmektedir. Bu deneyler Türkiye gibi gelişmekte olan ülkelerde henüz yaygın olarak kullanılmadığı için, Çizelge 6'da ilgili kolona "ölçülebilirse"sözcüğü ile başlanmıştır.

Çizelge 7 ve benzeri çizelgeler toprak işlerinin (earthworks) yanısıra kazıdan alınacak doğal gerecin değişik amaçlı kullanımında diğer disiplinlerle iletişiminde kolaylık sağlamaktadır. Buradaki alt bölümlerin uzunluğu, aynı tür birimlerin dağılımıyla birlikte otoyol

Çizelge 3a. Süreksizlik araştırma ve jeoteknik değerlendirme tutanağı: örnek (bkz.tab.4) (Yılmazer ve diğ., 1999).

	D	E	F	G	H	I	J
VERİ NOKTASI	1	2	3	4	5		Yatay değer-lendirme
ENLEM (K)							
BOYLAM (D)							
YÜKSEKLİK (odsy, m)							
SÜREKSİZLİK							
TÜRÜ							
EĞİM YÖNÜ							
EĞİMİ							
TAKIMI						Ort(d12:h12)	
ARALIĞI, m						Ort(d13/d12:h13/h12)	
						Ort(d :h)	
AÇIKLIĞI, mm						Ort(0,2/d :0,2/h)	
						Ort(d :h)	
ŞEKLİ						Ort(d :h)	
PÜRÜZLÜĞÜ						Ort(d :h)	
SÜREKLİLİĞİ						Ort(d :h)	
SU DURUMU							
DOLGU							
TÜRÜ							
KALINLIĞI, mm						Ort(d :h)	
ÇÖZÜNÜP/ŞİŞMESİ						Ort(d :h)	
GÖZENEKLİLİĞİ						Ort(d :h)	
GEÇİRİMLİLİĞİ						Ort(d :h)	
DAYANIMI:						Ort(d :h)	
KATILIĞI/SIKILIĞI							
KAYA DOKUNAĞI							
TÜRÜ							
KALINLIĞI, mm						Ort(d :h)	
ÇÖZÜNMESİ						Ort(d :h)	
GÖZENEKLİLİĞİ						Ort(d :h)	
GEÇİRİMLİLİĞİ						Ort(d :h)	
DAYANIMI						Ort(d :h)	
ANA KAYA							
TÜRÜ							
GÜNLENMESİ							
ÇÖZÜNMESİ						Ort(d :h)	
GÖZENEKLİLİĞİ						Ort(d :h)	
GEÇİRİMLİLİĞİ						Ort(d :h)	
DAYANIMI						Ort(d :h)	
KAYA KÜTLE							
GÖZENEKLİLİĞİ						Ort(d :h)	
GEÇİRİMLİLİĞİ						Ort(d :h)	
NİTELİĞİ						Ort(d :h)	
GÖZLEM ALANI						Toplam(j12:j47)+j48	
GÖZ. AL. ETKİSİ, %						Ort(d :h)	
Düşey değerlendirme, %						Ort(d :h)	

SW : İyi derecelenmiş kum
SM : Milli kum
MH : Yüksek plastisiteli mil
SP : Zayıf derecelenmiş kum

Çizelge 3b. Süreksizlik araştırma ve jeoteknik değerlendirme tutanağı: örnek (bkz.tab.4).

	D	E	F	G	H	I	J
VERİ NOKTASI	1	2	3	4	5		Yatay
ENLEM (K)	1000	1250	2800	1250	1300		değer-
BOYLAM (D)	2450	1600	900	690	1200		lendirme
YÜKSEKLİK (odsy, m)	850	980	950	1110	890		
SÜREKSİZLİK							
TÜRÜ	E	T	E	T	E		
EĞİM YÖNÜ	250	145	62	215	45		
EĞİMİ	77	12	66	12	66		
TAKIMI	2	2	3	2	3	Ort(d12:h12)	2,40
ARALIĞI, m	2	1,5	0,5	1,5	0,5	Ort(d13/d12:h13/h12)	
	1	0,75	0,17	0,75	0,17	Ort(d :h)	0,57
AÇIKLIĞI, mm	0,1	0,2	2	0,5	1	Ort(0,2/d :0,2/h)	
	2	1	0,1	0,4	0,2	Ort(d :h)	0,74
ŞEKLİ	2,5	3	2,5	3	2,5	Ort(d :h)	2,70
PÜRÜZLÜĞÜ	3	4	2,5	4	2,5	Ort(d :h)	3,20
SÜREKLİLİĞİ	3	2	4	2	4	Ort(d :h)	3,00
SU DURUMU	0	0	1	0	1		
DOLGU							
TÜRÜ	SW	SM	MH	SM	MH		
KALINLIĞI, mm	4	2	3	2	3	Ort(d :h)	0,99
ÇÖZÜNÜP/ŞİŞMESİ	3	2	1	2	1	Ort(d :h)	1,80
GÖZENEKLİLİĞİ	1	2	2	2	2	Ort(d :h)	1,80
GEÇİRİMLİLİĞİ	1	2	3	2	3	Ort(d :h)	2,20
DAYANIMI:	4	3	2	3	2	Ort(d :h)	2,80
KATILIĞI/SIKILIĞI	S4	S3	K2	S3	K2		
KAYA DOKUNAĞI							
TÜRÜ	SW	SP	ML	SP	ML		
KALINLIĞI, mm	0,5	2	20	2	20	Ort(d :h)	2,21
ÇÖZÜNMESİ	4	3	2	3	2	Ort(d :h)	2,80
GÖZENEKLİLİĞİ	3,5	3,5	1	3,5	1	Ort(d :h)	2,50
GEÇİRİMLİLİĞİ	4	4	3	4	3	Ort(d :h)	3,60
DAYANIMI	3,5	4	2	3	2	Ort(d :h)	2,90
ANA KAYA							
TÜRÜ	Ega	Egb	Ks	Kit	Kok		
GÜNLENMESİ	5	4	4	3	2		
	4	2,8	2,4	2,7	1,2		2,62
ÇÖZÜNMESİ	4	3	2	3	2	Ort(d :h)	2,80
GÖZENEKLİLİĞİ	3,8	3,8	3	3,8	3	Ort(d :h)	3,48
GEÇİRİMLİLİĞİ	4	4	1	4	1	Ort(d :h)	2,80
DAYANIMI	4	3,5	3	4,5	3	Ort(d :h)	3,60
KAYA KÜTLE							
GÖZENEKLİLİĞİ	1	1	1,5	1	1,5	Ort(d :h)	1,20
GEÇİRİMLİLİĞİ	1	1	1,5	1	1,5	Ort(d :h)	1,20
NİTELİĞİ	4	3	2	3	2	Ort(d :h)	2,80
GÖZLEM ALANI	5	4	3	4	3	Toplam(j12:j47)+j49	57
GÖZ. AL. ETKİSİ, %	100	80	60	80	60	Ort(d :h)	76,00
Düşey değerlendirme, %	69,9	62,2	46,2	61,5	45,1	Ort(d :h)	57

odsy : Ortalama deniz seviyesinden yükseklik, m
Ega : Gündoğdu formasyonu andeziti
Egb : Gündoğdu formasyonu bazaltı
Ksd : Sürmene formasyonu dasiti
Kit : İyidere formasyonu tüfü
Kok : Of formasyonu kumtaşı

SW : İyi derecelenmiş kum
SM : Milli kum
MH : Yüksek plastisiteli mil
SP : Zayıf derecelenmiş kum

Çizelge 4. Çizelge 3. için anahtar (bkz. Tablo 5).

SÜREKSİZLİK TÜRÜ			SÜREKSİZLİK TAKIMI
T	Tabakalanma	(Tt - Tb - Tk)	1 Dört takım veya iyice ufalanmış
E	Eklem	(Es - Ee - Eg)	
F	Fay	(Fç - Fd - Ft)	2 Üç takım + sıradışı
K	Kayma yüzeyi	(Ka - Ky)	
U	Uyumsuzluk dokanağı	(Ua - Up)	3 İki takım + sıradışı
Kk	Korkayaç dokanağı	(Kkd - Kks - Kk)	
Ç	Çatlak	(Çs - Çg)	4 Bir takım + sıradışı
D	Dilinim		
Y	Yapraklanma		5 Kütlesel veya birkaç sıradışı

SÜREKSİZLİK ŞEKLİ	SÜR. PÜRÜZLÜLÜĞÜ	SÜR. SÜREKLİLİĞİ (L, m)
1 Düzlemsel+dolgulu	1 Kayma çizikli+parlak	1 L > 20
2 Dolgu>dalgalılık	2 Dolgu>pürüzlülük	2 20 >L > 10
3 Orta dalgalı	3 Orta pürüzlü	3 3 > L > 10
4 Dalgalı	4 Pürüzlü	4 1 > L > 3
5 Çok dalgalı	5 Çok pürüzlü	5 L < 1

SU DURUMU	ÇÖZÜNME VE ŞİŞME
1 Basınçlı	1 İki dakikadan kısa sürede çözünür ve şişer
2 Kaynak	2 İki ile on dakika arasında çözünür
3 Sızıntı	3 Su emer ve çok az çözünür
4 Yaş, nemli	4 Az su emer ancak çözünmez
5 Kuru	5 Su emmez ve çözünmez

DOLGU TÜRÜ	GEÇİRİMLİLİK (K, m/s)			GÖZENEKLİLİK (n, %)	
Mineral dolgu dışındakiler için	1	Killi birimler,	10^{-9} - 10^{-7}	1	n >30
Birleştirilmiş Toprak Sınırlandırma Sistemi	2	Milli birimler,	10^{-7} - 10^{-5}	2	30 > n > 20
(ASTM D2487) uygulanır. Örnek: CH, ML, SW, GP	3	Kumlu birimler,	10^{-5} - 10^{-4}	3	20 > n > 10
CH: Yüksek plastisiteli kil ML: Düşük plastisiteli mil	4	İyi çimentolu birimler,	10^{-9} - 10^{-7}	4	10 > n > 1
SW: İyi dereceli kum	5	Kristalen birimler,	$<10^{-9}$	5	1 > n

Tt : Tortul kaya tabakalanması
Tb : Başkalaşım kaya tabakalanması
Tk : Korkayaç tabakalanması

Es: Sıkıştırma eklemi
Ee: Eşlenik eklem
Eg: Gerilme eklemi

Fç: Çekim fayı
Fd : Doğrultu atım fayı
Ft : Ters fay

Ka : Kayma alanı
Ky : K. yan-yüzeyi aynası

Ua: Açısal uyumsuzluk
Up: Paralel uyumsuzluk

Çs: Soğuma çatlağı
Çg: Gerilim çatlağı

Kkd : Dayk
Kks : Sil

Çizelge 4. Devamı

DOLGU (TOPRAK) DAYANIMI **Katılık: Killi ve milli gereçler için**	**DOLGU (TOPRAK) DAYANIMI** **Sıkılık: Kumlu+çakıllı gereçler için**
K1 Çok yumuşak, balçık kıvamında	S1 Çok gevşek, kötü boylanmış kum (SW)
K2 Yumuşak, elde şekillenebilir	S2 Gevşek, çakıllı KUM (SW-GW)
K3 Orta katı, zor şekillenir	S3 Orta sıkı, tek vuruşta çekicin tamamı ilerler
K4 Katı, şekillenemez	S4 Sıkı, % 50 si ilerler
K5 Çok katı, çekiçle kırılmadan kazılabilir	S5 Çok sıkı, % 25-50 si ilerler

GÜNLEME	**KAYA DAYANIMI**
1 Tamamen günlenmiş ve ayrışmış	1 Çok zayıf: Oluşumu kaya ancak K4 veya S4 ile eşdayanımlı
2 Yüksek derecede günlenmiş	2 Zayıf: Bıçakla oyulup çekiçle kazılabilir.
3 Orta derecede günlenmiş	3 Orta dayanımlı: 76 mm çaplı silindir örnek dokudan da kırılmaz.
4 Az veya çok az günlenmiş	4 Dayanımlı: Düzgün yüzeye çekiçle tek vuruş izi ~ 1 mm dir.
5 Taze	5 Çok Dayanımlı: Bunun için iki ve daha çok sayıda vuruş gerekir.

KAYA KÜTLE GÖZENEKLİLİĞİ (n_e, %)	**KAYA KÜTLE GEÇİRİMLİLİĞİ (K, m/s)**	**KAYA KÜTLE NİTELİĞİ**
1 >40	1 Killi birimler, $>10^{-7}$	1 Çok zayıf: Önceki özelliklerin 1. veya 2.sini taşır.
2 30 - 40	2 Milli birimler, $>10^{-6}$	
3 20 - 30	3 Kumlu birimler, $>10^{-4}$	2 Zayıf: 1.- 3. sünü taşır.
4 1 - 20	4 İyi çimentolu birimler 10^{-6}	3 Orta: 2.- 3. sünü taşır
5 <1	5 Kristalen birimler, $<10^{-8}$	4 İyi: 3. veya 4. sünü taşır. 5 Çok iyi: 4. veya 5. sini taşır.

GÖZLEM ALANI (A, m^2)
1 < 10
2 10 - 100
3 100 - 200
4 200 - 400
5 >400

n_e : Etkin gözeneklilik (effective porosity)

Çizelge 7. Kazı yamaçlarında yüzeylenecek birimlerin jeoteknik öndeğerlendirmesi.

Öneri geçkinin geçerli kesimi			Uzunluk, km	Kaya zemin									Toprak zemin								Yatay değerlendirme				
No	KM 'den	KM 'ye		jeol. birim adı**	türü		kalık dayanım değiştirgeleri 1		kalık dayanım değiştirgeleri 2		kaya kütle niteliği*		jeol. birim adı **	türü *		kalık dayanım değiştirgeleri 1		kalık dayanım değiştirgeleri 2		Kaya zemin		Toprak zemin		
					1	2	C_k, kPa	$\varnothing_k$, °	C_k, kPa	$\varnothing_k$, °				1	2	C_k, kPa	$\varnothing_k$, °	C_k, kPa	$\varnothing_k$, °	C_k, kPa	$\varnothing_k$, °	C_k, kPa	$\varnothing_k$, °	
1	0,000	2,000	2,0	Ky							2,0	+	Qk	CL		25,0	5,0							
2	2,000	6,000	4,0	Ki							3,0	+	Qk	ML		30,0	5,0							
3	6,000	6,800	0,8	Ks							4,0		Qy	ML	+	15,0	15,0							T1
4	6,800	12,800	6,0	Ki							3,0		Qy	ML		30,0	5,0							
5	12,800	13,700	0,9	Ko							4,0		Qy	SW		5,0	35,0							T2
6	13,700	15,300	1,6	Ko							3,0	+	Qk	MH		30,0	5,0							
7	15,300	16,200	0,9	Ko							3,0		Qk	ML	+	30,0	10,0							
8	16,200	16,500	0,3	Ko							3,0		Qk	MH		30,0	5,0							
9	16,500	23,200	6,7	Ki							3,0	+	Qy	ML	+	20,0	10,0							T3
10	23,200	23,800	0,6	Ki							3,0	-	Qk	MH		30,0	5,0							
11	23,800	25,300	1,5	Ki							3,0	-	Qk	ML		30,0	10,0							
12	25,300	32,000	6,7	Ki							3,0	-	Qk	CL	-	25,0	5,0							
13	32,000	33,000	1,0	Ki							2,0		Qk	CL		25,0	5,0							
14	33,000	34,200	1,2	Ki							3,0		Qk	MH		30,0	5,0							
15	34,200	34,500	0,3	Ki							3,0		Qk	CL		25,0	5,0							
16	34,500	37,000	2,5	Ki							3,0		Qk	MH		30,0	5,0							
17	37,000	38,200	1,2	Ki							2,0		Qk	CL		25,0	5,0							
18	38,200	41,000	2,8	Ki							3,0		Qk	ML		30,0	10,0							
19	41,000	44,500	3,5	Eg							4,0		Qy	SW	+	10,0	30,0							
20	44,500	54,000	9,5	Eg							3,0		Qy	SW		15,0	20,0							
21	54,000	56,000	2,0	Eg							3,0	+	Qk	ML		30,0	10,0							
22	56,000	57,800	1,8	Eg							3,0	-	Qk	CL		25,0	5,0							
23	57,800	59,000	1,2	Eg							4,0	-	Qy	SW		5,0	30,0							T4
24	59,000	60,600	1,6	Eg							3,0	-	Qk	CL		25,0	5,0							
25	60,600	61,400	0,8	Eg							4,0	-	Qy	SW	-	5,0	35,0							
26	61,400	65,000	3,6	Eg							3,0		Qk	ML		30,0	10,0							
Toplam			65,0								80,0					610,0	295,0							
Değerlendirme											3,1					23,5	11,3							

** Açıklama için Tablo 4 'e bakınız. * Açıklama için Tablo 2 'ye bakınız. T1 : '1 nolu' olasıl taşocağı

Çizelge 8. Öneri geçki boyunca olasıl görülen taşocağı sahalarının öndeğerlendirmesi.

SAHA NO			1	2	3	4	5	DÜŞÜN.
JEOLOJİ JEOTEK.		Birim adı: Ana kaya türü	Ks: Dasit, ryodasit	Ki: Ryolit	Ki: Ryolit	Ki: Ryolit	Eg: And., bazalt	
	1	Dayanımı	4	4	3 +	3	3 +	
	2	Blok Verimi	4	4	3	3	4 -	
	3	Kırmataş verimi	3 +	3	3	3	3	
	4	Atık kaya oranı	4	4	3	4	4	
	5	Kazı atığı	4 -	4	3	3	3	
FİZİKİ KONUMU		Öneri geçkiye a. bağlantı kilometresi	6+700	13+200	25+000	34+200	58+400	
	6	b.uzaklığı (l), km	5	5	4	5	3	*
	7	Kullanılabileceği geçkinin uzunluğu (L), km	3	3	3	4	5	**
	8	Taşıma - Şehiriçi ilişkisi	2	4	4	3	3	
İŞLETME DURUMU	9	Yol , su, elektrik vb. alt yap? hizmetleri	4	4 +	4 -	4 -	4 +	
	10	Kamulaştırma	4	4	3	3	3	
	11	İşletilebilir kaya hacmi, 10^6 m^3	5	5	4	3	3	***
	12	İşletme yapı alanları	3	3 +	1	1	4	
		Kazı Şekli						
	13	a. galeri	3	4	2	2	2	
	14	b. önçatlatma	4	4	3	3	3	
	15	c. telkesme	4	4	3	5	3	
	16	İş makinalarına etkisi	3	2	2	2	3	
ÇED: ÇEV. ETKİ DEĞ.	17	Yerleşim birimleri	3	4	3	2	2	
	18	Yol, su, elektrik ve benzeri altyapılar	3	3	4	4	3	
		Terkedildiğinde;						
	19	a. yolun bir birleşeni olabilir.	5	5	2	5	1	
	20	b. fabrika veya benzeri büyük bir yapı yeri olabilir.	3	4	3	3	4	
TOPLAM			73	77	60	65	63	
DEĞERLENDİRME			3,65	3,85	3	3,25	3,15	

Uygun değil	1	* 2.00 <	** 4 < L < 6	*** 0.2 < V < 0.4
Az uygun	2	1.00 < l <2	6 < L < 8	0.4 < V < 0.8
Orta uygun	3	0.50 < l < 1	8 < L < 10	0.8 < V < 1.6
Uygun	4	0.25 < l < 0.5	10 < L < 12	1.6 < V < 3.2
Çok uygun	5	l < 0.2	12 < L < 15	3.2 < V

bileşenlerinin önemi gözönünde tutularak ayarlanır. Özellikle üst yapı doğal gereçlerini yarma kazılarından elde etmek her yerde sağlanamaz. Bu durumda taş ocağı sahaları araştırılır. Olasıl sahaların ön değerlendirmesi örnek olarak sunulan Çizelge 8'deki konular gözönünde tutularak yapılabilir.

4. SONUÇ VE ÖNERİLER

Otoyol geçkisinin seçiminden bileşenlerinin jeoteknik tasarımına kadar geçen her aşamada, mühendislik jeolojisi çalışmaları önemli rol oynamaktadır. Şekil ve çizelgelerle de somutlaştırılmış sayısal veri tabanı, aynı proje içerisinde çalışan değişik disiplinlerin iletişiminde büyük kolaylık sağlamaktadır. Jeoteknik tasarımda olmazsa olmaz anlamında önem taşıyan üç boyutlu jeoteknik modellerin güvenilirliği, ayrıntılı olarak hazırlanmış dört boyutlu mühendislik jeolojisi modellerinin doğruluk derecesine bağlıdır. Mühendislik jeolojisi modellerinin üretilmesi, projeye zaman ve maliyet açısından göreceli olarak en fazla yük getiren bir çalışmadır. Ancak yapılması daha kolay olan ön araştırmalar, meslekleraras eşgüdümle gerektiği gibi yapıldığında maliyet, zaman, çevre ve emniyet-güvenlik açısından yukarıda değinilen çalışmaların projeye getirdiği yük büyük oranda azaltılabilir.

5. KAYNAKLAR

Brunsden, D., Doornkamp, J.C., Fookes, P.G., Jones, D.K.C., and Kelly, J.M.H., (1975), Large scale geomorphological mapping and highway engineering Design, Q.Jl Engng Geol. Vol.8, pp. 227 – 253.

National Research Council L. Transportation Research Board, 1994. Highway capacity manual. 3. Edition, Special Report 209, Washington D.C.

Oglesby, C. H. and Hicks, R.C., 1982. Highway Engineering, 4. Edition, John Wiley & Sons, Newyork, 844.

Yılmazer, İ., Ertunç, A., and Erhan, F., 1993. Engineering geology of the Düziçi-Kömürler region. Proceedings and Abstracts of the 1st International Symposium on Eastern Mediterranean Geology, 13-16 October 1992, 77-90, Adana-Turkey.

Yılmazer, İ., Yılmazer, Ö., Özkök, D., ve Gökçekuş, H., (1999), Jeoteknik Tasarıma Giriş. Yılmazer Eğit. ve Müh. Ltd.Şti., Bileşim Yayıncılık, 210 s., İstanbul.

Yılmazer, İ., Yılmazer, and Saraç, C., (2003), Case History Of Controlling A Major Landslide At Karandu, Turkey. Engineering Geology 70 (2003), 47-53.

YERBİLİMLERİ HAZİRAN 2005 SAYI 46 ISSN 1019-1003
GEOSOUND JUNE NO

ŞANLIURFA İLİ BOZOVA İLÇESİ CİVARINDAKİ BARAJ SAHASININ PETROL POTANSİYELİ

M. Oğuzhan ÖNEY
T.P.A.O. Bölge Müdürlüğü, Adıyaman/Türkiye
Cavit DEMİRKOL, Ulvi Can ÜNLÜGENÇ
Ç.Ü., Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Adana/Türkiye

ÖZET : *İnceleme alanı, Güneydoğu Anadolu (XII. Bölge)'da, Şanlıurfa ili, Bozova ilçesinin 25 km batısında ve Atatürk Barajının 4-5 km güneybatısında yer alan "Baraj" kuyularının bulunduğu kesimde yer almaktadır. Bu çalışmanın amacı, Baraj sahasındaki birimlerin kaynak kaya potansiyellerini ve rezervuar özelliklerini belirleyerek, hidrokarbon potansiyelini araştırmaktır. Ayrıca, bölgede bugüne kadar yürütülen çalışmaları yorumlayarak hem Baraj-1 kuyusunda petrol üretilen, fakat stratigrafik pozisyonu daha sonra açılan Doğu Baraj-1 kuyusunun verilerine karşın kesin bir biçimde belirlenemeyen "Rezervuar Seviye"nin daha ayrıntılı çalışılmasını yapmak, hem de diğer stratigrafik sorunlara çözüm bulmaktır.*

Çalışma alanı topoğrafik olarak engebesiz bir saha olup, geniş bir kısımda Pliyo-Kuvaterner yaşlı çökeller tarafından örtülmektedir. Bunun yanısıra Midyat Grubuna ait Alt Eosen-Üst Oligosen yaşlı Gaziantep formasyonu kireçtaşları da bazı alanlarda yüzlekler sunmaktadır.

Rezervuar Seviye olarak belirlenen Alt Germav formasyonuna ait biyoklastik çökeller %12-22 arasında olup, ortalama %15 oranında tane içi (mikro) gözenek içermektedir. Gözeneklilik, geçirgenlik ve basınç ölçümleri, bu seviyenin oldukça iyi kalitede bir rezervuar olduğunu ortaya koymuştur.

Jeokimyasal analizler ve değerlendirmeler, üretilen petrolün kaynak kayasının Senomaniyen yaşlı Derdere formasyonu'nun tabanındaki sferli derin denizel kireçtaşları ve Karababa formasyonunun A Üyesi olduğunu göstermektedir.

PETROLEUM POTENTIAL OF BARAJ AREA AROUND BOZOVA VILLAGE IN ŞANLIURFA

ABSTRACT : *Study area covers an area of nearly 25 km west of Bozova village of Şanlıurfa and 4-5 km southwest of Atatürk Dam where the Baraj wells take place in the Southeast Anatolia (XII district). The aim of this study is define the source rock potentials and reservoir properties of rocks cropping out around Bozova area and to explore the hydrocarbon potential of Baraj wells area. By integrating and interpreting the previously researches done so far, more detail investigation of "Reservoir level" that its position couldn't pointed out properly both in Baraj-1 well, where petroleum*

produces and in Doğu Baraj-1 well, which its stratigraphical position determined later; moreover, to find solution to other stratigraphical problems and to feature source rock potential and emphasize reservoir properties.

Large part of the study area, which has smooth topography, covered by Plio-Quaternary sediments, and the older unit of Lower Eocene-Upper Oligocene age Gaziantep formation's limestone that belongs to Midyat group crops out in the limited area.

Bioclastic deposits with the range of 12-22% belongs to lower Germav Formation, which is underlined as reservoir level, includes inter-granular (micro type) porosity in the average of 15%. Porosity, permeability and pressure measurements demonstrate that this level is a very good quality reservoir.

Geochemical analyses and evaluations show that the source of oil in the study area is the spherical deep marine limestone that take places at the lower part of Cenomanian age Derdere Formation and the "A" unit of Karababa Formation.

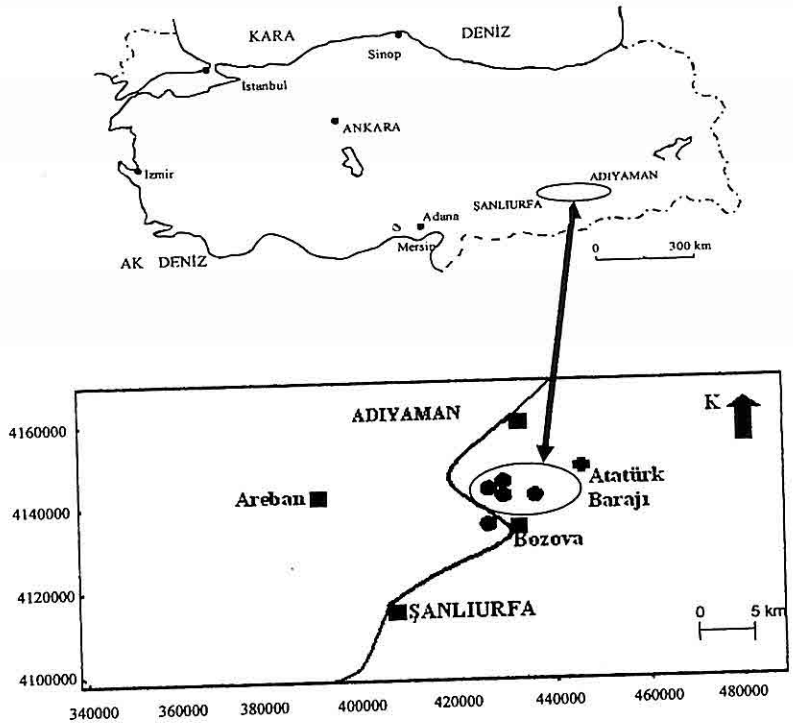
1. GİRİŞ

Çalışma alanı (Baraj sahası), Şanlıurfa ilinin Bozova ilçesinin yaklaşık 25 km batısında ve Atatürk barajının 4-5 km güneybatısında yer almaktadır (Şekil 1). Çalışma alanının güneyinde Güney Baraj-1, kuzeyinde Kuzey Baraj-1, doğusunda Doğu Baraj-1 ve batısında da Dürüm-1 kuyuları bulunmaktadır (Şekil 2). Çalışma alanı 1/25.000 ölçekli topoğrafik haritada yaklaşık olarak N 40-b1 paftasını kapsamaktadır.

XII. bölgede, Baraj-1 kuyusundaki petrol keşfinden sonra, bu kuyuda kesilen Orta Maestrihtiyen-Üst Paleosen yaşlı Germav formasyonu alt üyesinin tabanında bulunan "Rezervuar Seviye"nin stratigrafik konumunu ve yayılımını tespit etmek amacıyla Doğu Baraj-1 kuyusu açılmıştır. Ancak, bu kuyuda, Baraj-1 kuyusundaki "Rezervuar Seviye" ile, onun altındaki Üst Koniasiyen-Alt Santoniyen yaşlı Karababa-C üyesi kesilememiştir.

Bu iki kuyunun değerlendirilmesinde, Maestrihtiyen yaşlı Alt Germav formasyonu ile Üst Koniasiyen-Alt Kampaniyen yaşlı Karababa-B üyesi arasında yer alan petrollü seviyenin, Karaboğaz formasyonu'nun bölgede o güne değin tanımlanamamış bir fasiyesteki çökelleri olduğu düşünülmüştür (Şengündüz ve Aras, 1986).

Çalışmalar boyunca, 11 kuyuda, başlangıçtan son derinliğe kadar açılan toplam 22.433 metre kalınlıkta istif kesilmiş olup; karot, kesinti ve petrol örneklerinden gerekli olan analizler yapılmıştır. Bu incelemeler sırasında Mardin, Adıyaman ve Şırnak gruplarına ait çökeller, önemlerine göre, oldukça sık örneklerle daha ayrıntılı olarak değerlendirilirken; bu birimlerin altında ve üzerinde yer alan sedimanter kayaçlardan da örnekler alınarak incelenmiştir. Numuneler, Türkiye Petrolleri Anonim



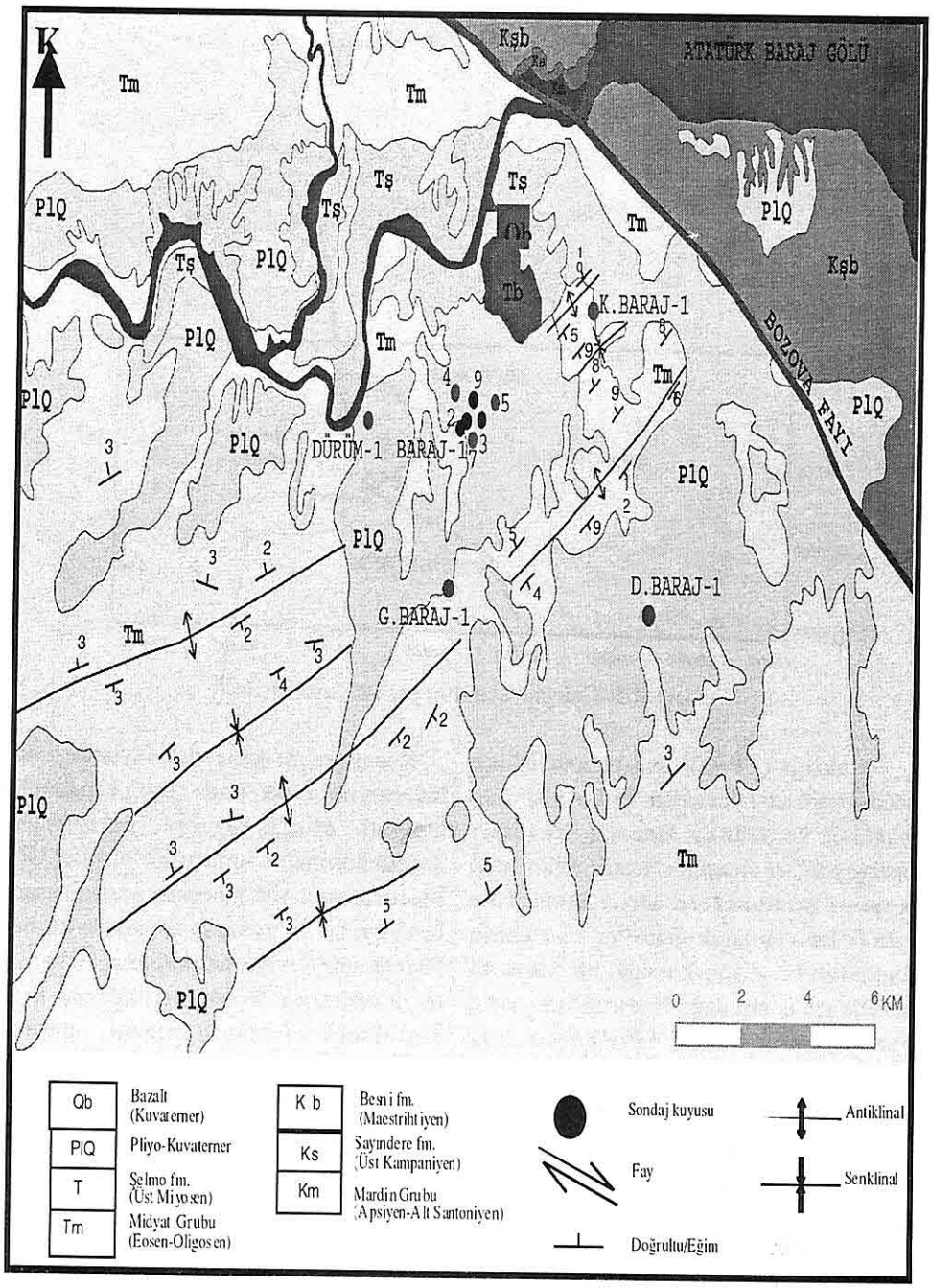
Şekil 1. Çalışma alanının yer bulduru haritası.

Ortaklığı (TPAO) Adıyaman Bölge Müdürlüğü arşivlerinden ve bir kısmı da Baraj-7 ve Güney Baraj-1 kuyuları operasyonları sırasında temin edilmiştir. Kesinti numuneleri, Drill Stem Test (DST)'ler yapılarak, karotlar ve elektrik loglarının bir kısmı kuyuda, bir kısmı da büroda incelenip değerlendirildikten sonra daha ayrıntılı olarak TPAO Arama ve Araştırma Grubunda analizleri yapılmış ve petrografik kesitleri hazırlanmıştır. Yapılan tüm çalışmalar TPAO Adıyaman Bölgesi ve Genel Müdürlüğünün arşiv çalışmaları ile desteklenmiş ve sahayı öneren TPAO Arama Grubu Güneydoğu Anadolu projesindeki ekip ile birlikte çalışılarak tamamlanmıştır.

Kuzeyden ve güneyden faylarla sınırlı bulunan Baraj sahasında çeşitli kapanımlar mevcut olup, log ve petrografik değerlendirmeler sonucu hedef olan Orta Maestrihtiyen-Üst Paleosen yaşlı Germav formasyonu alt üyesinin tabanında kesilen "Rezervuar Seviye"de porozitenin varlığı tespit edilmiştir. Baraj sahasında ana kaya olabilecek formasyonların, yeterli miktarda ve tipte organik madde içerdiği ve erken petrol fazında olduğu belirlenmiştir.

2. BÖLGENİN GENEL JEOLOJİSİ

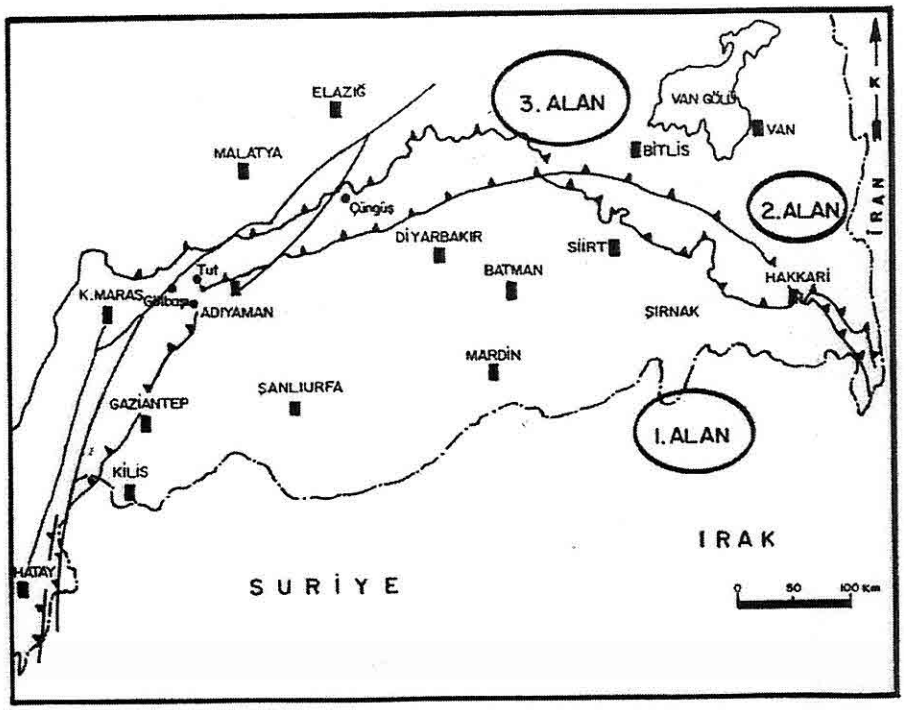
XII. Petrol bölgesinde yer alan Adıyaman ve civarı, tektonik açıdan 3 farklı kuşağa ayrılmaktadır (Yılmaz ve



Şekil 2. Çalışma alanının jeoloji haritası (Peksu ve diğ., 1991).

Duran, 1997). Bunlar güneydeki Arap Platformu (1), bunun üzerine gelen ekay zonu (2) ve inceleme alanının özellikle ekay zonunun kuzeyinde kalan Nap alanıdır (3; Şekil 3).

karbonat platformu halini almıştır (Yılmaz ve Duran, 1997). Maestrihtiyen'de bu platform üzerine ilk ofiyolit napları yerleşmiştir (Perinçek ve diğ., 1992). Tektonik olarak sakin olan Arap



Şekil 3. Güneydoğu Anadolu'daki tektonik kuşaklar (Yılmaz, E. ve Duran.,O.,1997).

1. Arap Platformu: Antekambriyen'den Kuvarterner'e kadar olan dönemlerde değişik fasiyeslerde gelişmiş kalın çökel istifleri içermektedir. Paleozoyik; başlıca sığ denizel-gelgit ortam ürünü kırıntılı birimler, yer yer de karbonat çökelleriyle temsil edilmektedir (Yılmaz ve Duran, 1997). Triyas'tan itibaren bölgede yeni bir çökelme dönemi başlamıştır. Riftleşme ile başlayan havza açılması giderek sığ denizel karbonat birimlerinin çökelmesine yol açmış, bölge orta-geç Mesozoyik'te platformu, Adıyaman ilinin güney kısımlarını temsil etmektedir.

2. Ekay Zonu: Arap platformuna ait istiflerin en kuzey kesiminden itibaren litolojik ve yapısal nitelikleri farklı bir alana geçilmektedir."Ekay Zonu" olarak tanımlanan bu alan yaklaşık doğu-batı uzanımlı ters fay ve şaryaj dilimlerinden oluşmaktadır (Perinçek ve diğ., 1992). Allokton birimlerin yaşlıdan gence doğru birbiri üzerine itilerek sıkıştırıldığı ve paketlenerek topluca otokton birimler

üzerine ilerlediği bir zon niteliğindedir. Adıyaman ilinin hemen kuzeyinden geçen dağ kuşağı bu zon içerisinde bulunmaktadır.

3. Nap Alanı: Ekay zonunun kuzey kısmında yer alan ofiyolitik topluluklar ve metamorfik birlikler bu zonda bulunmakta olup, Koçali-Sincik civarı bu kuşak içinde yer almaktadır (Perinçek ve diğ., 1992). Sedimanter istiflerin yayılım ve fasiyes değişimlerini kontrol eden faktörler arasında tektonik olaylar öncelik taşımaktadır.

Epirojenik hareketlerin etkin olduğu Paleozoyik döneminde sığ denizel-gelgit ortam ürünü ince-orta taneli klastikler hakimdir. Deniz seviyelerindeki göreceli değişimler sonucu birçok farklı fasiyeste çoğun kırıntılı istifler çökelmiştir. Ordovisiyen'den itibaren Arap platformunun batı kısmı yükselmeye başlayarak bu alanlarda geniş çaplı aşınmalara neden olmuştur. Bölge, Permiyen sonunda Hersiniyen orojenik fazı etkisiyle yükselerek kara halini almıştır. Böylece Paleozoyik yaşlı istifler, yer yer en altta yer alan Prekambriyen yaşlı Telbesmi formasyonuna kadar aşınmıştır.

Riftleşmenin etkin olduğu Triyas döneminde denizle kaplanan bölgede sığ denizel-sabkha koşullarında Cudi grubu karbonat-evaporit istifi Paleozoyik birimleri üzerine uyumsuz olarak çökelmiştir. Jura sonunda Kimmerid fazıyla bölge peneplen (kara) halini almış, deniz seviyesindeki büyük düşmeler sonucunda gelişen aşınmalar neticesinde Adıyaman ve civarında Cudi grubunun korunamadığı belirtilmektedir (Perinçek ve diğ., 1992).

Jura sonunda kara haline gelen Arap platformu Apsiyen-Albiyen (Alt Kretase) transgresyonu ile yeniden su altında kalmıştır. Kampaniyen dönemine kadar deniz seviyesindeki değişimlere bağlı olarak aşınma ve transgresyon olaylarının gözlendiği platform karbonatları, kuzey kesimlere doğru yamaç ve derin deniz çökellerine geçiş göstermektedir (Perinçek ve diğ., 1992). Epirojenik alçalma ve yükselmeler nedeniyle yüksek kısımlarda Mardin grubu karbonatlarının sığ fasiyesleri, şelf içi havzalarda da planktik foraminiferli karbonat fasiyesleri çökelmiştir (Perinçek ve diğ., 1992). Santoniyen sonunda bölge kara haline gelmiş, kısa bir aşınma ve bu dönemde gelişen karstlaşma döneminden sonra bölge tekrar denizle kaplanmış ve derin denizel koşullarda Karaboğaz ve Sayındere formasyonları çökelmiştir (Perinçek ve diğ., 1992).

Arap ve Anadolu plakalarının Kampaniyen'de çarpışmaya başlaması, sıkışma tektoniğinin bölgede etkin olmasını sağlamıştır (Perinçek ve diğ., 1992). Kampaniyen'de Sayındere formasyonu çökelirken Anadolu ve Arap levhalarının çarpışmasına bağlı olarak gelişen tektonizma bundan sonra çökelen birimlerin fasiyes ve dağılımlarını kontrol etmiştir.

Arap levhasının, Anadolu levhasının altına dalmasıyla oluşan doğu-batı uzanımlı Kastel çukurluğu, kuzeyden naplar halinde bölgeye yerleşen Kretase yaşlı alloktonlar (Koçali ve Karadut

Karmaşığı) ve bunlardan türeyen kırıntılılardan oluşan Üst Kampaniyen-Alt Meastrihtiyen yaşlı Kastel formasyonu ile doldurulmuştur.

Kastel formasyonu çökelirken güneyde platform alanında bunun eşleniği olan marn-killi kireçtaşı litolojisindeki Bozova formasyonu çökelmiştir. Devam eden tektonizma ile kuzeyden nap halinde ilerleyen Kretase alloktonları, Alt Maestrihtiyen sonunda Kastel çukurluğunu doldurmuşlardır. Alt Maestrihtiyen sonunda kuzey alanlarda Kastel formasyonunun karasal fasiyesi olan ve başlıca çakıltaşından oluşan Terbüzek formasyonu çökelmiştir.

Üst Meastrihtiyen-Paleosen döneminde güneyde platform alanında Kastel formasyonu ile uyumlu olan ve şeyl-kumtaşı ardalanmasından oluşan Germav formasyonu çökelirken, kuzey alanlarda sığ denizel kireçtaşı litolojisinde Besni formasyonu çökelmiştir.

Eosen başlangıcında yeniden aktivite kazanan tektonizma platform alanında genelde sedimantasyonda kesikliğe ve yükselen alanlarda aşınmaya neden olurken, şaryaj alanında çoğunluğunu Kretase alloktonlarından türeyen kırıntılıların oluşturduğu kırmızı renkli karasal nitelikli Gercüş formasyonu çökelmiştir (Perinçek ve diğ., 1992). Eosen döneminde tüm Güneydoğu Anadolu Bölgesi'nde sığ karbonatların çökelimine uygun koşullar egemen olmuş ve Midyat karbonatları çökelmiştir. İri bentik fosilli biyoklastik sığ denizel ortam ürünü Midyat Grubu formasyonlarından Hoya formasyonu ile başlıyan istif, denizin giderek derinleşmesi ile pelajik fosilli, killi, tebeşirli kireçtaşı-marn litolojisindeki Gaziantep formasyonu ile devam etmiştir. Eosen döneminde kuzey alanlarda (Nap alanı) yanal atımlı faylarla açılan havzada Maden karmaşığı ve Çüngüş formasyonu oluşmuştur. Oligosen sonunda ortamın sığlaşmasıyla platform alanında sedimantasyon sığ ortam ürünü kireçtaşları (Gaziantep formasyonu) ile devam ederken, kuzey alanlarda kısa bir aşınma dönemini takiben Alt Miyosen'de resifal kireçtaşı litolojisinde Fırat formasyonu çökelmiştir.

Miyosen'de Anadolu-Arap levhalarının çarpışma sürecinde, şiddetli bir tektonik dönem başlamış ve Kastel çukurluğuna benzer yeni bir havza oluşmuştur. "Lice Çukurluğu" adı verilen bu dar ve derin havza, şeyl-kumtaşı litolojisindeki Lice formasyonu ile kuzeyden naplar halinde gelen allokton birimlerle doldurulmuştur (Perinçek ve diğ., 1992). Tamamı metamorfik birliklerden oluşan bu allokton birimlerden yoğun olarak türeyen kırıntılılar tamamen kara haline gelen güney alanlara taşınarak Üst Miyosen-Pliyosen yaşlı Şelmo formasyonunu oluşturmuştur. Devam eden tektonizma ile allokton birimler güneye itilerek Şelmo formasyonu üzerinde bugünkü konumunu almışlardır (Perinçek ve diğ., 1992).

Güneydoğu Anadolu'da biri Üst Kretase'de, diğeri Miyosen sonunda olmak üzere iki büyük tektonik aktivitenin varlığı stratigrafik istiflerdeki izleriyle belirgindir (Perinçek ve diğ., 1992).

Bunlardan bölgede gözlenen ilk önemli tektonik hareket, Geç Kretase'de Neo-

Tetisin güney kolunu oluşturan okyanusun kapanmaya başlaması ve nihayet Bitlis/Pötürge kıtacığı ile Arap/Afrika plakasının çarpışması sonucunda, Arap/Afrika platformunun kuzey kenarı boyunca okyanus kabuğu (Koçali Kompleksi) ve derin deniz çökellerinin (Karadut Karmaşığı) Kampaniyen sonu ile Maestrihtiyen başında bölgeye yerleştikleri görülmektedir (Sungurlu, 1974 a, b).

3. STRATİGRAFİ

İnceleme alanı içerisinde Üst Kretase yaşlı Mardin Grubu'na ait Derdere ve Karababa formasyonları ile Üst Kretase-Paleosen yaşlı Şırnak Grubu'na ait Germav formasyonu ve Eosen-Oligosen yaşlı Midyat Grubu'na ait Gaziantep formasyonu gözlenmektedir (Şekil 4).

3.1. Mardin Grubu (Km)

Mardin Grubu' nun adı ilk kez Schmidt (1935) tarafından Mardin ili civarındaki kalın kireçtaşları için "Mardin kireçtaşı" şeklinde kullanılmış ve Grup aşamasında ise, ilk kez Esso jeologlarından Dorsey ve Franklin (1959) aynı adı kullanmış olup, tip kesit lokalitesi Mardin ili civarında bulunmaktadır. Grup; alttan üste doğru Apsiyen-Albiyen yaşlı Areban, Albiyen-Senomaniyen yaşlı Sabunsuyu, Senomaniyen yaşlı Derdere ve Üst Koniasiyen-Alt Kampaniyen yaşlı Karababa formasyonlarından oluşmaktadır (Sungurlu, 1973). Grubun en alt birimi olan "Areban Formasyonu" kırıntılı kayalardan; "Sabunsuyu Formasyonu" marn-şeyl ara bantları içeren dolomitlerden; "Derdere Formasyonu" dolomit, dolomitik kireçtaşı ve kireçtaşından; "Karababa Formasyonu" ise, dolomitik kireçtaşı, çörtlü kireçtaşı ve kireçtaşından oluşmaktadır. Çalışma bölgesinde bu grubun taban kesimlerinde yer alan Areban ve Sabunsuyu formasyonları bulunmadığından tanımlamaları yapılmayacaktır.

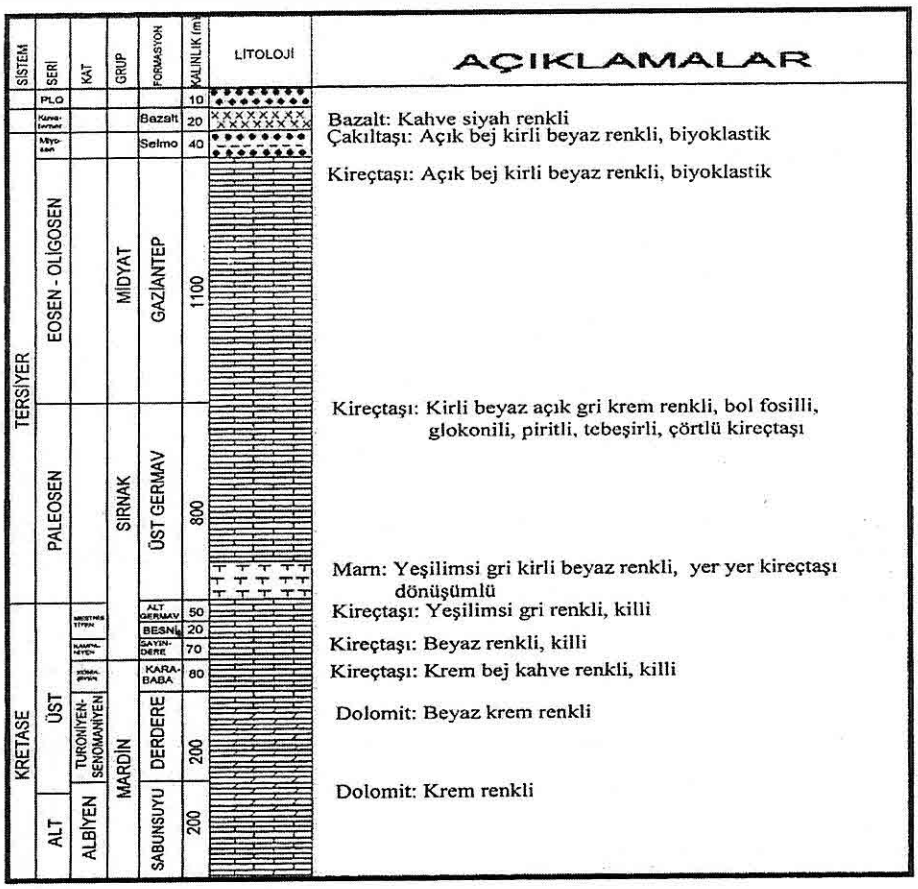
3.1.1. Derdere Formasyonu (Kmd)

Mardin Grubu'nun alttan üçüncü formasyonu olup, ilk kez Handfield ve diğ., (1959) tarafından Diyarbakır ili Çüngüş ilçesi Derdere köyü yakınındaki Korudağ antiklinalinde ölçülen yüzey kesitinde "Derdere formasyonu" ismi ile adlandırılmıştır.

Birimin tip kesit yeri, Diyarbakır ili Çüngüş ilçesi Derdere köyü civarıdır. Birimin holostratotipi; Diyarbakır ili, Çüngüş ilçesi, Derdere köyü dolayındaki Korudağ antiklinalinde ölçülen Korudağ kesitinde, 73 metre kalınlık sunan koyu gri, kahve renkli, orta-kalın tabakalı, çok sert, şeker dokulu dolomitlerden oluşmaktadır (Handfield ve diğ., 1959).

Holostratotipinde, Handfield ve diğ., (1959) ve Bryant (1960)'a göre üst dokanağı Karababa formasyonu ile çalışma alanında uyumsuzdur. Alt dokanağı ise, Kellogg (1960, 1961)'a göre "Şehşap formasyonu" ve/veya "Korudağ formasyonu" olarak tanımlanan günümüzdeki Albiyen-Senomaniyen yaşlı Sabunsuyu formasyonu ile geçişlidir.

Derdere formasyonu, mostra verdiği alanlarda grimsi bej, gri, siyahımsı gri, beyaz, kirli beyaz, krem, boz renkli, ince-



Şekil 4. Çalışma alanının genelleştirilmiş stratigrafik kesiti.

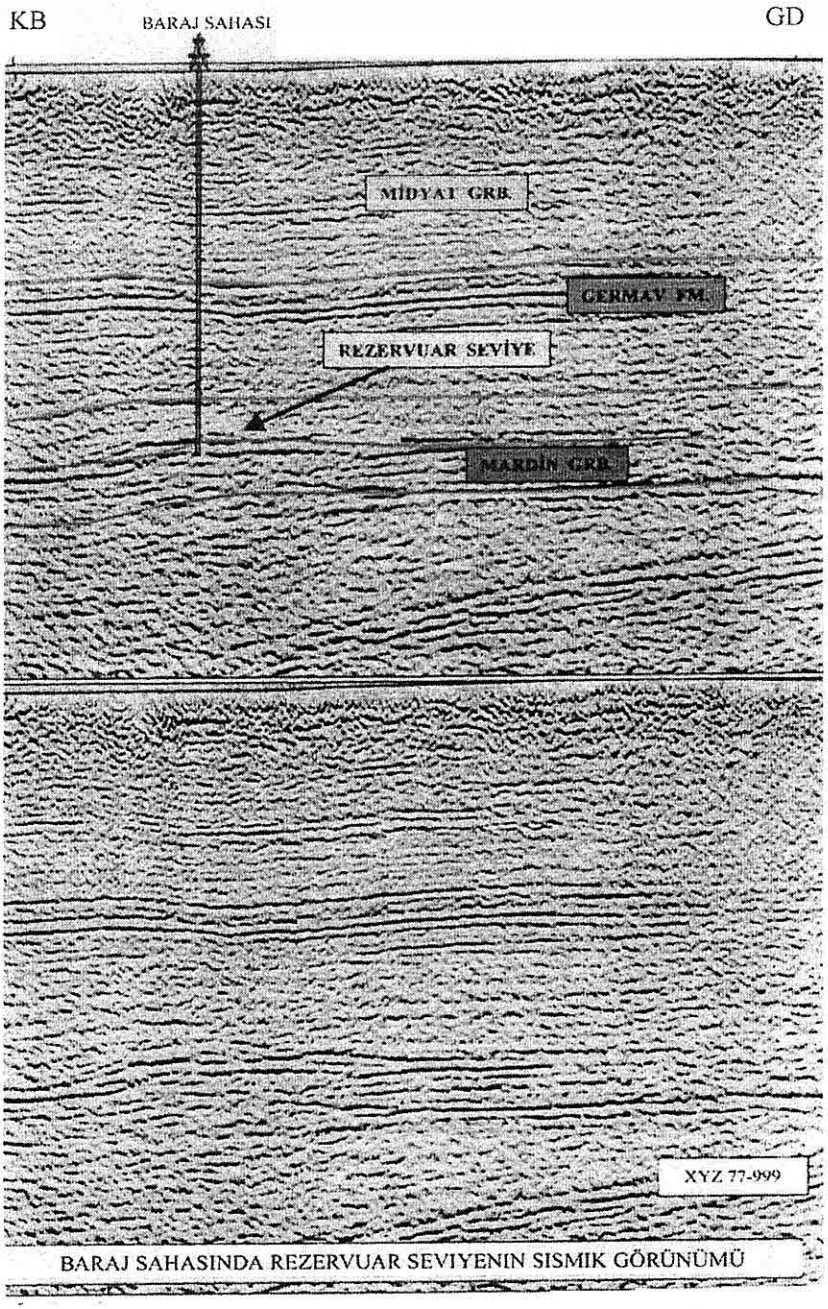
orta-kalın-çok kalın tabakalı, sert-çok sert, dayanıklı, sıkı, gevrek, ince kalsit dolgulu, fosilli, zayıf-orta poroziteli/yoğun, hidrokarbon kokulu, köşeli kırıklı, yer yer killi, kumlu ve çört nodüllü kireçtaşı-dolomitik kireçtaşı ile bej, gri, bejimsi boz, beyaz, esmer, kahve renkli, orta-kalın-çok kalın ve iyi tabakalanmalı, sert-çok sert, sıkı, köşeli kırıklı, ince-orta kristalli, şeker dokulu, düzensiz kalsit çatlaklı, zayıf-düşük-orta poroziteli, hidrokarbon kokulu, yer yer çörtlü dolomitlerden oluşmaktadır (Erdoğan, 1975; Perinçek, 1979, 1980, 1989 ve 1990; Aksu, 1980; Yılmaz, 1982; Pasin ve diğ., 1982; Güven ve diğ., 1988).

Derdere formasyonunun yaşı Senomaniyen olarak belirlenmiştir (Köylüoğlu, 1981; Erenler, 1989; Ertuğ, 1991).

Birimin sınırlı-yarı sınırlı sığ denizel bir ortamda çökeldiği belirtilmektedir (Perinçek ve diğ., 1992).

3.1.2. Karababa Formasyonu (Kmk)

İlk kez Gossage (1956) tarafından



Şekil 6. Baraj Sahası Rezervuar alanı seviyesi Sismik Görüntüsü (TPAO Arşivi Baraj-1 arama kuyu programı).

TOC değeri %1.62 dir. Tmax değeri 427°C olup, olgunlaşmamış seviyeyi göstermektedir. Bu nedenlerle, birimden ekonomik türüm olarak beklenti bulunmamaktadır. Germav formasyonu "alt üyesi"nin petrol üretilen "Rezervuar seviyesi"nin petrofizik özelliklerini ortaya koymak üzere, Baraj-1, Baraj-2, Baraj-3, Baraj-5 ve Baraj-8 kuyularına ait karotlardan tapalar (mevcut karotlardan detay çalışma yapmak için alınan küçük karotlar) alınarak, temel ve özel karot analizleri yapılmıştır.

Çalışma kapsamında, Baraj-1, 2, 3, 5 ve 8 kuyularının karotlarına ait toplam 19 adet tapa örneği kullanmak suretiyle; gözeneklilik, geçirgenlik ile birlikte örneklerin karot analizleri yapılmıştır.

Temel karot analizi yapılan örneklerin hepsi "Rezervuar seviye" ye aittir. Bu örneklere ait ortalama gözeneklilik değeri % 16.84, ortalama geçirgenlik değeri ise 5.8 md (permeabilite) olarak belirlenmiş ve ortaya konmuştur (Çizelge 1 ve 2).

Çizelge 1. Baraj sahası tapa örneklerinin temel karot analizi sonuçları.

Kuyu Adı	Tapa Derinliği (m)	Gözeneklilik (%)
Baraj-1	2026.90	18.20
Baraj-1	2027.10	19.09
Baraj-2	2017.40	20.01
Baraj-2	2021.95	24.39
Baraj-3	2005.90	19.65
Baraj-3	2020.90	18.15
Baraj-5	2069.40	18.22
Baraj-8	2007.45	16.23

Çizelge 2. Germav formasyonu alt üyesi'nin jeokimyasal analiz sonuçları.

KUYU ADI	DERİNLİK	FORMASYON	TOC (%1-5)	S1	S2	Tmax (430°C)
Baraj-1	2036	Alt Germav (Rez)	1.98	13100	8000	425
Baraj-1	2038	Alt Germav (Rez)	1.27	9400	5200	423
Baraj-2	2019.7	Alt Germav	0.01	20	220	436
Baraj-2	2017	Alt Germav	0.02	20	310	425
Baraj-3	2024	Alt Germav	0.01	20	80	417
Baraj-4	2000-2020	Alt Germav	0.14	80	180	439
Baraj-4	2068-2076	Alt Germav (Rez)	0.43	230	660	439
Baraj-5	2061.4	Alt Germav (Rez)	1.02	8960	3250	410
Baraj-5	2068.8	Alt Germav (Rez)	1.01	9020	3010	405

5. SONUÇLAR

Çalışma alanında genellikle hidrokarbon türü problemi olmayıp, genellikle yoğun etkin tektonizma nedeniyle kapan problemi bulunmaktadır. Bölge genelinde rezervuar kaya yönüyle önemli olan Derdere formasyonunun petrol/su kontağının altında kalması nedeniyle petrol üretme olasılığının olmadığı sonucuna varılmıştır.

Tektonizma, aşınma ve paleotopoğrafyaya bağlı olarak sadece çalışma alanının belli bir bölümünde görülen tabanındaki "Rezervuar seviye"nin oldukça iyi porozite ve permeabiliteye sahip olduğu tespit edilmiştir.

Germav formasyonu "alt üyesi" tabanında izlenen ve petrol üretme potansiyeli yüksek olan Rezervuar seviyenin çok dar bir alanda geliştiği sonucuna varılmıştır. Yapılan incelemeler ve çalışmalar neticesinde olasılıkla bu seviyenin sınırlı bir yayılım gösterdiği ve o dönemdeki paleoyükselim alanları olduğu sonucuna varılmıştır.

Çalışma alanında rezervuar kaya yönüyle Derdere formasyonu'nun derinlerde olması ve "Rezervuar seviye"nin de çok dar bir alanda geliştiği göz önüne alındığında sahanın petrolcülük açısından oldukça riskli olduğu kanaatine varılmıştır. Ancak sahada petrolün varlığının ispatı olan üretim kuyularının olması nedeniyle çalışma alanı civarında daha detaylı olarak yapılacak olan sismik çalışmalar sonucunda yeni petrol sahalarının bulunabilme olasılığı vardır.

6. TEŞEKKÜR

Bu çalışmanın tamamlanmasında katkısı bulunan Ç.Ü. Araştırma Fonuna (MMF2003YL61 nolu proje), araştırmalar sırasında, manevi destek ve projelendirmede yardımcı olan TPAO Adıyaman Jeoloji Müdürlüğü Personeline, analizlerin yapılması ve önceki çalışmaların verilerinden yararlanma olanağını sağlayan TPAO Arama ve Araştırma Grubu'na; Adıyaman Bölge Müdürlüğü ve TPAO Genel Müdürlüğünde özveriyle destek veren TPAO çalışanlarına teşekkür ederiz.

7. KAYNAKLAR

Açıkbaş, D., Sungurlu, O., Akgül, A. ve Erdoğan, T.,1979, Geology and petroleum possibilities of Southeast Turkey: TPAO Arama Grubu, Rapor no. 1410, 31 s., Ankara.

Aksu, R., 1980, Hakkari-Çukurca, Harbol, Derik-Bedinan, Hazro bölgelerinin jeolojisi: TPAO Arama Grubu, Rapor no. 1460, 58 s., Ankara.

Araç, M., Yılmaz, E., 1991, XI ve XII. Bölge güneyindeki kuyularda kesilen Cudi ve Mardin Gruplarının sedimantolojisi ile fasiyes, diyajenez ve rezervuar özellikleri. TPAO Araştırma Merkezi, Rapor no. 1715, 154 s., Ankara.

Bryant, G. F., 1960, Stratigraphic report of the Penbeğli-Tutköy area, PetroleumDistrict VI, Southeast Turkey (American Oversas Petroleum (AMOSEAS) Report). Petrol İşleri Genel Müdürlüğü Teknik Arşivi, Kutu no. 323, Rapor no. 12 (TPAO Arama Grubu, Rapor no. 647) 27 s., Ankara.

Çelikdemir, E. ve Dülger, S., 1990, Güneydoğu Anadolu'da Mardin Grub karbonatlarının stratigrafisi, sedimantolojisi ve rezervuar özellikleri: TPAO Arama Grubu, Rapor no. 2665, 93 s., Ankara.

Çelikdemir, E., Dülger, S., Görür, N., Wagner, C. ve Uygur, K., 1991, Stratigraphy, sedimentology, and hydrocarbon potential of the Mardin Group, SE Turkey: Special publication of AAPG, no.1, p. 439-454.

Çoruh, T., 1991, Adıyaman civarında (XI. Bölge kuzeybatısı ve XII. Bölge) yüzeyleyen Kampaniyen-Tanesiyen istifinin biyostratigrafisi ve paleocoğrafik evrimi: TPAO Araştırma Merkezi, Rapor no. 1656, 101 s., Ankara.

Dorsey, R. ve Franklin, G., 1959, Yayladağ section (Esso Standart (Turkey) Inc.). TPAO Arama Grubu, Arşiv no. 1006, 152 s., Ankara.

Duran, O., Şemşir, D., Sezgin, İ. ve Perinçek, D., 1988, Güneydoğu Anadolu'da Midyat ve Silvan Gruplarının stratigrafisi, sedimantolojisi ve petrol potansiyeli: TPJD Bülteni, 99-126 s., Ankara.

Duran, O., Şemşir, D., Sezgin, İ. ve Perinçek, D., 1989, Güneydoğu Anadolu'da Midyat ve Silvan Gruplarının stratigrafisi, sedimantolojisi ve paleocoğrafyası, paleontolojisi, jeoloji tarihi, rezervuar ve diyajenez özellikleri ve olası petrol potansiyeli: TPAO Arama Grubu, Rapor no. 2563, 78 s., Ankara.

Duran, O., 1991, Beşikli, Tokaris ve Bakacak sahalarının stratigrafisi, sedimantolojisi ve rezervuar özellikleri: TPAO Araştırma Merkezi, Rapor no. 1586, 43 s., Ankara.

Erdoğan, T., 1975, Gölbaşı civarının jeolojisi: TPAO Arama Grubu , Rapor no. 929, 17 s., Ankara.

Erenler, M., 1989, XI-XII. Bölge güney alanlarındaki kuyularda Mesozoyik çökel istifinin mikropaleontolojik incelemesi: TPAO Araştırma Merkezi, Rapor no. 1364, 44 s., Ankara.

Ertuğ, K., 1991, Güneydoğu Anadolu'da Kretase yaşlı Mardin Grubu ve Karaboğaz Formasyonu'nun palinostratigrafisi: TPAO Araştırma Merkezi, Rapor no. 1525, 49 s., Ankara.

Gossage, D. W., 1956, Compiled progress report on the geology of part of Petroleum District VI, Southeast Turkey: N. V. Turkse Shell, Report no. GRT. 2, 22 p., Ankara.

Günay, Y., 1984, Amonos dağlarının jeolojisi ve Karasu-Hatay grabeninin petrol olanakları: TPAO Arama Grubu, Rapor no. 1954, 98 s., Ankara.

Güven, A., Dinçer, A., Tuna, M.E., Tezcan, Ü.Ş. ve Çoruh, T., 1988, Güneydoğu Anadolu'da Mardin ve Midyat Grupları arasında yer alan birimlerin stratigrafisi (ön rapor): TPAO Arama Grubu, Rapor no. 2414, 154 s., Ankara.

Güven, A., Dinçer, A., Tuna, M.E., ve Çoruh, T., 1991a, Güneydoğu Anadolu Kampaniyen-Paleosen otokton istifinin stratigrafisi: TPAO Arama Grubu, Rapor no. 2828, 133 s., Ankara.

Güven, A., Dinçer, A., Tuna, M.E., ve Çoruh, T. 1991b, Stratigraphic evolution of the Campanian-Paleocene autochtonous succession of the Southeast

Anatolia. Ozan Sungurlu Symposium Proceedings, p. 238-261, Ankara.

Handfield R. W., Bryant, G. F. ve Keskin, C., 1959, Measured section of Korudağ (American Overseas Petroleum): TPAO Arama Grubu, Arşiv no. 523.,125s., Ankara.

Kellogg, H. E., 1960, Stratigraphic report, Hazro area, Petroleum District V, SE Turkey (American Overseas Petroleum (AMOSEAS) Report). Petrol İşleri Genel Müdürlüğü Teknik Arşivi, Kutu no. 126, Rapor no. 1, 42 s., Ankara.

Kellogg, H. E., 1961, Regional stratigrahy and petroleum possibilities of Southeast Turkey (American Overseas Petroleum (AMOSEAS) Report). Petrol İşleri Genel Müdürlüğü Teknik Arşivi, Kutu no. 201, Rapor no. 1, 29 s. (TPAO Arama Grubu, Rapor no. 767)

Köylüoğlu, M., 1981, Körkandil ölçülmüş stratigrafi kesitinin Mesozoyik biyostratigrafisi: TPAO Araştırma Merkezi, Rapor no. 362, 14 s., Ankara.

Maxson, J. H., 1936, Geology and petroleum possibilities of the Hermis dome: MTA Derleme no. 255, 25 s., Ankara.

Pasin C., Akgül , A., Dülger, S., 1982, Güneydoğu Anadolu'da Mardin Grubu: TPAO Arama Grubu, Rapor no. 1635, 81 s., Ankara.

Peksu, M., Çemen, İ., Akça, İ., 1991, XII. Bölge jeoloji haritası N40 paftası, TPAO Arama Grubu Arşivi, Ankara.

Perinçek, D., 1979, Hazro, Korudağ-Çüngüş, Maden, Hazar, Elazığ, Malatya dolayının jeolojisi: TPAO Arama Grubu Rapor no. 1395, 62 s., Ankara.

Perinçek, D., 1980, IX. Bölge Hakkari, Yüksekova, Çukurca, Beytüşşebap, Uludere, Pervari dolayının jeolojisi: TPAO Arama Grubu, Rapor no. 1481, 80 s., Ankara.

Perinçek, D., 1989, Hakkari ili ve dolayının stratigrafisi, yapısal özellikleri, Petrol imkanları: TPAO Arama Grubu, Rapor no. 2545, 127 s., Ankara.

Perinçek, D., 1990, Hakkari ili dolayının stratigrafisi, GDA Türkiye: TPJD Bülteni, cilt. 2/1, 21-68. s., Ankara.

Perinçek, D., Duran, O., Bozdoğan, N. ve Çoruh, T., 1992, Stratigraphy and paleogeographical evolution of the autocthonous sedimentary rocks in the SE Turkey (Güneydoğu Türkiye'de otokton sedimanter kayaların stratigrafisi ve paleocoğrafik evrimi): Ozan Sungurlu Symposium proceedings, p. 274-305 p., Ankara.

Saltık, O. ve Saka, K., 1971, Karababa tip stratigrafi kesiti: TPAO Arama Grubu, Arşiv no. 4307., 68 s., Ankara.

Schmidt, K., 1935, First report over geological and paleontological: MTA Derleme no. 1532, 11 s., Ankara.

Sungurlu, O., 1973, VI. Bölge Gölbaşı-Gerger arasındaki sahanın jeolojisi: TPAO Arama Grubu, Rapor no. 802, 30 s., Ankara.

Sungurlu O., 1974a, VI. Bölge kuzey sahalarının jeolojisi: TPAO Arama Grubu, Rapor no. 871, 32 s., Ankara.

Sungurlu, O., 1974b, VI. Bölge kuzey sahalarının jeolojisi: Türkiye İkinci Petrol Kongresi Tebliğleri, 85-107 s., Ankara.

Şengündüz, N. ve Aras, M., 1986, XI ve XII. Bölgelerde Mardin Grubu

karbonatlarının ve Karaboğaz Formasyonu'nun fasiyes dağılımı, diyajenetik özellikleri ve çökelme modeli: TPAO Araştırma Merkezi, Rapor no. 1005, 75 s., Ankara.

Tuna, D., 1973, VI. Bölge litostratigrafi birimleri adlamasının açıklayıcı raporu: TPAO Arama Grubu, Rapor no. 813, 131 s., Ankara.

Wilson, H. H. and Krummenacher, R., 1959, Geology and oil prospects of The Gaziantep Region, Southeast Turkey (N. V. Turkse Shell Report). Petrol İşleri Genel Müdürlüğü Teknik Arşivi, Kutu no. 351, Rapor no. 2, 53 s.

Yılmaz, Y., 1982, Amonos dağlarının tektoniği: TPAO Arama Grubu, Rapor no. 1653, 91 s., Ankara.

Yılmaz, Y., Gürpınar, O., Kozlu, H., Gül, M. A., Yiğitbaş, E., Yıldırım, M., Genç, C. ve Keskin, M., 1987, Maraş kuzeyinin jeolojisi (Andırın-Berit-Engizek-Nurhak-Binboğa dağları), cilt II: TPAO Arama grubu, Rapor no. 2028/2, 218 s., Ankara.

Yılmaz, E. ve Duran, O., 1997, Güneydoğu Anadolu Bölgesi otokton ve allokton birimler stratigrafi adlama sözlüğü "Lexicon": TPAO Araştırma Merkezi Grup Başkanlığı Eğitim Yayınları, Rapor no. 31, 460 s., Ankara

Yoldemir, O., 1985, Suvarlı (Adıyaman) yakın dolayının jeolojisi, yapısal durumu ve petrol olanakları: TPAO Arama Grubu, Rapor no. 2113, 9s., Ankara.

Yoldemir, O., 1987, Suvarlı-Haydarlı-Narlı-Gaziantep arasında kalan alanın jeolojisi, yapısal durumu ve petrol olanakları: TPAO Arama Grubu, Rapor no. 275, 60 s., Ankara.

1. GİRİŞ

Dünya taş endüstrisinin gelişimi incelendiğinde, mermer ve yapıtaşı olarak kullanılan endüstriyel kayaçların inşaat sektöründe kullanımı, yapay ürünlere göre 1980'li yıllardan sonra önemli miktarda artış göstermiştir. Özellikle dekoratif taş endüstrisinde, mermerin gerek üretim teknolojisinde ve gerekse kullanım alanlarında (taşıyıcı yapı elemanı, taşıyıcı konsol, iç ve dış kaplama) görülen bazı aksaklıklar ve olumsuzluklar nedeniyle "sert mermer" olarak adlandırılan magmatik kökenli kayaçların (serpantinit, gabrodan granite derinlik ve bazalttan riyolite kadar olan yüzey kayaçları) kullanım alanları artmaktadır. Özçelik vd. (2003) tarafından, andezit üretimi yönünden özellikle Ankara, Çankırı, Afyon bölgelerindeki üretim miktarında son yıllarda büyük artış olduğu açıklanmıştır. Bu tür kayaçların mermere göre daha sert olması, kimyasal maddelerden etkilenmemesi ve iyi cila kabul etmesi gibi faktörler, tüketim miktarını artırmaktadır (Şentürk vd., 1995). Son yıllarda, büyük şehirlerdeki ve turistik yörelerdeki yapılarda ve topluma açık-kapalı alanlarda doğal taşlar yaygın olarak kullanılmaya başlanmıştır.

Bu araştırmanın konusunu oluşturan Orduzu volkanitlerine ait kaya birimleri, eski Malatya yerleşim yerine çok yakın olması nedeniyle, yörede yaşayan insanlar tarafından şimdiye kadar çeşitli amaçlarla (Orduzu-Aslantepe höyüğünde mezar lahitleri, kesici aletler, değirmen taşları, eski Malatya surlarının yapımı, binaların temelinde yapıtaşı vs. olarak) kullanılmış ve kullanılmaya devam etmektedir. Bu yaygın kullanımına rağmen, söz konusu kaya birimlerinin fizikomekanik özelliklerinin belirlenmesi amacıyla hiçbir deneysel çalışma yapılmamıştır. Oysa, Çiftepala vd., (2003) ve Çavumirza vd. (2003) tarafından vurgulandığı gibi mevcut rezervlerimizin etkin olarak işletilmesi için bilimsel ve teknik açılardan analiz edilmesi gerekmektedir.

Orduzu volkanitlerinin şehir merkezine çok yakın (~7 km) olması, volkanitlerin yüzeylendiği alana karayolu ulaşımının bulunması ve Malatya ilinde birçok mermer işleme fabrikasının bulunması nedeniyle, bu çalışmada söz konusu kaya birimlerinin mermer ve yapıtaşı olarak kullanılabilirliğinin araştırılması amaçlanmıştır. Bu amaçla, söz konusu volkanitlere ait kaya kütlesi özelliklerinin belirlenmesi için arazide hat boyunca ölçümler yapılmış, alınan örnekler mineralojik-petrografik, kimyasal açıdan incelenmiş ve farklı alanlardaki kaya bloklarından alınan silindirik örnekler (karot) üzerinde fiziksel ve mekanik özelliklerin belirlenmesi amasıyla TSE standartlarına göre çeşitli testler yapılarak, ISRM ölçütlerine ve TSE standartlarına göre, Orduzu volkanitlerinin mermer-yapıtaşı olarak kullanılabileceği belirlenmiştir.

2. JEOLOJİ

Orduzu volkanitleri, Malatyanın hemen kuzeybatısında, monojenik bir volkan konisi şeklinde, yaklaşık 4 km^2'lik bir alanda yüzeylenmektedir. Önal vd. (2004) tarafından yapılan çalışmada yörede geniş

yayılımlı olan Yamadağ volkanizmasına ait olduğu açıklanmış ve Orduzu volkanitleri adlaması kullanılmıştır.

İnceleme alanı; riyolit, dasit, bazaltik andezit, andezit ve bazalt olmak üzere dört farklı kaya biriminden oluşmaktadır. Riyolit ve bazaltik andezitler lav akıntısı, dasit ve bazaltlar ise dayklar şeklinde oluşum göstermektedir (Şekil 1). Koninin dış kısmı riyolitik lav akıntısı ile çevrilmiştir. Bu lav akıntısı çember şeklindeki dasit daykları tarafından kesilmektedir. Koninin iç kısmında ise bazaltik andezit bileşimli bir lav akıntısı yer almaktadır. Bu birimler, volkanizmanın son ürünü olan bazalt daykları tarafından kesilmektedir. Arazide, riyolitik lav akıntılarının Eosen yaşlı fliş türü sedimanter kayaçları (Suludere formasyonu; Demir, 1997) kestiği açıkça izlenebilmektedir. Bu sedimanter kayaçlar kaba taneli, tutturulmamış, eski alüvyon ile örtülmektedir. Orduzu volkanitlerinin Ar-Ar yöntemiyle belirlenen yaşının orta Miyosen olduğu Önal vd. (2004) tarafından açıklanmıştır.

3. ORDUZU VOLKANİTLERİNİN YAPITAŞI-MERMER OLABİLİRLİĞİ

Orduzu volkanitlerinin yapıtaşı-mermer olabilirliğinin araştırılması amacıyla, arazide yatağın durumu ve tektonik unsurların belirlenmesi için, farklı kaya birimlerinde, KB-GD, KD-GB, D-B ve K-G yönlerinde hat etüdleri yapılmıştır. Bu kaya türlerinden alınan örnekler mineralojik-petrografik ve fizikomekanik özellikleri açısından incelenmiştir. Sözkonusu kayaçların kimyasal bileşimleri ise, Önal vd (2004) tarafından ACME Analiz laboratuvarında yaptırılan kimyasal analiz sonuçlarının ortalamaları alınarak belirlenmiştir.

3. 1. Yatağın Durumu

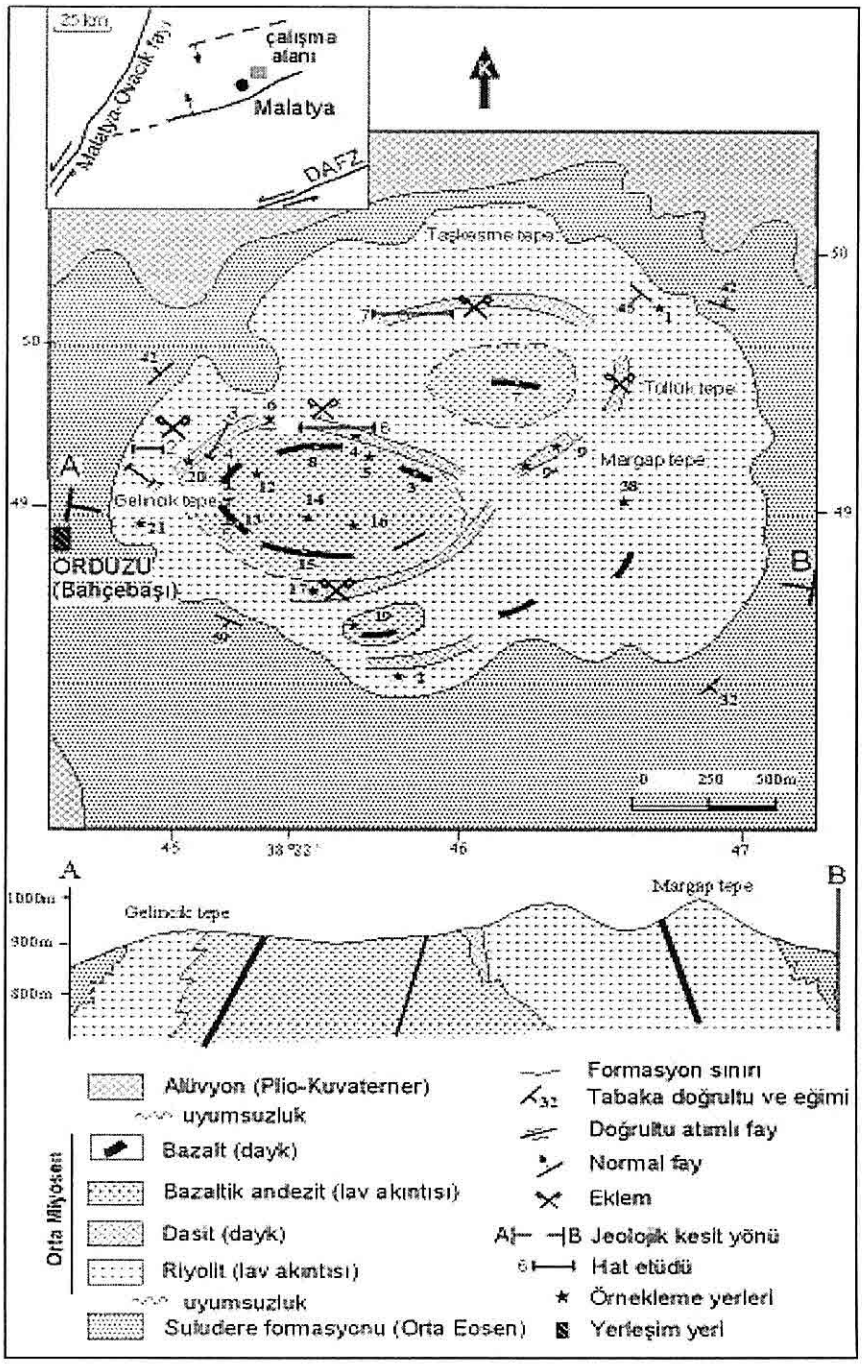
Riyolit; üst üste birikmiş lav akıntılarından oluşmaktadır. Yaklaşık 2 km^2 lik bir örtü şeklinde, Orduzu volkanitleri içerisinde en fazla yüzeyleme alanına sahiptir. Margap tepenin güney ve güneybatısındaki yüzeylemeleri yer yer pembemsi-bej renkte iken, diğer alanlarda tamamen bej renktedir (Şekil 2a). Lav akıntılarının kalınlıkları 0.5-1.0 m arasında olup, koninin kenar kesimlerinde bu akıntılar daha belirgindir. Gelincik tepe yamacında K55°B doğrultulu, 42°GB'ya eğimli, Tüllük tepe kuzeyinde ise K75°B doğrultulu, 45°GB'ya eğimlidir. Lav akıntılarına yaklaşık dik ve paralel şekilde iki çatlak sistemi gelişmiştir.

Gelincik tepede KB-GD ve yaklaşık D-B doğrultulu iki hat boyunca, jeolog pusulası ve şerit metre ile yapılan ölçümlerde; iki yönde, birbirini kesen çatlak sistemlerinin olduğu görülmüştür. 1 ve 2 nolu hat boyunca yapılan ölçümlerde çatlak sistemlerinin doğrultuları aşağıdaki şekilde belirlenmiştir:

1. çatlak sisteminin doğrultusu K40-80°D, eğimi 50-85°arasında değişen açılarda GD'yadır.

2. çatlak sisteminin doğrultusu K20°B, eğimi 65° ile KD yönündedir.

Bu iki çatlak sisteminden birinci olarak tanımlanan çatlakların yatay ve düşey devamlılıkları daha fazla (yatayda 3-4 m.,



Şekil 1. İnceleme alanının jeoloji haritası (Önal vd., 2004'den yararlanılarak hazırlanmıştır).

düşeyde görünen 1-1.5 m. devamlı) dır. KD-GB yönlü çatlakların doğrultuları birbirine paralel olmayıp, aralarındaki açı farkı 40° ye kadar çıkmaktadır. Bu nedenle kaya kütlesi içinde üçgen şekilli bloklar oluşmuştur. Bazı tekil bloklarda ise, blok içinde 8-22 cm. arası mesafelerde değişen, birbirine paralel çok sayıda devamsız (blok boyutundan daha küçük) çatlaklar da gelişmiştir. İki çatlak arası mesafe değişken olup, 1 ve 2. hat boyunca görünür aralık min. 0.25 m., max. 0.85 m. olarak ölçülmüştür. Ölçümlerin histogramı Şekil 3a'da verilmiştir. 115 adet ölçümün ortalama süreksizlik aralığı (x) 0.558 m. olup, bu değer ISRM (1981) tarafından önerilen süreksizlik aralığı tanımlama ölçütlerine göre orta derecede aralıklı (200-600 mm) kaya kütlesi tanımı içindedir. Süreksizlik sıklığı (λ) ise 1.79 olarak hesaplanmıştır. Süreksizliklerden KD-GB doğrultulu (eğim GD'ya) olanların yatay (3.0-4.0 m) ve düşey (1.0-1.5 m) devamlılığı, KB-GD yönlü olanlardan fazladır. ISRM (1981) ölçütlerine göre süreksizlik yüzeyleri, kalitatif olarak "dalgalı düz" dür. Süreksizliklerin açıklıkları 1-4 mm arasında olup, %80 den fazlası 1 mm açıklıkta ve dolgusuzdur. Ender de olsa gözlenen 3-4 mm arasındaki süreksizliklerde, yer yer, az tutturulmuş kil ve milonit tipi dolgu malzemesi bulunmaktadır. Sahanın kuzeyindeki yüzlemelerde, bu süreksizlik yüzeylerinde kaya kütlesinin bozunduğuna ilişkin gözle ayırt edilebilir bir belirti, renk değişimi vs. gözlenmemiştir. Margap tepenin güney ve güneybatısındaki yüzlemelerde ise, az ve orta derecede bozunmuş zonlar bulunmaktadır. Az bozunmuş zonlarda, kayaç malzemesinde ve süreksizlik yüzeylerinde pembemsi-bej arası alacalı renk değişiminin olduğu, orta derecede bozunmuş zonlarda ise renk değişimine ilaveten kayacın yarısından fazlası ayrışmış ve/veya parçalanmıştır. Sahanın tümünde süreksizlik yüzeylerinin kuru olduğu gözlenmiş, yani suyun aktığına ilişkin bir göstergeye rastlanmamıştır.

Dasit; riyolitik lav akıntılarını kesen ring (halka) dayklar halinde, koninin hemen her yerinde, riyolitik lavlar içerisinde bulunmakta ve bu lav akıntıları içinde çıkıntı şeklinde sırtlar oluşturmaktadır. En kalın yüzlemelerini (100-120 m arası) Gelincik tepenin güneyi ile Gelincik tepenin güneydoğusundaki (Tüllük tepe) yükseltide vermektedir Yer yer bazaltik andezit bileşimli lav akıntısı ile örtülü olduğundan gerçek kalınlık gözlenememiştir. Yüzleme alanı yaklaşık 0.7 km^2 dir. Riyolitik lav akıntıları ile olan dokanağı keskindir. Taze yüzeyi gri renkte, günlenme yüzeyi ise koyu kahverengidir (Şekil 2b). Bej renkteki riyolit içinde bu günlenme rengiyle kolayca ayırt edilmektedir. Riyolite benzer şekilde, doğrultuları birbirine yaklaşık dik olan, devamlılığı fazla iki çatlak sistemi (K30-35°B ve K55-60°D doğrultulu) egemendir. Bu iki çatlak sistemi devamlılığı az (0.5-1.0 m) olan, K20-25°D doğrultulu çatlaklar tarafından da kesilmektedir. Kuzeybatı doğrultulu çatlakların eğimleri daha fazla (75-84° ile GB'ya eğimli), kuzeydoğu doğrultulu çatlakların eğimleri ise daha az (54-

60°arası GD'ya eğimli) dır. İki çatlak arası mesafe çok değişken olup, kuzeydoğu-güneybatı ve doğu-batı doğrultulu 3, 6 ve 7. hat boyunca yapılan ölçümlerde görünür aralık min. 0.4 m., max. 0.6 m. olarak ölçülmüştür. Ölçümlerin histogramı Şekil 3b'de verilmiştir. 116 adet ölçümün ortalama süreksizlik aralığı (x) 0.24 m, süreksizlik sıklığı (λ) ise 4.16 olarak belirlenmiştir. Süreksizlik aralığı riyolitinkinden (0.55) çok düşüktür. ISRM (1981) tarafından önerilen süreksizlik aralığı tanımlama ölçütlerine göre "orta derecede aralıklı" (200-600 mm) kaya kütlesi tanımı içerisinde, fakat alt sınıra yakın değerdedir. Ölçümlerin istatistiksel olarak değerlendirilmesinde ise; süreksizlik aralığının negatif exponansiyel dağılıma (Ulusay ve Sönmez, 2002) uyduğu görülmüştür. Süreksizlik yüzeyleri ise ISRM (1981) ölçütlerine göre kalitatif olarak "basamaklı-düz" dür. Süreksizliklerin yatay ve düşey devamsızlıkları ise çok değişkendir. Yatayda min. 0.5 m, max. 5.0 m, düşeyde ise min. 0.33 m, max. 3.0 m (alt sınırı görülmeyen) devamlılıklar ölçülmüştür. Süreksizliklerin açıklıkları yüzeyde 1-3 mm iken, derine doğru 1 mm den küçük oldukları görülmüştür. Açıklıklarda dolgu malzemesi bulunmaz. Süreksizlik yüzeyleri kurudur, ancak Gelincik tepe güneyindeki yükseltide süreksizlik yüzeylerinde renk değişimi ve kaya kütlesi içinde koyu-açık kahverengi bozunma halkalarına (weathering ring) sıklıkla rastlanmaktadır. Bu kahverengi halkaların kalınlıkları 1-15 mm arasında değişmektedir. Ana kütle içerisindeki halkalar ile süreksizlik yüzeyleri arasında kalan kayaç kütlesinde ise kahverengi lekelenmeler izlenmektedir.

Bazaltik andezit; Riyolitler gibi lav akıntısından oluşmuştur. İçinde yuvarlaklaşmış, 1-30 cm ve yuvarlaklaşmamış 10-100 cm arası büyüklüklerde mafik (koyu renkli) magmatik anklavlar bulunmaktadır. Volkan konisinin daha çok iç kesimlerinde yaklaşık 0.8 km^2'lik bir alanda yüzlenmektedir. Yüzeyde, kaya kütlesinin tümü, neredeyse toprak zemine dönüşerek ayrışmış ve/veya parçalanmıştır. Gelincik tepenin güneyindeki yüzlemelerinde ise bozunma biraz daha azdır. Bu alanlarda soğan kabuğu şeklinde bozunma yapısı ve ince taneli matrix içinde gözle görülebilen iri (2-4 mm) feldispat kristallerinin varlığı ile diğer kaya türlerinden kolaylıkla ayrılmaktadır (Şekil 2c). Tüllük tepenin batısındaki yüzlemeleri ise tamamen bozuşmuştur. Blok örnek alınamadığı için bu birimin fiziksel ve mekanik özellikleri incelenememiştir.

Bazalt; Orduzu volkanitlerine ait diğer kaya türlerini kesmekte ve daha çok bazaltik andezit bileşimli lav akıntıları içinde, masif yapıda bulunmaktadır (Şekil 2d). Yüzeyde parçalanmış bloklar halinde bulunduklarından, kalınlıkları değişken (5-50m), devamlılıkları az (50-300 m), tekil dayklar halinde izlenmektedir. Margap tepenin güney ve güneybatısında riyolitik lav akıntısı içindeki küçük yüzeylemeleri grimsi-siyah renkte ve sistemsiz çok sayıda kırık içermektedir.

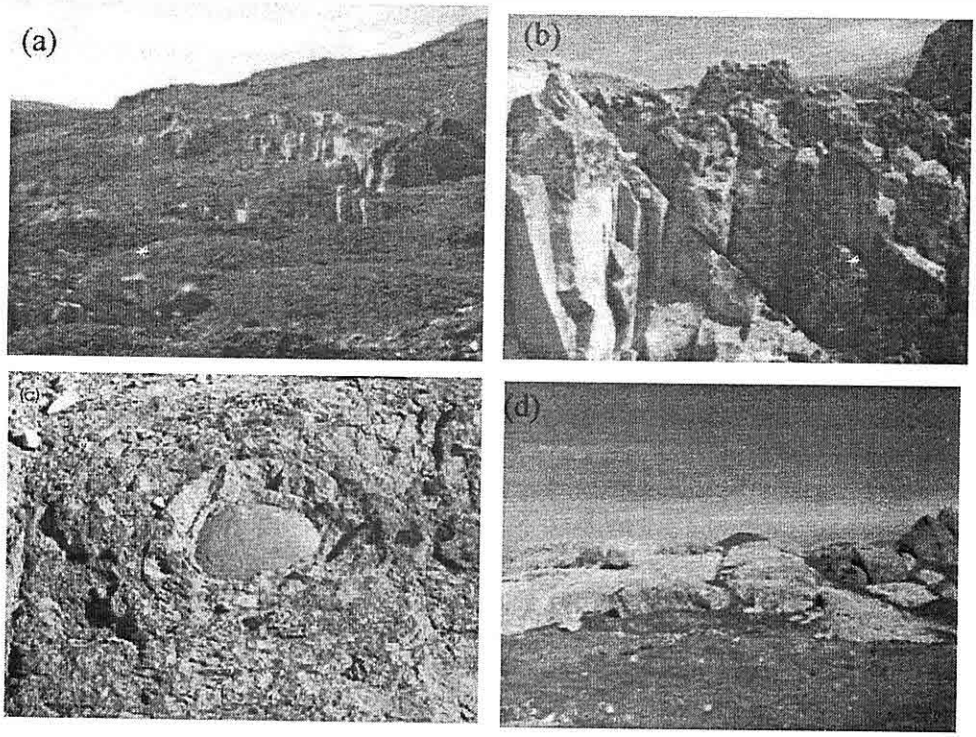
Gelincik tepe civarında, bazaltik andezitler içerisindeki yüzeylemeler ise masif ve bloklu yapı göstermekte olup, çoğu blok birbirinden ayrılmıştır. Her bir blok kendi içerisinde masif yapıdadır. Riyolit ve dasite benzer şekilde K60°D ve K80°D doğrultulu, 60-85° arası GD'ya eğimli, yatay devamlılığı fazla olan (5.0-7.0 m) çatlak sistemi egemendir. Bu çatlak sistemi, daha az devamlı (1.0-3.0 m), K15-20°B doğrultulu, 80-85°GB'ya eğimli çatlaklar ile kesilmektedir. Yaklaşık K-G doğrultulu iki hat (4 ve 5) boyunca yapılan ölçümlerde, iki çatlak arası görünür aralık min 1.0 m, max. 5.2 m. olarak ölçülmüş olup, ölçümlerin histogramı Şekil 3c'de verilmiştir. 18 adet ölçümün ortalama süreksizlik aralığı (x) 2.73 m, süreksizlik sıklığı (λ) ise 0.37 olarak hesaplanmıştır. Riyolit ve dasite göre süreksizlik aralığı çok fazla olup, ISRM (1981) ölçütlerine göre "çok geniş aralıklı" (2000-6000 mm) kaya kütlesi tanımı içerisinde yer almaktadır. Süreksizlik yüzeyleri ise kalitatif olarak "dalgalı-düz" dür. Süreksizliklerin yatay devamlılıkları KD-GB yönünde fazla (3-6 m.), KB-GD yönünde daha az (1-2 m.) dır. Düşey devamlılıklarının ise çıkmalarda 2 m'den fazla ve devamlı oldukları gözlenmiştir. Birimin rengi homojen olmayıp, açık renkli (bej) ince taneli malzeme içerisinde koyu renkli (koyu gri - siyah) mineral topaklanmalarının olduğu globüler yapılı, alacalı renk görülmektedir. Bazı alanlarda koyu renkli bu globüller azalmakta ve açık renkli malzeme içinde tamamen yuvarlaklaşmış 1-3 cm çaplı topaklanmalara dönüşmektedir. Blokların sadece dış yüzeylerinde bozunma gelişmiş olup, açık renkli matrix toprağımsı görünüm kazanmış, siyahımsı mineral topaklanmalarında ise koyu yeşil, alacalı renk oluşmuştur. Bazaltik andezitler içinde bulunan bazalt daykları ise çoğunlukla bazaltik andezitin ayrışmasından oluşmuş toprağımsı malzeme ile örtülmüştür.

Orduzu volkanitleri koninin dış kenarındaki ortalama yükselti olan 900 m'den itibaren, 50-100 m arası (Tüllük tepede 150 m'ye kadar çıkan) kalınlık sunmaktadır. Bu kaya birimlerinin ortalama yüzeyleme kalınlığı 75 m olarak alındığında:

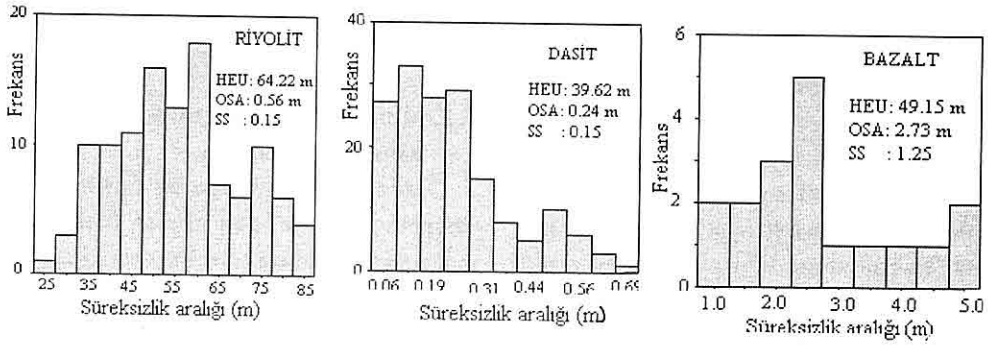
Yaklaşık 2 km^2 yüzeyleme alanına sahip riyolitden 150 000 m^3, yaklaşık 0,7 km^2 yüzey alanına sahip dasitden 52 500 m^3, yaklaşık 0,5 km^2 lik yüzey alanına sahip bazalttan 37 500 m^3 olmak üzere toplam 240 000 m^3 jeolojik rezerv bulunmaktadır. İşletmenin yüzeyden itibaren derine doğru da yapılabileceği düşünüldüğünde, bu miktar daha da artacaktır.

3. 2. Mineralojik-Petrografik ve Kimyasal Özellikler

Orduzu volkanitlerine ait farklı kaya türlerinde, yüzeyden alınan örnekler makroskopik olarak ve bu örneklerden alınan ince kesitler mineralojik-petrografik olarak incelenmiştir. Bu kaya türlerinin kimyasal bileşimleri ise, Önal vd (2004) tarafından, ACME Analiz Laboratuvarında (Kanada) yaptırılan, her bir kaya türüne ait 5'er adet örneğin



Şekil 2. Orduzu volkanitlerinin arazideki görünümleri, a: Riyolit'deki lav akıntısının tabakalı yapısı, b: Dasit daykının bloklu görünümü, c: Bazaltik andezitlerdeki bozunma (soğan kabuğu yapısı), d: Bazalt'daki masif yapı.



Şekil 3. Riyolit, dasit ve bazaltlardaki süreksizlik aralıkları histogramı, HEU: Hat etüdü uzunluğu, OSA: Ortalama süreksizlik aralığı, SS: Standart sapma.

(toplam 20 adet), toplam kayaç ana oksit analiz sonuçlarının ortalaması alınarak belirlenmiştir.

3. 2. 1. Makroskobik inceleme

Orduzu volkanitlerine ait riyolit, dasit, bazaltik andezit ve bazalt yüzeylemelerinin farklı noktalarından alınmış örnekler üzerinde yapılan incelemelerde; farklı kaya türlerinin görünüm ve renk açısından farklı özellikler gösterdiği belirlenmiştir. Bej renkte olan riyolitlerde homojen renk hakim olup, ince taneli matriks içinde yer yer 2 mm'ye ulaşan iğnemsi, koyu renkli mineraller mevcuttur. Dasitlerde ise taze yüzey gri renkte olup, gri renkli matriks içinde 0.5-2 mm büyüklükte, yeşilimsi koyu kahve, pulsu mika ve yuvarlaklaşmış, 1-5 mm büyüklüklerde, beyaz kuvars taneleri bulunmaktadır. Bazaltik andezitler diğer kaya birimlerinden farklı olarak daha iri taneli ve porfirik dokuludurlar. Açık yeşil-grimsi renkte ince taneli matrix içinde, iri (2-4 mm) prizmatik feldispat ve orta boy, çubuksu veya yuvarlaklaşmış mafik minerallerden oluşmuşlardır. Bazaltlarda ise küçük taneli, bej renkli matriks içinde yine küçük taneli ve siyahımsı-koyu yeşil mineral kümelenmelerinin oluşturduğu alacalı görünüm hakimdir.

3. 2. 2. Mikroskopik inceleme

Orduzu volkanitlerine ait farklı kaya türlerinin her birinden yapılan 15'er adet ince kesitin, polarizan mikroskopta, mineralojik-petrografik açıdan incelenmesi sonucunda aşağıdaki veriler elde edilmiştir.

Riyolit'lerde kayacı oluşturan esas mineraller plajiyoklas, sanidin, kuvars, biyotit ve opak minerallerdir. Bu mineraller kuvars ve feldispatın iç içe büyümesinden oluşmuş sferulitik dokudaki matrix içerisinde yer almaktadır. Plajiyoklas kayacın yaklaşık %50 sini oluşturmakta, hem fenokristal (%15-20), hem de matrix içinde mikrokristal olarak bulunmaktadır (Şekil 4a). Daha çok oligoklas bileşimindedir. Sanidin orta boy kristaller halinde kayacın yaklaşık %20 sini oluşturmaktadır. Kayacın %5-6 sını oluşturan biyotitler ise, daha çok iğnemsi şekillerde, kısmen de kenarları yenilmiş (korrode) fenokristaller halindedir.

Dasit'lerin esas mineralini plajiyoklas, kuvars, biyotit ve K-feldispat (ortoklas) oluşturmaktadır. Plajiyoklaslar genellikle mikrolitler, kısmen de zonlu fenokristaller halinde olup, oligoklas bileşimindedir (Şekil 4b). Kuvarslar hem yuvarlaklaşmış fenokristaller olarak, hem de matrix içinde feldispatla birlikte bulunmaktadır. Biyotit kristalleri genellikle klorite dönüşmüş olup, bazı örneklerde % 1 den azdır. Kuvars ve feldispatın birlikte büyümesi ile mikrografik ve sferulitik porfirik doku gözlenmektedir.

Bazaltik andezitlerin ana fenokristallerini plajiyoklas, amfibol ve biyotit oluşturmaktadır. Bazı örneklerde hipersten, ojit ve opak mineral de bileşime katılmaktadır. Plajiyoklas fenokristallerinin büyüklükleri 4 mm'ye kadar çıkmaktadır. Bileşimleri oligoklas-andezin olup, çoğunda zonlanma (osilatory), kenarlarda kemirilme ve opak mineral kapanımları izlenmektedir (Şekil

4 c). Hornblend ve biyotit kayaç içerisinde birbiri ile negatif ilişkilidir. Hornblendin fazla olduğu örneklerde biyotit eser miktarda, biyotitce zengin örneklerde hornblend eser miktardadır. Hornblendler hem prizmatik (1-2 mm büyüklükte) hem altıgen şekillerde izlenmektedir. Tüm kristalleri kloritleşmiş olup kenarları opaklaşmıştır (reaksiyon çeperi ile çevrilmiş durumda). Biyotit kristalleri iğnemsi ve pulsu olup, iğnemsi olanlar opaklaşmış, pulsu olanlar ise kloritleşmiştir. Bu kayaçlarda esas olarak mikrolitik porfirik, nadiren de hipersten ve ojit ile plajiyoklas latalarının oluşturduğu subofitik doku izlenmektedir.

Bazaltlarda, mağma karışımını gösteren, yaygın olmayan, komplike doku ve mineralojik bileşim gözlenmektedir. Ana fenokristal sadece plajiyoklas olup, genellikle andezin ve labrador bileşimlidir. Çoğunlukla kenarları kemirilmiş ve opak mineral yığışımları ile çevrilmiştir. Mafik mineraller ise orta veya küçük kristaller halinde ojit ve pulsu biyotitlerdir (Şekil 4d). Ojit mikrokristalleri, plajiyoklas fenokristalleri ile poikilitik dokuyu oluşturmaktadır. Nefelin ve analsim ise çoğu örneklerde bulunmakla birlikte, genelde kil minerallerine dönüşmüştür. Kayacın matriksini daha çok plajiyoklas, daha az ise sanidin mikrokristalleri oluşturmaktadır. Bu açık renkli matrix içinde ojit ve biyotit kristalleri ise bir araya toplanmış (topaklaşmış) dır. Bu kayaçlarda poikilitik dokuya ilaveten daha çok mikrolitik, subofitik, porfiritik, trakitik ve nadiren de diyabaz dokusu gözlenmektedir.

Mikroskobik incelemeler sonucunda bu kaya türlerinin hiçbirinde boşluk, yarık, kılcal çatlak, damar vs. gözlenmemiştir. Riyolit, dasit ve özellikle bazalta göre, daha sıkı (kuvars ve feldispatın iç içe büyümesi ile oluşan) dokuludur.

3. 2. 3. Kimyasal Özellikler

Orduzu volkanitlerine ait farklı kaya birimlerinin her birinden alınan 5'er adet örneğin toplam kayaç ana oksit analizlerinin ortalamaları Çizelge 1'de verilmiştir.

Riyolitlerde; %SiO_2 miktarı % 71-73, dasitlerde %72-73, bazaltik andezitlerde %57-62 ve bazaltlarda %53-54 arasında değişmektedir. Tüm örnekler yüksek K'lu olup, riyolit, dasit ve bazaltik andezitler kalk-alkalen , bazaltlar ise alkalen bileşimlidir. Toplam FeO oranı riyolit ve dasitlerde düşük (max % 2), bazaltik andezit ve bazaltlarda yüksektir (max %8). Riyolit ve dasite göre, bazaltik andezit ve bazaltlarda Al_2O_3, MgO, CaO, TiO_2 değerleri daha yüksektir. Kızdırma kaybı ise tüm örneklerde çok düşük (1-2 arasında) olup, sadece bir dasit örneğinde %3 dür.

3. 3. Fizikomekanik Özellikler

Orduzu volkanitlerine ait bazaltik andezitler yüzeyde bozuşmuş olduğundan, fizikomekanik özelliklerini belirlemek amacıyla blok örnek alınamamıştır.

Riyolit, dasit ve bazaltlardan ise 20x20x30 cm boyutlarında blok örnekler alınmıştır. Örneklerin alımında TS 2513 (TSE,1977) de belirtilen standartlara uyulmuş ve deney sonuçlarını olumsuz

Çizelge 1. Orduzu volkanitlerine ait farklı kaya türlerinin ortalama kimyasal bileşimleri.

Ana oksitler (%)	Riyolit	Dasit	Bazaltik Andezit	Bazalt
SiO_2	72,42	72,52	58,54	53,71
Al_2O_3	14,57	14,58	17,46	18,13
tFeO	1,32	1,41	5,78	7,58
MgO	0,30	0,28	1,17	3,76
CaO	1,46	1,65	5,52	6,06
Na_2O	3,68	3,80	4,40	4,93
K_2O	4,25	3,72	2,20	1,89
TiO_2	0,11	0,14	1,17	1,52
P_2O_5	0,07	0,07	0,28	0,33
MnO	0,03	0,02	0,07	0,10
Kızdırma kaybı	1,64	1,68	1,70	1,82
Toplam	**99,95**	**99,94**	**99,90**	**99,87**

etkileyecek darbelerden ve hatalı uygulamalardan kaçınılmıştır.

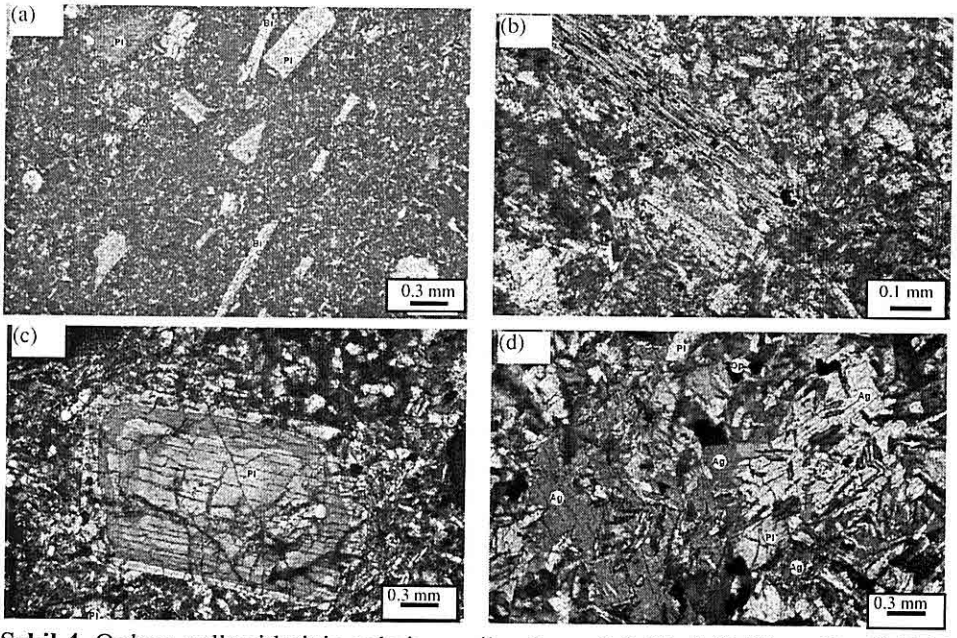
Alınan blok örneklerden İnönü Üniversitesi, Maden Mühendisliği Bölümü, Kaya Mekaniği laboratuvarında, karot alma makinesi ile 42 mm çapında karot örnekleri çıkarılmıştır. Alınan karot örnekleri kesme-parlatma makinesinde boy/çap oranı 2-2,5 olacak şekilde kesilerek düzeltilmiştir. Düzeltilen karot örnekleri üzerinde TS 1910 (TSE,1977), TS 699 (TSE, 1987) ve TS 6809 (TSE,1989) standartlarında verilen yöntemlerle deneyler yapılmıştır.

Yapılan deneyler sonucunda; fiziksel özelliklerden birim hacim ağırlık, özgül ağırlık, ağırlıkça su emme oranı, porozite (gözeneklilik), doluluk oranı, ve shore scleroscope sertliği belirlenmiştir. Ayrıca örneklerin pas tehlikesi tayini ve asit etkilerine dayanımı da incelenmiştir.

Mekanik özellikleri belirlemek amacıyla tek eksenli sıkışma dayanımı, don sonrası tek eksenli sıkışma dayanımı ve don kaybı deneyleri yapılmıştır. Deneyler riyolit, dasit ve bazalt biriminden hazırlanan yedişer adet örnek üzerinde gerçekleştirilmiş ve elde edilen sonuçların ortalaması TSE standartları ile karşılaştırılarak, Çizelge 2' de verilmiştir.

Çizelge 2' de görüldüğü gibi, incelenen kaya türlerinden bazaltın birim hacım ağırlığı riyolit ve dasite göre daha yüksektir. Bunun nedeni, bazaltın kimyasal bileşiminin riyolit ve dasitten farklı (tFeO ve MgO'ce daha zengin) oluşudur.

Dasit ve bazaltta porozitenin, riyolite oranla daha yüksek oluşunun, bunların porfirik dokularından kaynaklandığı düşünülmektedir. Ancak her iki kaya türünde de su emme miktarı



Şekil 4. Orduzu volkanitlerinin polarizan mikroskop görüntüleri (Ç.N.), a: Riyolit'deki plajiyoklas (prizmatik), biyotit (iğnemsi) kristalleri ve sferulitik dokulu matriks, b: Dasit'deki kemirilmiş biyotit (kahverengi), plajiyoklas kristal ve mikrolitleri (açık renkli), c: Bazaltik andezitdeki zonlu plajiyoklas fenokristali ve mikrokristalin matriks, d: Bazalt'da plajiyoklasca zengin kristalen matriks içinde koyu renkli ojit kümelenmeleri.

riyolitinkinden daha azdır. Riyolitte su emme miktarının fazla oluşu dokusal özelliğinden değil, küçük ölçekli çatlaklardan ve/veya yüzeysel bozunmadan kaynaklanmaktadır. Çünkü, riyolit en yüksek doluluk oranına sahiptir. Riyolitin, bazı kesimlerde bir miktar bozunmuş olması, kayacın dayanımına da yansımış ve bu alanlardan alınan blokların sıkışma dayanımları, taze örneklerden daha az çıkmıştır. Bunun sonucunda riyolitlerin ortalama tek eksenli basınç dayanımı değeri azalmıştır. Ancak bozunma derecesinin az ve derine doğru daha da azaldığı düşünüldüğünde, bunun sorun oluşturmayacağı düşünülmektedir.

4. SONUÇ VE ÖNERİLER

-Orduzu volkanitleri, riyolit, dasit, bazaltik andezit ve bazalt olmak üzere dört farklı kaya türünden oluşmaktadır.

- Malatya il merkezine yakınlığı ve mevcut Malatya-Orduzu karayolu ile ulaşım imkanına sahip olması gibi avantajlara sahiptir.

-Riyolit ve dasitde daha çok sferulitik doku hakimdir. Fenokristal ve mikrolitlerin çoğunu plajiyoklas

Çizelge 2. Riyolit, dasit ve bazaltın fizikomekanik özellikleri.

Fiziksel Özellikler	RİYOLİT			DASİT			BAZALT			
	En küçük	En büyük	Ort.	En küçük	En büyük	Ort.	En küçük	En büyük	Ort.	Standart Değ.
Doğal Birim Hacım Ağırlığı (gr/cm^3)	2.57	2.62	2.59±0.02	2.59	2.61	2.60±0.01	2.71	2.74	2.72±0.01	>2.55 (TS 1910)
Doygun Birim Hacım Ağırlığı (gr/cm^3)	2.58	2.63	2.60±0.02	2.59	2.61	2.60±0.01	2.71	2.74	2,73±0.01	
Kuru Birim Hacım Ağırlığı (gr/cm^3)	2.56	2.61	2.58±0.02	2.59	2.61	2.60±0.01	2.71	2.74	2.72±0.01	
Ağırlıkca Su Emme (%)	0.44	0.84	0.66±0.15	0.11	0.16	0.13±0.02	0.10	0.21	0.14±0.04	<0.75 (TS 2513 ve 1910)
Hacimce Su Emme (%)	0.13	2.16	1.71±0.38	0.03	0.42	0.29±0.13	0.26	0.56	0.39±0.11	
Porozite (%)	0.3	0.5	0.4	0.6	1.0	0.8	0.7	0.9	0.8	< %2 (TS 1910)
Özgül Ağırlık (gr/cm^3)	2.42	2.63	2.59	2.45	2.79	2.62	2.70	2.76	2.74	>2.55 (TS 2513)
Doluluk oranı (%)		99.6			99.2			99.2		
Mohs Sertliği		5			6-7			5-6		(TS 6809)
Shore Sertliği İndeks Değeri		78			92			83		
Mekanik Özellikler										
Tek Eksenli Sıkışma Dayanımı (MPa)	135.7	160.6	153.15±9.41	170.86	195.7	182.66±8.71	121.9	162.4	133.14±13.60	Min. 140 (TS 2513)
Don sonrası Tek Eks. Sık. Day (MPa)	138.7	148.5	144.71±3.72	107.55	240.5	178.7±52	105	141.1	131.82±14.87	
Don Kaybı (%)	0.01	0.06	0.03±0.019	0.02	0.012	0.05±0.045	0.003	0.095	0.046±0.041	Max. 0.05 (TS 1910)

oluşturmaktadır. Mafik mineral az olup, iğnemsi biyotit ve az opak mineral vardır.

-Bazaltik andezit ve bazalt ise benzer mineralojik özellik göstermektedir. Plajiyoklas amfibol ve piroksen bu kayaçların esas minerallerini oluşturmaktadır. Bazaltik andezitlerde porfirik doku, bazaltlarda ise mikrolitik, subofitik ve trakitik doku gözlenmektedir.

-Orduzu volkanitlerinden, bazaltik andezitler yüzeyde tamamen bozuşmuştur. Ancak derine doğru bu bozunmanın derecesi kapsamlı bir araştırmayı gerektirmektedir.

-Riyolitler ise çoğu alanda üstte değişken kalınlıkta kırılmış, parçalanmış bir ayrışma zonu ile örtülüdür. Bu ayrışma zonu sahanın güney ve doğusunda, batı ve kuzeyine göre daha fazladır. Dasitlerde ise bu parçalanma zonu yok denecek kadar azdır.

-Riyolit bej, dasit gri renkli olup, sahanın batı ve kuzeyinde homojen renktedir. Bazalt ise bej renkli matrix içinde koyu yeşil-siyahımsı mineral topaklanması ile alacalı renk göstermektedir. Bu desen, bazaltın dekoratif amaçlı kullanımını pozitif yönde etkileyecektir.

-Her üç kaya türünde KD-GB ve KB-GD yönlü iki çatlak sistemi gelişmiştir. Çatlak açıklıkları az (ort. 1.2 mm) olup, çatlakların içi genelde boştur. Çatlaklar arası mesafe (süreksizlik aralığı) ise her üç kaya türünde farklıdır. Ortalama süreksizlik aralığı bazaltta 2.73 m., riyolitde 0.56 m. ve dasitte 0.24 m. dir.

-İşletme esnasında bazalttan büyük, riyolitten orta ve dasitten daha küçük bloklar elde edilecektir. Bu nedenle dasitten elde edilecek blokların işlenmesi sırasında kayıplar fazla olacaktır.

-Üç kaya türünde de biyotit ve opak minerallerin (manyetit) bulunmasına rağmen, kayaç dokularının sıkı olması nedeniyle pas tehlikesi ve asitlere karşı mukavemet deneylerinden sonra belirgin renk değişimi oluşmamıştır. Bu nedenle, Anon (1979) tarafından yapılan tanımlara göre incelenen kayaçların tamamı yüksek birim hacim ağırlıklı ve çok düşük gözenekliliğe sahip kayaç grubuna girmektedir.

-MgO miktarı andezit (0,30) ve dasitte (0.28) çok düşük, bazaltta ise yüksek (3,76) dir. Bu durum bazaltın kırılganlığını artırmıştır.

-Ağırlıkça su emme dasitte ort. 0,13 ve bazaltta 0.14 olarak çok düşük, andezitte ise 0.66 dır. Bu değer TS 1910'a göre kaplama olarak kullanılan doğal taşların maksimum sınırı olan % 0.75 den küçüktür. Ayrışma derecelerinin düşük ve açık hava etkilerine dayanıklı (TS 699'a göre) olduğundan hepsi de dış cephe kaplamalarında rahatlıkla kullanılabilir. Ancak, riyolite göre daha az su absorbe eden dasit ve bazaltların, dış cephe kullanım ömrü daha fazla olacaktır.

-Gelincik tepenin güneyindeki yükseltiyi oluşturan dasitlerde farklı büyüklüklerde kahverengi bozunma halkaları ve sahanın güneyindeki alanlardaki riyolitlerde bozunma nedeniyle açık pembe renklenmeler oluşmuştur. Bu nedenle, sahanın güney kesiminde üstteki ayrışmış zon temizlenerek renk ve blok boyutu zon haritaları yapıldıktan sonra

işletmeye geçilmesi, üretimin daha ekonomik ve verimli olmasını sağlayacaktır.

-Koninin dış kısmında yer alan riyolitler, karayolundan itibaren yüzlek verdikleri için, işletmeye koninin batı ve güney kısmında açılacak ocaklardan başlanması maliyeti azaltacaktır.

-Orduzu volkanitlerine ait andezit, dasit ve bazalt sahasal, mineralojik-petrografik, kimyasal ve incelenen fizikomekanik özellikleri açısından mermer ve yapıtaşı olarak ISRM ve TSE standartlarına uygun bulunmuştur. Parlatılmadan hatta yüzeyleri pürüzlendirilerek değişik boyutlarla sadece elmas disklerle kesilerek ya da el aletleri ile şekillendirilerek veya yontularak, yapılarda (temel, duvar, dış kaplama, tarihi eserlerin restorasyonu vs) ve çevre düzenlemelerinde (bahçe duvarları, park ve bahçe düzenlemelerinde, kaldırım, yol, yaya yolu döşemeleri ve peyzaj mimarisi vs.) de yapıtaşı olarak kullanılabilecek özelliklere sahiptir.

-Yukarıda sıralanan sonuçlarda görüldüğü gibi, Orduzu volkanitleri mermer ve yapıtaşı olarak birçok olumlu özelliğe sahiptir. Ancak volkanitlerin bulunduğu alanın meskenlere çok yakın oluşu, hemen yakınında bahçelerin yeralması gibi nedenlerle, işletme esnasında çevre problemlerine yol açacaktır.

5. TEŞEKKÜR

Bu inceleme İnönü Üniversitesi BAP Birimi tarafından desteklenen 2001/26 nolu Bilimsel Araştırma Projesinin bir kısmını içermektedir. Yazarlar, projeye maddi katkı sağlayan İ.Ü. BAP Birimi'ne ve bu çalışmayı önerileriyle yönlendiren ve katkıda bulunan Prof. Dr. Reşat Ulusay'a (Hacettepe Üniversitesi) teşekkür ederler.

6. KAYNAKLAR

Anon, 1979, Classification of Rocks and Soils for Engineering Geological Mapping, Part-1, Rock and Soil Materials, Report of the Commision of Engineering Geologgical Mapping, Bulletin of the International Association of Engineering Geology 19, 364-371,

Çavumirza, M., Kılıç, Ö ve Anıl, M., 2003, Mucur (Kırşehir) yöresi kireçtaşı mermerleri ve travertenlerin fiziko-mekanik özellikleri, Türkiye 4. Mermer sempozyumu, Bildiriler kitabı, 117-126, Afyon-Türkiye.

Çiftepala, M.,Kılıç, Ö. ve Anıl, M., 2003, Meşebağları (Topluköy-Çermik-Diyarbakır) kireçtaşı mermerlerinin fiziko-mekanik özellikleri, Türkiye IV. Mermer Sempozyumu, Bildiriler Kitabı, 221-230, Afyon-Türkiye.

Demir, O., 1997, Malatya-İsmetpaşa-Akçadağ-Kürecik-Hekimhan-Arguvan-Karakaya Baraj gölü arasındaki alanın jeolojisi ve hidrokarbon olanakları (Akçadağ fayı-Malatya-Karakaya gölü arası). TPAO Arama Grubu Dökümantasyon Merkezi, Rapor No: 3781, Ankara, 31 s.

ISRM, 1981, ISRM Suggested Methods: Rock Characterization, Testing and Monitoring, E.T. Brown (ed.), Pergamon Press, London, 211 pp.

1. GİRİŞ

Dünyada en önemli ve güvenilir enerji kaynağı olarak kabul gören kömürlerin en uygun şekilde kullanılarak ekonomiye kazandırılması ve çevresel etkilerinin minumuma indirilmesi en önemli unsurlardan biridir. Özellikle kömür üretim tesislerinin yakınında stoklardan oluşan kömür tozlarının, toz kömür yakma sistemlerinin dışındaki yakma sistemlerinde de değerlendirilebilmesi için sunulan seçeneklerden en çok kabul göreni, kömür tozlarının briketlenerek, sağlam ve tek düze bir yakıta dönüştürülmesidir. Böylece, kömür taneciklerinin ızgara altına düşmesine veya baca gazları ile birlikte atmosfere sürüklenmesine engel olunacağından hem kömür kaybı hem de yarattığı çevre kirliliği önlenecektir. Özellikle yüksek kükürt içeriğine sahip kömürlerin yakılmasından kaynaklanan atmosferdeki yüksek SO_X emisyonları, kömür tozlarının briketlenmesi sırasında kullanılan bazı katkı maddeleri sayesinde kömürün içerdiği kükürtlü bileşiklerin, yanma esnasında tutulması ile düşürülebilmektedir (Küçükbayrak ve ark., 1988).

Bu yararları sağlayan briketlerin üretilmesi işlemlerinde, briketin mekanik sağlamlığı ve yanma özellikleri çok önemli parametrelerdir. Özellikle bağlayıcısız briketlerin sağlamlığı kömür gözeneklerindeki suya (Kegel, 1903; Kural, 1998) ve yapısındaki bitümün özelliklerine(Scheithaver, 1902 ve Fritzche, 1928) bağlıdır. Agde (1942) ise briketlemenin tümüyle kömürün fiziksel yapısına bağlı olduğunu ileri sürmüştür. Kömür, oksijen olmayan ortamda ısıtıldığında, 350-500°C'ler arasındaki kimyasal parçalanması esnasında bitümsü madde de oluşmaktadır. Kısa bir süre ortamda kalan ve sonra parçalanarak gaz ve sıvı ürünlere dönüşen bu bitümsü maddeden yararlanarak briketleme yapılmakta ve yönteme de sıcak briketleme adı verilmektedir. Asfaltitler, kömürlerden farklı olarak, bitümleşme derecesine göre, belirli sıcaklıkta yumuşayarak akışkanlık kazanmaktadır. Yüksek basınç altında kalan asfaltit de, akışkanlık kazanmakta ve taneler birbirlerine bağlanarak, sağlam briketler oluşmaktadır.

Kömürün yapısındaki su, direk briketin mekanik sağlamlığını etkileyen önemli bir parametredir. Çok yüksek ve düşük nem içeren kömürleri, pratik olarak briketlemek mümkün değildir. Briketleme konusunda faydalı ve pratik olan bu teoriye göre; ekster pres kullanıldığında, %5 nem içeren kömürler için 2000 kg/cm^2'lik presleme basıncı, merdaneli presler kullanıldığında ise, % 6-10 nem içeren kömürler için 1600-2000 kg/cm^2'lik basınç uygulaması önerilmektedir (Fritzche, 1941; Kural, 1998).

Briketleme işlemi ile ekonomiye geri kazandırılan küçük boyutlu kömürler, çevresel açıdan da önemli yararlar sunmaktadır. Özellikle büyük linyit rezervleri ve bununla birlikte, küçük taneli kömür stokları bulunan Türkiye'de bu oldukça önemlidir. Bu konu ile ilgili yapılan çalışmalar da briketleme ile ev

yakıtı üretiminin mümkün olabileceği belirtilmektedir (Küçükbayrak ve ark., 1988; Gencer, 2003). Türkiye'nin büyük linyit rezervleri dışında, özellikle Güneydoğu Anadolu Bölgesinde, bölgenin enerji ve yakıt ihtiyacının çoğunu karşılayabilecek miktarda (82 milyon ton) asfaltit rezervlerinin bulunduğu göz önünde bulundurulduğunda, bu kaynakların üretime dönüştürülerek değerlendirilmesi ülke ve bölge ekonomisine büyük katkılar sağlayacaktır. Şimdilik özel sektörce üretilen asfaltitlerin iri boyutlu olanları (+20 mm) bölgede direkt ev yakıtı olarak kullanılmaktadır.

Özellikle asfaltit rezervlerinin büyük bir kısmına (45 milyon ton) sahip olan Şırnak bölgesinde üretimden kaynaklanan büyük miktarlarda toz tabir edilen küçük boyutlu asfaltit stokları mevcuttur. Bu asfaltitlerin briketlenerek ev yakıtı olarak kullanımı, bu stokların ekonomiye kazandırılması açısından önemlidir.

Bu çalışmada; Şırnak bölgesinde bulunan ve tamamı –20 mm altındaki asfaltitlerden mekanik sağlamlıkları yüksek, ev yakıtı olarak kullanılabilecek briket üretimi hedeflenmiştir. Farklı koşullarda elde edilen briketlere mekanik testler uygulanarak optimum briketleme koşulları tespit edilmiştir. Bunun sonucunda üretilen standartlara uygun briketlere yakma deneyi uygulanarak, elde edilen sonuçlar değerlendirilmiştir.

2. DENEYSEL ÇALIŞMALAR

2.1. Malzeme ve Yöntem

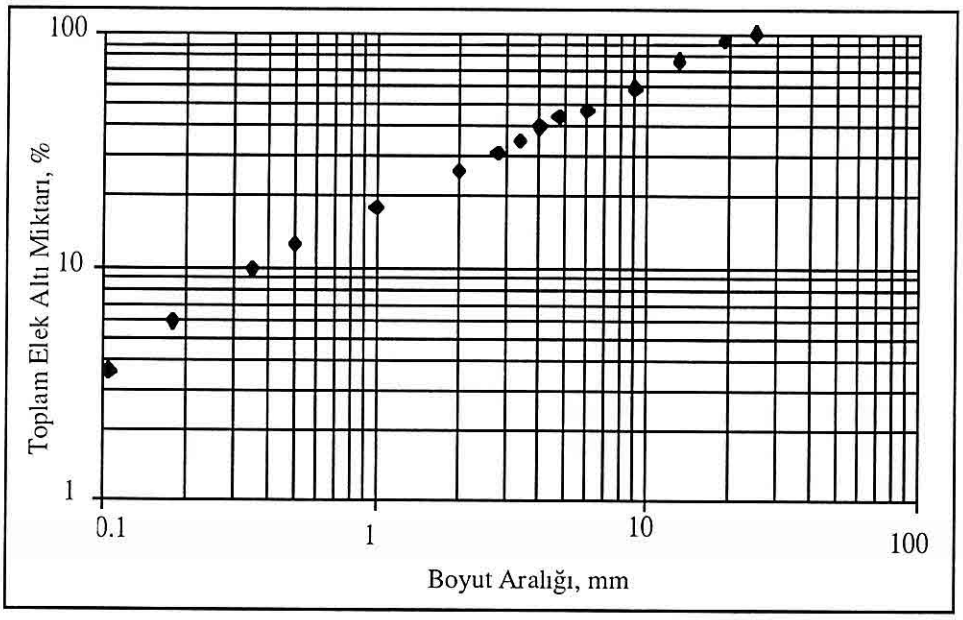
Deneyler, Şırnak asfaltit stok sahasından alınan, -20 mm altında olan asfaltit numuneleri kullanılarak gerçekleştirilmiştir. Numunenin kimyasal özellikleri Çizelge 1'de, boyut dağılımı ise Şekil 1'de verilmektedir.

Çizelge 1. Asfaltit Numunesinin Kimyasal Analiz Sonuçları (Kuru Bazda)

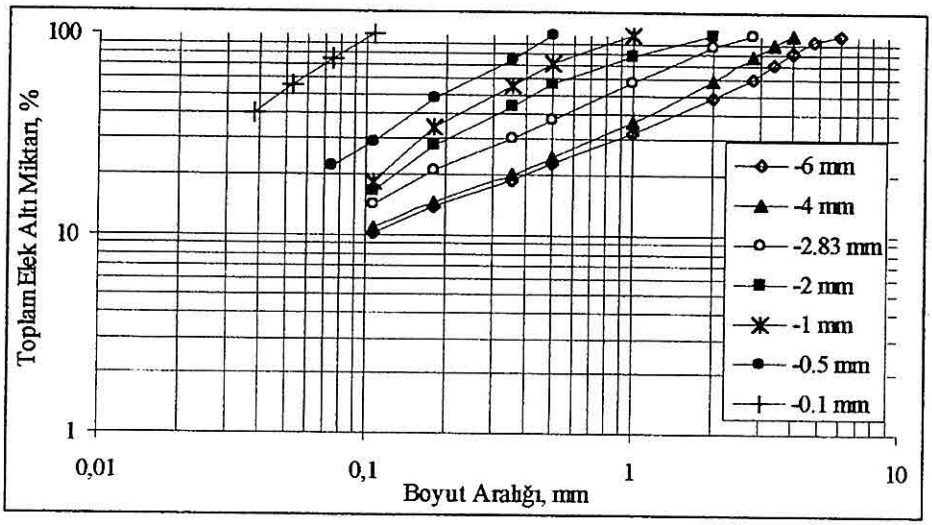
ANALİZ	İÇERİK
Toplam Nem, %	4.60
Bünye Nemi, %	3.60
Kül, %	46.22
Sabit Karbon, %	20.88
Uçucu Madde, %	32.90
Toplam Kükürt, %	5.83
Üst Isıl Değer, kcal/kg	4900

Fiziksel ve kimyasal özellikleri belirlenen yüksek kül içerikli asfaltitten, hiç bir bağlayıcı ilavesi olmaksızın, standartlara uygun mekanik sağlamlıkta ve ev yakıtı olarak kullanılabilecek briketlerin elde edilmesine olanak sağlayacak asfaltit boyutunun tespit edilmesi amacıyla, numune değişik kırıcılar kullanılarak –6, -4, -2.83, -2, -1, -0.5 ve -0.1 mm boyutlarına indirilmiştir. Bu boyutlarda hazırlanan asfaltit numunelerinin boyut dağılımları tespit edilerek sonuçları toplu halde Şekil 2'de verilmektedir.

Yapılan briketleme işlemlerinde, maksimum 120.000 kg/cm^2 presleme basıncına sahip hidrolik pres kullanılmıştır. Yapılan ön deneyler sonucunda –6mm gibi büyük boyutlarda uygun briket elde edilmesi mümkün olmadığı için, -4, -2.83, -2, -1, -0.5 ve -0.1 mm boyutundaki asfaltitler kullanılarak



Şekil 1. Asfaltit Numunesinin Boyut Dağılımı



Şekil 2. Değişik Boyutların Altına Kırılan Asfaltit Numunelerinin Boyut Dağılımı

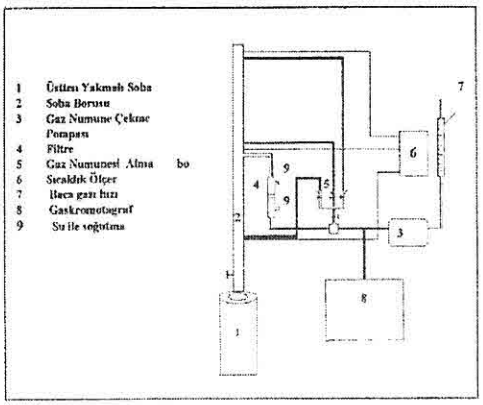
briketler üretilmiştir. Briketleme işleminde asfaltit boyutunun etkisinin yanında, asfaltit neminin, presleme basıncının ve ön ısıtmanın etkileri incelenerek, standartlara uygun briket üretimine olanak sağlayan optimum koşullar tespit edilmiştir.

Mekanik sağlamlıkları yüksek briket üretiminin yanında, yüksek kükürt içeriğine sahip asfaltitlerden üretilen briketlerin yakılmasında çevresel etkiler düşünülerek, mevcut kükürtün yanma sırasında sönmüş kireç ile külde tutularak, baca gazındaki SO_2 emisyonlarının azaltılması amaçlanmıştır. Bu amaçla, , $CaO + SO_2 + 1/2O_2 \rightarrow CaSO_4$ reaksiyonu çerçevesinde, bir briketin üretilmesinde kullanılan 80gr asfaltite %12 oranında kireç ilavesi ile 51 mm çapında, 30 mm yüksekliğinde silindir geometrik şekilli briketler üretilmiştir.

Üretilen briketlerin standartlara uygun mekanik sağlamlıkta olup olmadığı, ilgili Türk Standartı (TS 12055) raporunda belirtilen esaslar çerçevesinde, düşme sağlamlığı, aşınma sağlamlığı, kırılma sağlamlığı ve suya dayanım testleri üretilen briketler üzerinde uygulanmıştır. Yapılan tüm mekanik sağlamlık testleri, briketlerin üretilmesinden itibaren 6 saat oda sıcaklığında bekletilmesinden sonra uygulanmıştır.

Briketleme işlemlerinde, ön ısıtma sıcaklığının etkisinin belirlenmesi amacıyla gerçekleştirilen testlerde ise, %12 oranında sönmüş kireç ile karıştırılan 80 gr asfaltit numunesi 80°C, 120°C, 180°C ve 220°C'lerde etüvde 2 saat ön ısıtmaya tabi tutulduktan sonra briket üretimi gerçekleştirilmiştir. Etüvde ön ısıtmaya tabi tutulan asfaltit numunesi zaman kaybetmeden derhal (1 dakika içinde) briket üretimi için hidrolik prese konulmuştur.

Çalışmanın son aşamasında, optimum briketleme koşullarında üretilen briketlerin yakma deneyleri yapılarak, baca gazındaki partikül emisyonu değeri, külde tutulan kükürt oranı ile yanma verimi hesaplanmıştır. Yakma deneyleri, İstanbul Teknik Üniversitesi, Maden Mühendisliği Bölümü, Cevher-Kömür Hazırlama ve Değerlendirme Anabilim Dalı Laboratuvarında kurulu olan yakma deney düzeneği kullanılarak gerçekleştirilmiştir (Şekil 3). Parça emisyonu, sisteme bağlı olan pompa (3) yardımı ile çekilen dumandaki toz, filtre (4) üzerinde biriktirilerek, tespit edilmiştir. Elde edilen külde, kükürt (%S) ve karbon (%C) analizleri yapılarak yanma verimi ve kükürt tutma oranı hesaplanmıştır.



Şekil 3. Yakma Deneylerinin Yapıldığı Deney Düzeneğ.

2.2. Deney Sonuçları

2.2.1. Asfaltit Boyutunun Briketin Mekanik Özelliklerine Etkisi

Asfaltit boyutunun standartlara uygun briket üretiminde etkisini incelemek amacıyla pres basıncı: 4000 kg/cm^2, presleme süresi:20 saniye, asfaltit nemi:%3.6(doğal nem), ön ısıtma sıcaklığı:23°C ve %12 kireç ilavesi ile değişik boyutlardaki asfaltit numunelerinden (-4, -2.83, -2, -1, -0.5, -0.1 mm) briketler üretilerek mekanik sağlamlıkları tespit edilmiştir. Sonuçları ise Çizelge 2'de verilmektedir.

%70 ve kırılma sağlamlığının 130 kg/cm^2 olduğu düşünüldüğünde, bu kalite bir brikete, –1 mm boyutunun altında, %93.5 düşme sağlamlığı, %78 aşınma sağlamlığı, %78 suya dayanım ve 164.7 kg/cm^2 değerleri ile ulaşılabileceği görülmektedir. Bilindiği üzere briketleme işleminde önemli fiziksel unsurlardan biride boyuttur. Özellikle bitümün önemli olduğu briketleme işlemlerinde boyutun küçülmesi ile bitümün daha büyük yüzey alanlarında yumuşayarak yayılımı sağlanmakta, taneler arasındaki bağlayıcılığı artmaktadır.

Çizelge 2. Asfaltit Boyutunun Briketin Mekanik Özellikleri Üzerine Etkisi

Asfaltit Tane Boyutu (mm)	Düşme Sağlamlığı Sınıf I: %90 Sınıf 2: %80 (%)	Aşınma Sağlamlığı Sınıf I: %75 Sınıf 2: %65 (%)	Kırılma Sağlamlığı Sınıf I: 130 kg/cm^2 Sınıf 2: 100 kg/ cm^2	Suya Dayanım Sınıf I: %70 Sınıf 2: %70 (%)
-4	71.2	YAPILMADI	YAPILMADI	YAPILMADI
-2,83	76.4	YAPILMADI	YAPILMADI	YAPILMADI
-2	84.1	55.6	157.3	72.2
-1	93.5	78.0	164.7	78.2
-0.5	97.8	76.2	202.4	83.1
-0.1	98.0	77.1	370.2	80.0

Yapılan testler sonucunda tane boyutunun artışı ile birlikte briketin düşme, aşınma, kırılma sağlamlığı ile suya dayanım gibi mekanik özelliklerinin azaldığı görülmektedir. Türkiye standartlarında belirtilen 1.sınıf kalite bir briketin düşme sağlamlığının %90, aşınma sağlamlığının %75, suya dayanımının

Bunun neticesinde de briketleme işleminde kullanılacak asfaltitin boyutu küçüldükçe, üretilen briketin mekanik özellikleri olumlu yönde etkilenmektedir.

2.2.2. Asfaltit Neminin Briketin Mekanik Özelliklerine Etkisi

Asfaltit nem içeriğinin briketleme

işleminde etkisini saptamak amacıyla değişik nem içerik değerlerinde (%3.6, %6, %8, %10) ve tamamı 1 mm altında bulunan asfaltitler ile, pres basıncı: 4000 kg/cm^2, presleme süresi:20 saniye, ön ısıtma sıcaklığı:23°C ve %12 kireç ilavesi şartları altında briketler üretilmiş ve elde edilen briketlerin mekanik özelliklerinin belirlenmesi amacıyla testler uygulanmıştır. Elde edilen sonuçlar Çizelge 3'de verilmektedir.

Çizelge 3. Asfaltit Neminin Briketin Mekanik Özellikleri Üzerine Etkisi

Asfaltit Nem İçeriği (%)	Düşme Sağlamlığı Sınıf I: %90 Sınıf 2: %80 (%)	Aşınma Sağlamlığı Sınıf I: %75 Sınıf 2: %65 (%)	Kırılma Sağlamlığı Sınıf I: 130 kg/cm^2 Sınıf 2: 100 kg/ cm^2	Suya Dayanım Sınıf I: %70 Sınıf 2: %70 (%)
3.6	93.5	78.0	164.7	78.2
6	80.3	22.5	78.5	89.0
8	68.6	7.8	62.8	90.1
10	64.8	7.7	60.6	78,3

Değişik nem içeriğine sahip asfaltitlerden üretilen briketler üzerinde gerçekleştirilen mekanik test sonuçlarından izleneceği üzere; asfaltite bünye nemi dışında ilave edilen fiziksel nemin briketin mekanik özelliklerini olumsuz yönde etkilediği saptanmıştır. Briketleme çalışmalarında yapılan gözlemlerde de, asfaltitin bünye nemi dışında ilave edilen fiziksel (yüzey) nemin, presleme sırasında basınçla dışarı çıkarak briketi terk ettiği tespit edilmiştir. Yapılan testler sonunda, %3.6 bünye nemi değerinde –1 mm boyutundaki asfaltite 4 t/cm^2 basınçla yapılan briketlemede elde edilen ürünler düşme, aşınma ve kırılma sağlamlığı ile suya dayanım değerleri açısından standartlara uygun olmakta ve Türkiye standartlarına göre 1. Sınıf briket sınıfına girmektedir.

2.2.3. Briketleme Basıncının Briketin Mekanik Özelliklerine Etkisi

Asfaltitin boyutu ve nemi gibi fiziksel özelliklerin, briketleme işlemlerinde etkileri belirlendikten sonra, presleme koşullarından en önemlilerinden biri olan presleme basıncının etkisini incelemek amacıyla, –1 mm boyutunda ve doğal nem içeriğindeki (%3.6) asfaltit ile, presleme süresi:20 saniye, ön ısıtma sıcaklığı:23°C ve %12 kireç ilavesi şartlarında değişik presleme basınçlarında (1000, 2000, 3000, 4000 ve 5000 kg/cm^2) briketler üretilmiştir. Üretilen briketlerin mekanik özellikleri Çizelge 4'de verilmektedir.

Beklendiği üzere düşük presleme basınçlarında sağlam briket üretimi mümkün olmamakta, presleme basıncının 4 t/cm^2 ve daha yüksek olduğu basınçlarda daha sağlam briketler üretilmiştir. Elde edilen briketlerin mekanik özellikleri incelendiğinde sınıf 1 kalite briketin üretildiği 4 t/cm^2 basıncının, çalışma koşulları açısından da en iyi basınç değeri olduğu tespit edilmiştir.

bağlanmasına yardımcı olmaktadır. Bu amaçla, briket üretiminde, ön ısıtmanın standartlara uygun briket üretimine etkisini belirlemek amacıyla, -1 mm boyutunda ve %3.6 nem içeriğindeki asfaltitin 4000 kg/cm^2 basıncında 20 saniye presleme süresinde ve %12 kireç ilavesi ile değişik ön ısıtma koşullarında (23°C, 80°C, 120°C, 180°C ve 220°C'de), briketleme deneyleri yapılmıştır.

Çizelge 4. Briketleme Basıncının Briketin Mekanik Özellikleri Üzerine Etkisi
Briketleme Basıncı

Briketleme Basıncı (kg/cm^2)	Düşme Sağlamlığı Sınıf I: %90 Sınıf 2: %80 (%)	Aşınma Sağlamlığı Sınıf I: %75 Sınıf 2: %65 (%)	Kırılma Sağlamlığı Sınıf I: 130 kg/cm^2 Sınıf 2: 100 kg/ cm^2	Suya Dayanım Sınıf I: %70 Sınıf 2: %70 (%)
1	70.2	YAPILMADI	YAPILMADI	YAPILMADI
2	76.2	YAPILMADI	YAPILMADI	YAPILMADI
3	85.7	YAPILMADI	YAPILMADI	YAPILMADI
4	93.5	78.0	164.7	78.2
5	93.2	83.2	201.0	76.1

2.2.4. Ön Isıtma Sıcaklığının Briketin Mekanik Özelliklerine Etkisi

Sıcak briketleme yönteminde, ön ısıtma işlemi çok önemlidir. Ön ısıtma sayesinde uygun bir plastikleşmeye sahip olan kömür tanecikleri, briketlerin pres kanalı içinde sürtünmesini azaltarak, mümkün olan en iyi plastik yüzeye sahip briket üretilmesini sağlamaktadır. Briketleme sırasında, kömürlerin içerdiği bitümler, kömür taneciklerinin birbirleriyle daha iyi

Üretilen briketlerin mekanik özellikleri tespit edilerek sonuçları Çizelge 5'de verilmektedir.

Yapılan briketleme deneyleri sonucunda, en iyi mekanik özelliklere sahip briketlerin 80°C sıcaklığında elde edildiği görülmektedir. Bunun yanında bu sıcaklığın üstündeki sıcaklıklar özellikle kırılma dayanımını olumsuz yönde etkilemektedir. Yapılan gözlemler sonucunda ise, 180°C ve üzerindeki

Çizelge 5. Ön Isıtma Sıcaklığının Briketin Mekanik Özellikleri Üzerine Etkisi

Ön Isıtma Sıcaklığı (°C)	Düşme Sağlamlığı Sınıf I: %90 Sınıf 2: %80 (%)	Aşınma Sağlamlığı Sınıf I: %75 Sınıf 2: %65 (%)	Kırılma Sağlamlığı Sınıf I: 130 kg/cm^2 Sınıf 2: 100 kg/ cm^2	Suya Dayanım Sınıf I: %70 Sınıf 2: %70 (%)
23	93.5	78.0	164.7	78.2
80	94.7	77.5	210.5	86.6
120	94.9	70.9	204.8	81.5
180	84.3	54.8	192.8	89.8
220	44.3	YAPILMADI	YAPILMADI	YAPILMADI

sıcaklıklarda asfaltitin yanmaya başladığı ve 220°C'de yanmanın aşırı derecede gerçekleşerek, briketin düşme sağlamlığını aşırı derecede düşürdüğü saptanmıştır. Gerçekleştirilen deneyler sonucunda, -1 mm boyutlu ve %3.6 bünye nemi içeren asfaltitin, 4000 kg/cm^2 pres basıncı ile 80°C sıcaklıkta preslenmesi sonucunda düşme, aşınma ve kırılma sağlamlığı ile suya dayanım değerleri açısından Türkiye standartlarına göre Sınıf 1 kalite bir briket üretimi gerçekleştirilmiştir.

-1 mm boyutunda ve 80°C ön ısıtma sıcaklığında üretilen mekanik sağlamlıkları yüksek briketlerden sonra bu sıcaklıkta daha iri boyutlarda standartlara uygun briket üretiminin mümkün olup olmadığını araştırmak amacıyla 80°C'de, değişik boyutlardaki (-4, -2.83, -2mm) asfaltitin 4 t/cm^2 presleme basıncında, %12 kireç ilavesi ile briketleme deneyleri yapılmıştır. Elde edilen briketlerin mekanik özellikleri Çizelge 6'da verilmektedir. Deney sonuçlarından da görüleceği üzere; ön ısıtma sıcaklığının 80°C olması durumunda -2 mm boyutundan üretilen briketin mekanik özelliklerinden düşme sağlamlığı, kırılma sağlamlığı ve suya dayanımı Sınıf 1 kalite standart briket değerlerini verirken, aşınma sağlamlığı değeri, sınıf 1 kalite standart değerinden biraz düşük çıkmaktadır. Bu nedenle, 80°C sıcaklığında ve tamamı 2 mm altında olan asfaltitle üretilen briket, Sınıf 1 kalite briket olarak kabul edilebilir. Ancak, asfaltit tane boyutunun 2 mm'den itibaren arttırılması ile, üretilen briketlerin standart değerleri taşımadığı tespit edilmiştir.

2.2.5. Optimum Koşullarda Üretilen Briketler ile Gerçekleştirilen Yakma Deneyleri

Optimum koşullarda üretilen ve mekanik sağlamlıkları yüksek briketlerin yakma deneyleri yapılarak, yanma verimi, yakma esnasında baca gazındaki partikül

Çizelge 6. 80°C Ön Isıtma Sıcaklığında Asfaltit Boyutunun Etkisinin İncelendiği Deney Sonuçları

Asfaltit tane Boyutu (mm)	Düşme Sağlamlığı Sınıf I: %90 Sınıf 2: %80 (%)	Aşınma Sağlamlığı Sınıf I: %75 Sınıf 2: %65 (%)	Kırılma Sağlamlığı Sınıf I: 130 kg/cm^2 Sınıf 2: 100 kg/ cm^2	Suya Dayanım Sınıf I: %70 Sınıf 2: %70 (%)
-1	94.7	77.5	210.5	86.6
-2	91.1	69.9	159.5	73.6
-2.83	90.8	37.6	149.0	71.5
-4	88.6	19.7	142.6	66.6

emisyonu ve baca gazı ile atılan kükürt miktarı tespit edilmiştir. Yakma deneylerinde, %3.6 bünye nemine sahip –2 mm boyutundaki asfaltitin 80°C ön ısıtma sıcaklığı ile 4000 kg/cm^2 presleme basıncında, %12 kireç ilavesi ile briketlenmesi sonucu üretilen sınıf 1 kalite briketler kullanılmıştır. Briketlerin kimyasal özellikleri Çizelge 7'de verilmektedir.

Çizelge 7. Yakma Deneylerinde Kullanılan Briketlerin Kimyasal Analiz Sonuçları

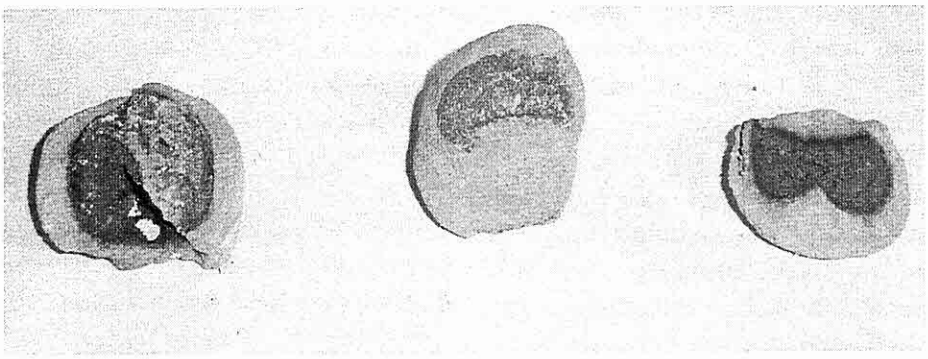
(Kuru Bazda)	
ANALİZ	**İÇERİK (%)**
Kül, %	50.54
Sabit Karbon, %	16.08
Uçucu Madde, %	33.38
Yanar Kükürt, %	4.67
Toplam Kükürt, %	4.80
Üst Isıl Değer, kcal/kg	4450

Şekil 3'de görülen yakma düzeneğinde gerçekleştirilen yakma deneylerinde, yapılan gözlemlerde çok verimli bir yakmanın gerçekleşmediği, yanma sonunda elde edilen küllerin iç kısımlarında yanmamış karbonun bulunduğu saptanmıştır (Şekil 4).

Yakma deneyleri sonuçlarına göre elde edilen külde %6.3 oranında yanmamış karbon saptanmış, buna göre yanma veriminin %60 olduğu tespit edilmiştir. Yapılan yanma deneyleri esnasında ise baca gazı ile 3 mg/m^3 partikülün atmosfere verildiği saptanmıştır. %60 verim ile gerçekleştirilen yanma sonunda yapılan analizlerde, külde kükürt kalma oranı toplam kükürtün %50'si olup, baca gazı ile atmosfere atılan kükürt miktarı %2.34 olarak tespit edilmiştir.

3. SONUÇLAR

%46.22 kül, %5.83 toplam kükürt, 4900 kcal/kg ısıl değere sahip ve tamamı 20 mm altında olan toz özelliğindeki



Şekil 4. Yakma Sonunda Elde Edilen İri Boyutlu Küllerin Görünümü.

Şırnak asfaltitleri ile gerçekleştirilen katkı maddesiz briketleme çalışmalarında elde edilen sonuçlar aşağıda verilmektedir;

1. Yapılan ön briketleme çalışmalarında, hiçbir bağlayıcı katkısı olmaksızın mekanik sağlamlıkları kabul edilebilir standart değerlerinde briketlerin 4 mm boyutu altında asfaltit numunesi ile üretilebileceği saptanmıştır.

2. Briketleme işleminde tane boyutunun etkisinin incelendiği deneylerde; optimum tane boyutu -1 mm olarak tespit edilmiştir.

3. Briketleme işleminde nemin etkisinin incelendiği deneylerde; optimum nem değerinin, asfaltitin %3.6 olan doğal bünye nem değeri olduğu tespit edilmiştir. Briketleme işleminde, karışıma ilave edilen suyun, üretilen briketlerin mekanik sağlamlıklarını olumsuz yönde etkilediği saptanmıştır.

4. Briketleme işleminde presleme basıncının etkisinin incelendiği deneylerde; optimum presleme basıncının 4000 kg/cm^2 olduğu tespit edilmiştir.

5. Tespit edilen optimum şartlarda (Tane boyutu; -1mm, Kömür nemi: %3.6, Pres basıncı: 4000 kg/cm^2, Kireç miktarı: %12) üretilen briketlerin mekanik sağlamlık değerleri aşağıda verilmiş olup, Türk Standartlarına göre 1. Sınıf briket kapsamına girmektedir.

Düşme Sağlamlığı	: %93.5
Aşınma Sağlamlığı	: %78
Kırılma Sağlamlığı	:164.7 kg/cm^2
Suya Dayanım	: %78.2
Gözeneklilik	: %6.1
Yoğunluk	:1.53 gr/cm^3

6. Briketleme işleminde ön ısıtma sıcaklığının etkisinin incelendiği deneylerde; optimum ön ısıtma sıcaklığının 80°C olduğu tespit edilmiştir. Optimum koşullarda (Tane boyutu; -1mm, Kömür nemi: %3.6, Pres basıncı: 4000 kg/cm^2, Kireç miktarı: %12) ve 80°C ön ısıtmalı olarak gerçekleştirilen briketleme deneylerinde üretilen briketlerin mekanik sağlamlık değerleri aşağıda verilmiştir.

Düşme Sağlamlığı	: %94.7
Aşınma Sağlamlığı	: %77.5
Kırılma Sağlamlığı	: 210.5 kg/cm^2
Suya Dayanım	: %86.6
Gözeneklilik	: %5.9
Yoğunluk	: 1.49 gr/cm^3

Ön ısıtmalı olarak gerçekleştirilen briket deneylerinde, üretilen briketlerin mekanik özelliklerinin olumlu yönde etkilendiği tespit edilmiştir.

7. 80°C'lik ön ısıtma katkısı ile briketleme işleminde tane boyutunun arttırılması ile gerçekleştirilen deneylerde; tamamı 2 mm altında olan asfaltiti numunesi ile üretilen briketlerinde, Türk Standartlarına göre 1. Sınıf briket olabileceği saptanmıştır. Üretilen briketlerin tüm mekanik özellikleri standartlara uygundur. Ancak tane boyutunun 3 mm'ye yükseltilmesiyle üretilen briketlerin mekanik sağlamlıkları olumsuz etkilenmektedir.

8. Optimum koşullarda üretilen briketlerin yakma deneylerinde, yanmadan arta kalan külde mevcut iri malzemelerin iç kısmında yanmamış karbonun bulunduğu tespit edilmiştir. Üretilen briketlerde yanma tam olarak gerçekleşmemektedir. Yanmanın tam olarak gerçekleşmemesinin sebebi, asfaltitin mineral madde içeriğinin yüksek olmasından kaynaklanmaktadır. Yanma sırasında, yanmaya başlayan briketlerin yüzeyindeki inorganik maddeler, yanmadan kalmakta ve iç kısımlara, yanma için gerekli olan oksijenin girmesini engellemektedir. Yanma sonrası elde edilen külün karbon içeriği %6.3 olup, yanma verimi ise, %60 olarak tespit edilmiştir.

9. Yanma sırasında baca gazı ile atılan kükürt miktarı %2.34 olarak saptanmıştır. Baca gazındaki partikül emisyonu ise 3 mg/m^3 olarak tespit edilmiştir.

4. KAYNAKLAR

Agde, G., 1942. Die Koloid Theroie Eine Kolloidmaessigerklaerung der Bildung und der Festigkeitsunterschiede von Braunkohlen Briketts. Braunkohle, Heft 41.

Fritzche, A., 1928. Untersuchungen über die Brikettierung von Braunkohlen Briketts. Braunkohle Archiv, Heft 22.

Fritzche, A., 1941. Braunkohle, Heft 40, s.509-526.

Gencer, Z., 2003. Smokeless Home Fuel Production From Lignites by Air Channeled Briquetting. Proceedings of the X Balkan Mineral Processing Congress, Varna, Bulgaria.

Gencer, Z., 2004. Hava Kanallı Briketleme Yöntemi ile Linyit Kömürlerimizden Ev Yakıtı Üretimi. Madencilik Bülteni, Sayı 67.

Kegel, K., 1903. Braunkohle, Heft 2.

Kural, O., 1991. Kömür. İ.T.Ü. Maden Fakültesi, Kurtiş Matbaası, İstanbul

Kural, O., 1998. Kömür Özellikleri, Teknolojisi ve Çevre İlişkileri. İ.T.Ü. Maden Fakültesi, İstanbul

Küçükbayrak, S.; Meriçboyu, B. and Kadıoğlu, E., 1988. Kireçtaşı ve Dolomitin Havakirliliğini Önlemek Amacıyla Kullanılabilirliğinin Araştırılması. Çevre'88: IV.Bilimsel ve Teknik Çevre Kongresi, İzmir.

Scheithaver, W., 1902. Braunkohle, Heft 1.

TSE 12055, 1996. Ev ve Benzeri Yerleri Isıtmada Kullanılan Kömür Briketi.

YERBİLİMLERİ HAZİRAN 2005 SAYI 46 ISSN 1019-1003
GEOSOUND JUNE NO

AÇIK İŞLETMELERDE PATLATMA ETKİLERİNİN YÖNSEL DEĞİŞİMİ

Hakan AK
Osmangazi Ü., Maden Müh. Bölümü, Eskişehir/Türkiye
Adnan KONUK
Osmangazi Ü., Maden Müh. Bölümü, Eskişehir/Türkiye

ÖZET: *Açık işletme patlatmalarından kaynaklanan yer sarsıntısı, madencilikte çevre sorunları arasında her zaman en önemli yeri almıştır. Son yıllarda dünyada nüfus artışı ve şehirleşmenin yayılımı ile birlikte artan çevre bilincine paralel olarak, yer sarsıntısı problemleri ve şikâyetleri daha da artmıştır. Bu şikâyetler, açık işletme çevresinde bulunan farklı yönlerdeki yerleşim birimlerinde farklı farklı olabilmektedir. Bu çalışmada, açık ocak madenlerinde patlatmadan kaynaklanan maksimum parçacık hızlarının yönsel değişiminin araştırılması amaçlanmıştır. Bundan hareketle, Eskişehir Merkez Süpren Köyü civarındaki bir taş ocağında uygulama çalışması yapılmıştır. Uygulama çalışması sırasında öncelikle arazinin jeolojik ve tektonik yapısı incelenmiş ve daha sonra mühendislik sismografı ile dört ana yön için parçacık hızı ölçümleri yapılmıştır. Sismograf ile ölçülen titreşim değerleri ve patlatma tasarımı parametreleri bilgisayar ortamında değerlendirilmiştir. Yapılan bu uygulamalı çalışma sonucunda, patlatma yapılan arazinin heterojen ve anisotropik bir yapıya sahip olabileceği düşüncesiyle, yer sarsıntısının farklı yönlerde farklı hızlarda yayılabileceği ve dolayısıyla patlatma tasarımının buna uygun yapılması gerektiği belirlenmiştir.*

THE DIRECTIONAL CHANGE OF BLASTING EFFECTS IN OPEN PIT MINES

ABSTRACT: *Ground vibrations induced by bench blasting can be considered as one of the most important environmental problems in mining. The increase in the world population, the expansion of urbanization and the increasing expectations of people in the environmental protection have resulted in an increase in the number of complaints about ground vibrations. However, these complaints can differ, depending on the orientation of settling area with respect to open pit mine. In this study, it is aimed to investigate the directional change of blast induced ground peak particle velocity in open pit mines. For this purpose, an application study in a quarry (Süpren village Eskişehir) has been carried out. During the study, first, the geological and tectonic structure of the region has been investigated and then the measurements of particle velocity have been recorded for four main directions, by using an engineering seismograph. Measured values, the distance between blasting location and*

measurement location and blasting design parameters have been evaluated by means of a computer program. As a result of the investigation, it has been determined that due to the propagation of ground vibrations with different velocities at different directions, the design of blasting should be done by considering the heterogeneous and anisotropic properties of the rock mass.

1. GİRİŞ

Patlatma kaynağından belirli bir uzaklıkta bulunan bir yerleşim birimi veya tesis, patlama sonucunda oluşacak yer sarsıntısından etkilenebilmektedir. Bu etkilenmede, patlatmada kullanılan patlayıcı miktarı, patlama noktası ile yerleşim birimi arası uzaklık, jeolojik yapı, topografya, kayaçların fiziksel ve mekanik özellikleri gibi faktörler önemli rol oynamaktadır.

Bu çalışmada, titreşim ölçer cihazı ile ölçülebilen maksimum parçacık hızının tahmin edilebilmesi amacıyla, literatürde yaygın kullanıma sahip Nicholls, Johnson ve Duvall tarafından geliştirilen (1) numaralı eşitlik (Bhandari, 1997; Ceylanoğlu, 2000; Jimeno&Carcedo, 1995; Kahriman, 2000; Konya & Walter, 1990; Siskind, 2000) kullanılmıştır.

$$PPV = K.(SD)^{-\beta} \qquad (1)$$

Burada; PPV, maksimum parçacık hızı (mm/sn); K, arazi iletim katsayısı (kayacın homojenliğine, fayların ve çatlakların varlığına bağlı sabit); b, arazi sönümlenme katsayısıdır (özel jeolojik sabit); SD, ölçekli mesafe ($SD = (D/\sqrt{W})$); D, atım yeri ile ölçüm istasyonu arasındaki uzaklık (m); W, gecikme başına kullanılan maksimum patlayıcı miktarıdır (kg) (Olofson 1988).

Arazi iletim katsayısı ve sönümlenme katsayısı, arazide yapılacak deneme patlatmaları sonrası sismik ölçümler sonucunda, regresyon analizleriyle belirlenebilmektedir. Regresyon analizleriyle belirlenen bu arazi sabitleri daha sonra patlatma yapılan nokta çevresindeki tüm yönler için de sabit olarak kullanılmaktadır. Bu durum, arazinin homojen bir yapıya sahip olduğu varsayımı için geçerli olup, heterojen olduğu durumlarda ise hatalı değerlendirmelere neden olabilmektedir. Pratikte, ocak ile yerleşim birimleri çok nadir olarak aynı tür kaya kütlesi içinde yer alırlar. Dolayısıyla, atım yeri ile yerleşim birimleri arasındaki heterojenlikten dolayı, farklı yönlerde yapılan ölçümler farklı farklı sonuçlar verebilmektedir. Yapılan patlatma tasarımına göre, bir yöndeki yerleşim birimleri yer sarsıntısından etkilenmez iken aynı mesafede diğer yöndeki yerleşim birimleri etkilenebilmektedir.

Bu çalışmada, patlatma kaynaklı yer sarsıntılarının çevresel etkilerinin süreksizliklere ve jeolojiye bağlı olarak yönsel farklılıklar gösterebileceği varsayımından hareketle arazi parametrelerinin yönsel değişiminin belirlenmesi amaçlanmıştır. Bu nedenle bu çalışmada, süreksizliklerin patlatma sonucunda meydana gelen sarsıntılar üzerine etkileri, mevcut süreksizlik

yönleri dikkate alınarak araştırılmıştır. Bu sayede; yer sarsıntısının, çevre binalara en fazla zarar verme potansiyelinin olduğu yön dikkate alınarak, ona uygun patlatma tasarımının yapılabilmesi sağlanacaktır.

2. SARSINTININ YAYILMASI VE KAYA YAPILARI

Sarsıntı dalgaları kaya yapılarının fiziksel ve jeolojik özelliklerine bağlı olarak yayılma göstermektedir. Kaya yapılarının fiziksel özellikleri deyince, akla gelen parametreler; basınç dayanımı, elastisite modülü, yoğunluk gibi parametrelerdir. Dalganın yayıldığı ortam ne denli sağlam ve yoğun ise dalgalar o denli uzağa, fazla sönümlenmeden ve hızlı bir şekilde yayılmaktadır. Böylesine kaya yapıları iyi elastik özellikler taşıdığı için sarsıntı frekansları yüksek olmakta, uzaklıkla beraber frekans sönümlenmesi de daha az olmaktadır. Aksine, kaya yapısının zayıf, yoğunluğunun düşük olması durumlarında sismik dalgalar yavaş yayılmakta, daha çabuk sönümlenmekte ve frekans düşük olmaktadır (İşçen, 1995).

Sarsıntı dalgalarının kaya yapıları içerisinde yayılmasını etkileyen diğer bir unsur da jeolojik özelliklerdir. Kaya yapıları büyük bir çoğunlukla bünyelerinde makro veya mikro boyutta süreksizlikler içerirler. Kaya yapısının jeolojik özellikleri, sarsıntı dalgalarının yayılmalarını şu şekilde etkilerler;

a) Süreksizliklere dik olarak yayılmakta olan sarsıntı dalgaları çok sayıda eklem geçtikleri için enerjilerini daha çabuk kaybederler ve daha çabuk sönümlenirlerken süreksizliklere paralel olarak yayılan dalgalar ise daha yavaş sönümlenirler.

b) Süreksizlik ve tabakalanma düzlemleri dalga yayılması sırasında çok miktarda kırılma ve yansımalara yol açarak birden fazla ve değişik karakterde dalgaların oluşmasına yol açarlar.

c) Bazı antiklinal veya senklinal oluşumlar, fay düzlemleri, dalgaların yansıması sırasında odaklanmasına ve beklenenden fazla şiddetle yayılmalarına yol açabilmektedirler.

d) Su tablası kaya yapılarının iletkenliğini arttırdığı gibi değişik yansımalara yol açarak beklenmeyen uzaklıklarda beklenmeyen genliklerde ölçümler alınmasına neden olabilirler (İşçen, 1995).

Kazanılan tecrübeler patlatmayı etkileyen en önemli jeolojik özelliğin, kaya kütlesinin yapısal durumu olduğunu göstermiştir. Bu nedenle kaya kütlesindeki yapısal zayıflık düzlemleri, patlatma verimi yönünden önemli olduğu kadar güvenlik açısından da önem arz etmektedir. Kaya kütlesindeki süreksizlikler tabaka düzlemleri, eklemler ve faylar şeklinde (büyük ölçekte) görülebilir (Özkahraman & Bilgin, 1996).

3. UYGULAMA YERİNİN ARAZİ ÖZELLİKLERİNİN TANITIMI

3.1. Çalışma Sahasının Tanıtımı

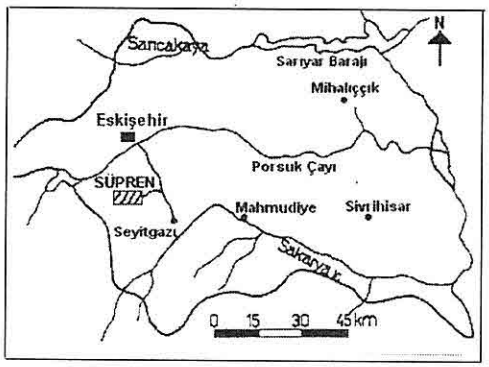
Uygulama çalışması Eskişehir'e 17 km uzaklıkta bulunan Süpren köyü civarındaki Kutludağ Madencilik Ltd. Şti.'ne ait kırma taş açık işletmesinde yapılmıştır.

İnceleme sahası, 1/25.000 ölçekli topoğrafik haritada i24c2-i25d1 paftaları

içinde yer almaktadır. Saha, Eskişehir ilinin güneyinde ve Eskişehir iline bağlı Seyitgazi ilçesinin kuzey batısında yer alan Süpren köyü civarındadır (Şekil 1).

3.2. Jeolojisi

Süpren köyü civarının arazisi, metamorfik şistlerden oluşmaktadır. Metamorfik şistler; karasal neojen altına dalan mikaşist, amfibolşist, kloritşist, kuvarsit, mavimsi gri fillat ve serizitşistlerden oluşmaktadır. Temel kristalin şistler üzerinde yarı metamorfize olmuş yeşilimsi detritik materyal arasında arkozlar, şistli greler, grovaklar bulunmaktadır. Eskişehir'in güneyindeki peridotitli ve mikro gabrolu ofiyolitler, kıvrımlı mermerlerle beraberlik gösterip, dolerit veya diabaz ile kesilmiştir (Tabak, 1995).



Şekil 1. Çalışma alanı yer bulduru haritası

Süpren metamorfik birimi permokarbonifer yaşlı olup, yüksek basınç düşük sıcaklıkta metamorfize olmuş hendek sedimanları volkaniklerinden oluşmaktadır. Birimin ana kayaları şist, mermer ve kuvarsittir. Kireçtaşları, şistlerin üstünde olup, kuvarsitlerin altındadır. Arazi sistematik çatlaklar içermektedir (Tabak, 1995).

Süpren bölgesi kristalize kireçtaşları Triyas yaşlı olup, tabanda Triyas yaşlı metamorfik şistler bulunmaktadır. Bu kristalize kireçtaşları konkordan olarak şistlerin üzerinde bulunmaktadır. Bölge jeolojisi incelendiğinde, Paleozoik devreye ait birimlerin bölgeye hakim olduğu gözlenmektedir. Bölgede hakim birim kristalize kireçtaşı olarak belirlenmiş ve birimin yaklaşık yaşı Paleozoik olarak belirlenmiştir (Anonim, 1999).

Dereler boyunca ince seriler halinde kil, kum ve çakıldan oluşan alüvyon uzanmaktadır (Anonim, 1980).

3.3. Kayacın Bazı Fiziksel ve Mekanik Özellikleri

Sahada bulunan kristalize kireçtaşının bazı fiziksel ve mekanik özellikleri aşağıda listelenmiştir (Çizelge 1).

Mohs skalasına göre sertliği 3–4, ağırlıkça su emmesi % 0.7, hacimce su emmesi %0.3'tür. Süpren köyü arazilerinde 25 m derinlikteki sondaj kuyusunda alüvyon ve pliosende ilerlediği tespit edilen su seviyeleri mevcuttur. Makroskobik olarak geniş sahada homojen bir görünüşe sahip olup kristalize kireçtaşı oluşumunun yoğunluğu 2.74 gr/cm^3'tür.

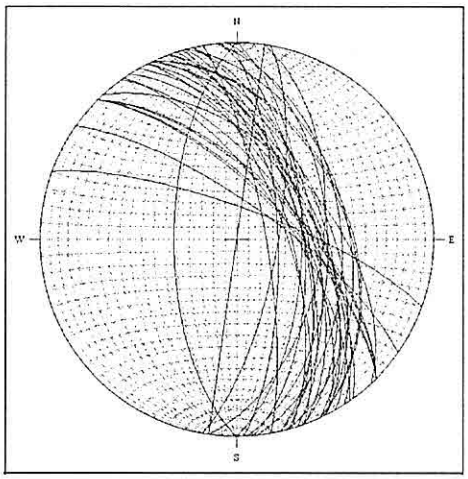
Kayaç kütlesi sağlam olup bağ destek özelliği işletme güvenliği açısından oldukça elverişlidir. Ocak aynasında kütle kolaylıkla sağlam olarak kendini tutabilmektedir (Anonim, 1999).

Çizelge 1. Kayacın bazı fiziksel ve mekanik özellikleri (Anonim, 1999).

Parametre	Değer	Birim
Sertlik	3-4	(Mohs)
Birim Hacim Ağırlığı	2.74	(gr/cm^3)
Özgül Ağırlığı	2.76	(gr/cm^3)
Atmosfer Basıncında	0.1	Ağırlıkça (%)
Su Emme	0.3	Hacimce (%)
Kaynar Suda	0.1	Ağırlıkça (%)
Su Emme	0.2	Hacimce (%)
Porozite	0.3	(%)
Tek Eksenli Basınç Dayanımı	688	(kg/cm^2)
Don Sonrası B. Dayanımı	535	(kg/cm^2)
Darbe Dayanımı	8	(kg/cm^2)
Eğilme Dayanımı	183	(kg/cm^2)
Elastisite Modülü	49400	(kg/cm^2)
Doluluk Oranı	99.3	(%)
Gözeneklik Derecesi	0.7	(%)
Ort. Aşınma Direnci	25	(cm^3/50cm^2)
Ort. Çekme Direnci	6.2	(kgf/cm^2)

3.4. Eklem ve Tabakalanma Düzlemleri

Patlatma bölgesinin civarında yapılan eklem ve tabakalanma düzlemi ölçüm değerleri (ölçüm yerleri Şekil 3'de görülmektedir) StereoPro programına girilerek bölgedeki eklem takımının ve tabakalaşmanın genelde hangi yönde olduğu tespit edilmiştir. Buna göre, yaklaşık olarak tabakalanma dalım yönünün 67°NE, dalım açısının 64° ve tabakalanma doğrultusunun ise 23° NW olduğu belirlenmiştir (Şekil 2).



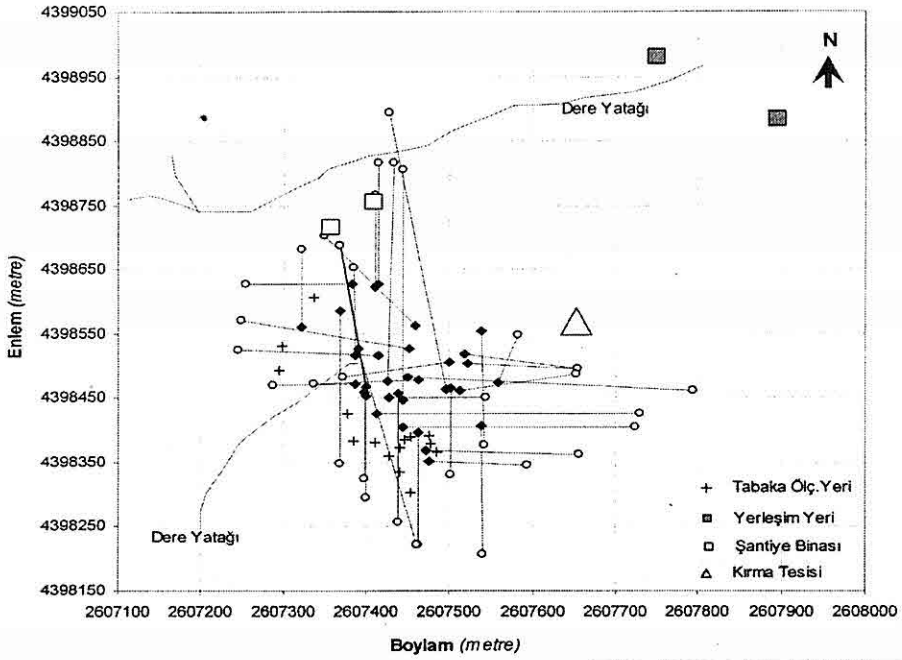
Şekil 2. Saha ölçümlerine dayanan eklem ve tabakalanma düzlemleri (alt yarımküre).

4. UYGULAMA ÇALIŞMASI

4.1. Yerinde Yapılan İncelemeler ve Ölçüm İstasyonlarının Seçimi

Çalışma yapılan bölgede atım yerleri, ölçüm noktaları, kırma tesisi ve şantiyeye ait binaların koordinatları Garmin marka bir GPS ile tesbit edilmiştir (Şekil 3). Şekil 3'de görüldüğü gibi ocağın kuzeyinde şantiyeye ait binalar, doğusunda taş kırma tesisi, kuzey doğusunda ise Süpren Köyü bulunmaktadır.

Ölçüm istasyonlarının seçimi sırasında, dört ana yön göz önüne alınmıştır. Arazi parametrelerinin belirlenmesi sırasında arazinin homojen bir yapıya sahip olmadığı göz önüne alınmış ve arazi parametrelerinin her yönde farklı değerler alabileceği düşünülmüştür. Bu nedenle,



Şekil 3. Patlatma yeri ve ölçüm stasyonlarının lokasyonları

dört ana yönde ölçümlerin yapılması ve arazinin yer sarsıntısı iletkenliğinin yönsel değişiminin belirlenmesi gerekmektedir. Bu sayede, patlatmanın hangi yönde daha etkili olduğunun bulunması ve etkili olduğu yöne göre atımların kontrol altına alınması sağlanabilecektir.

4.2. Hazırlık Çalışması ve Atım Bilgileri

Taş ocağında; delme-patlatma işleri basamaklar oluşturularak yapılmaktadır. Basamaklarda delinen delikler yatayla 80° eğimli, genellikle paralel düzende ve 2, 3 veya 4 sıralı olmaktadır. Delik boyları, 3-16 metre arasında değişmekte ve delik başına genellikle 10-75 kg ANFO şarj edilmektedir. Delikler duruma göre 0,1,2,3 ve 4 numaralı kapsüllerle, seri olarak bağlanıp ateşlenmektedir.

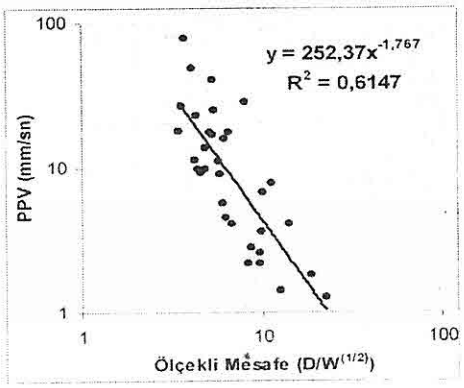
Atlas Copco ROC D7 tipi eğik delik delebilen delici makine kullanılmaktadır. Delici makinenin açtığı deliklerin çapı 89 mm' dir. Patlayıcı madde olarak Barutsan A.Ş.'nin üretmiş olduğu ANFO, onu harekete geçirmek için de dinamit kullanılmaktadır. Dinamiti ateşlemek için ise 30 ms gecikme aralıklı elektrikli kapsüller kullanılmıştır. Delikler birbirine seri olarak bağlanmakta ve elektrikli manyeto ile patlatma yapılmaktadır. Gecikme başına kullanılan patlayıcı madde miktarları (W) 208 kg ile 1290 kg, atım ve ölçüm yeri arası mesafeler 100 – 580 metre arasında değişmektedir. Her bir atımda patlatılan delik sayısı 22 ile 48 arasında değişmektedir. Basamak yükseklikleri 3-15 metre arasında değişmektedir. Basamak yüksekliklerinin

bu kadar farklılıklar göstermesi, arazinin engebeli olmasından ve basamakların yeni oluşturulmaya başlanmasından kaynaklanmaktadır.

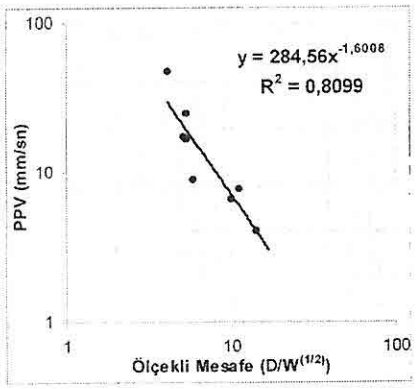
Patlatma sonrası meydana gelen yer sarsıntılarının parçacık hızları ve gürültü seviyeleri WHITE marka Mini Seis II model sismograf ile yapılmıştır. Bölgede 33 adet patlatma yapılmış ve bu patlatmalar genellikle dört ana yönde sismografın yerleştirilmesi ile kayıt edilmiştir.

4.3. Ölçümlerin Değerlendirilmesi

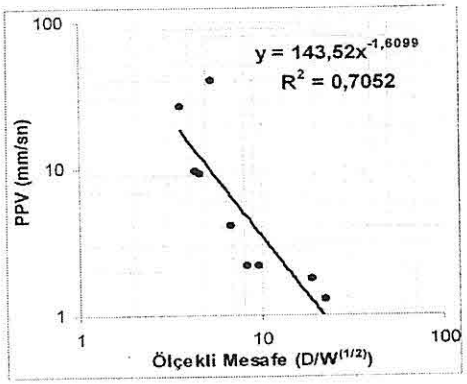
Ölçüm sonuçları ele alınarak dört ana yön için ölçekli mesafe-parçacık salınım hızı ilişkileri araştırılmıştır. Öncelikle, tüm atımlara ait ölçülen maksimum parçacık hızı ile ölçekli mesafe arasındaki ilişkiyi gösteren grafik çizilmiştir (Şekil 4). Daha sonra patlatma noktasına göre kuzey, güney, doğu, batı yönlerinde yapılan ölçümler kullanılarak çizilen maksimum parçacık hızı-ölçekli mesafe ilişkilerini gösteren grafikler sırasıyla Şekil 5,6,7,8'de verilmiştir.



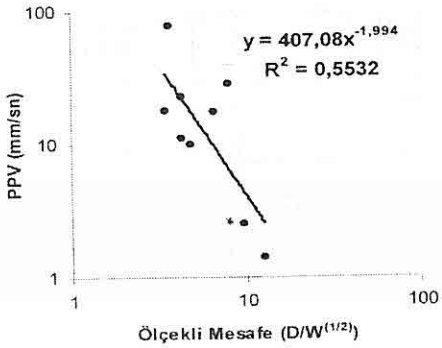
Şekil 4. Tüm atımlara ait maksimum parçacık hızı-ölçekli mesafe ilişkisi



Şekil 5. Kuzey yönünde parçacık hızı-ölçekli mesafe ilişkisi



Şekil 6. Güney yönünde parçacık hızı-ölçekli mesafe ilişkisi

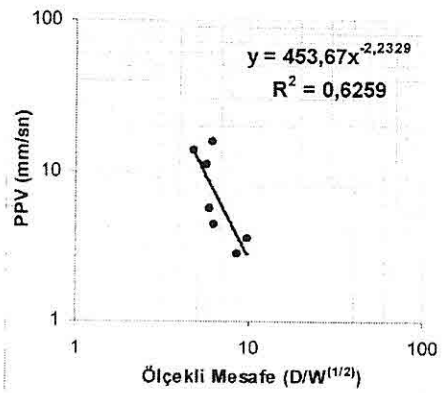


Şekil 7. Doğu yönünde parçacık hızı-ölçekli mesafe ilişkisi

Çizelge 2. Yönlere göre arazi iletim, sönümlenme ve korelasyon katsayıları.

Yönler	Parçacık Hızı Bileşenleri					
	Saha Sabitleri	Maksimum (PPV)	Boyuna (PPVL)	Düşey (PPVV)	Enine (PPVT)	Bileşke (PVS)
Tüm	K	252,4	217,46	129,76	212,43	268,04
	β	1,77	1,75	1,72	1,85	1,74
	r	**78,10**	**72,61**	**78,64**	**82,98**	**77,61**
Kuzey	K	284,6	252,52	229,88	226,80	374,33
	β	1,60	1,56	1,97	1,75	1,70
	r	**89,99**	**88,22**	**88,07**	**84,94**	**90,10**
Güney	K	143,5	89,86	100,03	103,48	130,54
	β	1,61	1,52	1,56	1,60	1,50
	r	**83,98**	**73,89**	**89,30**	**87,92**	**82,02**
Doğu	K	407,1	347,57	249,22	442,31	491,36
	β	1,99	1,93	1,96	2,16	2,03
	r	**74,38**	**72,33**	**72,58**	**81,38**	**73,97**
Batı	K	453,7	574,10	11,09	232,63	389,88
	β	2,23	2,40	0,69	2,04	2,10
	r	**79,11**	**75,51**	**45,42**	**82,52**	**78,64**

Parçacık Hızı= K·(Ölçekli Mesafe)$^{-\beta}$, r: korelasyon kats.



Şekil 8. Batı yönünde parçacık hızı-ölçekli mesafe ilişkisi.

Kuzey, güney, doğu, batı ve tüm yönler için bulunan saha sabitleri ve korelasyonlar boyuna, enine ve düşey bileşenler de dikkate alınarak Çizelge 2'de verilmiştir.

Çizelge 2'de yönlere göre hesaplanan ilişkiler yorumlandığında; maksimum parçacık hızları ile ölçekli mesafeler arasındaki ilişkilerin her yönde oldukça anlamlı olduğunu söylemek mümkündür. Dolayısıyla, her yön için parçacık hızı-ölçekli mesafe ilişkilerini kullanarak elde edilen eşitlikler, işletmede titreşim ölçer cihazının kullanılmadığı durumlarda, parça hızı tahmininde kullanılabilecektir.

Her yön için tespit edilen yüksek

korelasyonlu bu eşitlikler sayesinde belirli bir ölçekli mesafedeki parça hızını tahmin etmek mümkün olacaktır. Bununla birlikte kuzey ve güney yönünde ölçülen atımlara ait korelasyon katsayıları doğu ve batı yönündekilere oranla daha yüksektir. Buna neden olarak özellikle batı yönünde ocak içine doğru uzanan bir dere yatağının bulunması ve antiklinal- senklinal oluşumun görülmesi olduğu düşünülmektedir. Çakıl ve alüvyondan oluşan dere yatağının kestiği ölçümlerde dalgaların yansıması sırasında odaklanmasına ve beklenenden fazla şiddetle yayılmalarına yada sönümlenmesine yol açtığı düşünülmektedir. Bu yönde yapılan ölçümlerin bazıları dere yatağını kesmekte bazıları ise daha kuzeyde kaldığından dere yatağını kesmemektedir. Bazı ölçümlerin bu formasyon üzerinde olmaması korelasyonun düşmesine neden olmaktadır.

5. SONUÇ VE ÖNERİLER

Patlatmadan kaynaklanan çevre etkilerinin belirlenmesine yönelik yer sarsıntısı ve gürültü ölçümleri günümüzde büyük önem taşımaktadır. Patlatma sonucu oluşan yer sarsıntısı ve gürültünün çevrede bulunan tesis ve yerleşim yerlerine olan etkilerini azaltabilmek için, patlatma bölgesinde yapılan ölçümler sonucu arazi parametrelerinin belirlenerek uygun patlatma geometrisi tasarımları yapılması gerekmektedir. Bununla birlikte, arazi parametrelerinin belirlenmesi sırasında, arazinin tüm yönlerde homojen bir yapıya sahip olduğu varsayımı yapılması durumunda, yer sarsıntısı ve gürültü ölçümlerine rağmen çevredeki bazı tesis ve yerleşim yerlerinin şikâyetleri sona ermemektedir. Bu nedenle, patlatma yapılan ocak ile yerleşim birimleri arası arazinin heterojenliği de dikkate alınarak, farklı yönlerde titreşim ölçümlerin yapılması ve arazinin yer sarsıntısı iletkenliğinin yönsel değişiminin de belirlenmesi gerekmektedir. Bu sayede, patlatmanın hangi yönde daha etkili olduğunun bulunması ve etkili olduğu yöne göre maksimum izin verilen gecikme başına patlayıcı miktarının seçilmesi mümkün olacaktır.

Çalışmanın yapıldığı taş ocağında farklı yönlerde yapılan yer sarsıntısı ve gürültü ölçümleri sonucunda aşağıdaki tespitler yapılmıştır.

a) Maksimum parçacık hızları ile ölçekli mesafeler arasındaki ilişkilerin her yönde oldukça anlamlı olduğunu söylemek mümkündür. Dolayısıyla, her yön için parçacık hızı tahminini bu eşitlikler ile yapmak mümkün olabilecektir.

b) Patlatma sonucu oluşan yer sarsıntısı parçacık hızları tüm yönlerde farklı değerler almaktadır. Bu ise, arazinin heterojen ve anisotropik bir yapıya sahip olduğunu gösterir. Bu nedenle, tüm patlatma verileri kullanılarak elde edilen parçacık hızı-ölçekli mesafe ilişkisinin, açık ocak patlatma tasarımında kullanılması hatalı olacaktır.

c) Her bir yön için elde edilen farklı arazi parametre değerleri sonucunda bulunan tahmin formülleri ile ölçekli

mesafeler sabit alınarak parçacık hızı tahminleri yapıldığında şu sonuçlar elde edilmiştir. Kuzey ile güney ve doğu ile batı yönlerinde elde edilen eşitliklerdeki arazi parametrelerinin hemen hemen aynı olduğu görülmektedir (Kuzey; K: 284,56, b: 1,601; Güney; K: 143,52, b: 1,610; Doğu; K: 407,08, b: 1,994; Batı; K: 453,67, b: 2,233). Bu da ocakta kuzey-güney ve doğu-batı doğrultularında süreksizliklerin devamlılık gösterdiği anlamına gelmektedir.

d) Elde edilen eşitliklerde kuzey-güney yönlerine ait korelasyon katsayıları doğu-batı yönlerine göre daha yüksek çıkmıştır. Bu, bölgedeki süreksizlik yönelimi ile yapılan ölçümlerin yönü arasında kalan açının kuzey-güney yönünde yaklaşık 230, doğu-batı yönünde ise 670 olmasından kaynaklanmaktadır. Kısaca, kuzey-güney yönünde yapılan ölçümler doğu-batı yönünde yapılan ölçümlere göre süreksizlik düzlemine daha paralel olduğundan parçacık hızının sönümlenmesi gecikmektedir.

e) Atımların maksimum parçacık hızlarına karşılık gelen frekanslarının yaklaşık olarak 11–24 Hz değerleri arasında oluştuğu gözlemlenmiştir.

Taş ocağında standart basamak yüksekliklerinde çalışmaya başlanmasından sonra yapılacak ölçümlerden daha sağlıklı ilişkiler elde edilebilecektir.

6. KAYNAKLAR

Anonim, 1980, "Eskişehir-Merkez Karapınar ve Süpren Köyleri Civarı Hidrojeolojik ve Jeofizik Etüt Raporu", DSİ Enerji ve Tabii Kaynaklar Bakanlığı, Devlet Su İşleri Genel Müdürlüğü, Eskişehir.

Anonim, 1999, "Kırmataş İşletme İzni Talep Projesi", Bilim Madencilik, Eskişehir.

Bhandari, S., 1997, "Engineering Rock Blasting Operations" A.A. Balkema, p.301-302, Rotterdam.

Ceylanoğlu A., Arpaz E., 2000, "Divriği Demir ve Kangal Kömür Açık İşletmelerinde Patlatma Kaynaklı Yer sarsıntısı ve Hava Şoku Ölçümlerinin Sonuçları", 4. Delme ve Patlatma Sempozyumu, ISBN 975-395-380-1, s. 135-145.

İşçen, H.İ., 1995, "Demirbilek Köyüne Verilen Sarsıntının Denetlenmesi", MKEK Barutsan A.Ş. Genel Müdürlüğü, Haksa İnşaat ve Ticaret A.Ş. K-3F Panosu Dekapaj İşi, Elmadağ.

Jimeno, C.L., Jimeno, E.L., Carcedo, F.J.A, 1995,"Drilling and Blasting of Rocks" "A.A. Balkema, ISBN 90-5410-1997,p. 342-345, Rotterdam.

Kahriman A., Görgün S., Karadoğan A. & Tuncer G., 2000, "Taşıt Araçlarının Yan Sanayii Altyapı İnşaatında Patlatmadan Kaynaklanan Titreşim Ölçümleri ve Değerlendirilmesi", 4. Delme ve Patlatma Sempozyumu, ISBN 975-395-380-1, s. 125-134..

Konya, C.J., Walter E.J., 1990, "Surface Blast Design" Prentice-Hall Inc., ISBN 0-13-877994-5, New Jercey.

Olofson, S.O., 1988, "Applied Explosives Technology for Construction and Mining", APPLEX, Sweden.

Özkahraman H.T., Bilgin H.A., 1996,

"Hakim Süreksizlik Yönünün Patlatmaya Etkisi: Yerinde İnceleme", 2. Delme ve Patlatma Sempozyumu, ISBN 975-395-172-8, s. 151-157, Ankara.

Siskind, D.E., 2000, "Vibrations from Blasting", International Society of Explosives Engineers Cleveland, ISBN 1-892396-11-4, p. 17-30, USA.

Tabak, F., 1995, "Süpren (Eskişehir), Mermerlerinin Teknolojik Özellikleri ve Verimlilik Analizi", Yüksek Lisans Tezi, Osmangazi Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü.

YERBİLİMLERİ HAZİRAN 2005 SAYI 46 ISSN 1019-1003
GEOSOUND JUNE NO

ADANA ÜZERİNE GELEN GÜNEŞ ENERJİSİNİ METEOSAT UYDU VERİLERİ YARDIMIYLA FİZİKSEL METOD KULLANILARAK BULUNMASI

Ozan ŞENKAL
Ç.Ü., Karaisalı Meslek Yüksekokulu, Adana/Türkiye
Vedat PEŞTEMALCI
Ç.Ü., Fizik Bölümü, Adana/Türkiye

ÖZET: *Büyük bir alan üzerine gelen güneş enerjisinin coğrafik ve zamansal değişiminin bilinmesi mühendislik, tarım ve iklimle ilgili çalışmalar açısından büyük önem taşımaktadır. Bu çalışmada düzeltilmiş ve kalibrasyonu yapılmış METEOSAT-6 uydusu aracılığıyla alınan görünür bölge C3D (0.4-1.1mm) verileri kullanılmıştır. Yeryüzüne gelen güneş enerjisini hesaplayabilmek için atmosferik durumu açıklayan açık gökyüzü ışınımı değerlerini ve bunlara bağlı bulutluluk indeksi değerleri ile ilişkili olan açık gökyüzü indeksi değerleri belirlenmiştir. Adana vilayetine ait günlük ortalama enerji değerleri fiziksel model kullanılarak tahmin edilmiştir. Bulunan değerler yer ölçümleri ile karşılaştırılmış ve hata oranları saptanmıştır.*

ESTIMATION OF DAILY GLOBAL SOLAR IRRADIATION IN ADANA FROM METEOSAT SATELLITE DATA BY USING A PHYSICAL MODEL

ABSTRACT: *Knowing geographical and time related changes on the solar energy which covers large areas is important for engineering, agriculture and climate related studies. In this study, rectified and calibrated METEOSAT-6 satellite C3D (0.4-1.1mm) data in the visible range has been used. In order to calculate the incident solar energy, clear sky radiation, cloud cover index and clear sky index values have been determined. Incident solar radiation has been estimated as daily means by using physical model over Adana. These estimated values have been correlated with the ground measurement values and the error between them has been calculated.*

1.GİRİŞ

Günümüzde konutların ve suların ısıtılmasında, elektrik enerjisi elde etmede, tarımsal, meterolojik, çevresel ve benzeri uygulamalarda güneş enerjisinden faydalanılmaktadır. Bu çalışmalar için gerekli olan en önemli nokta güneş enerjisinin hangi bölgeye hangi zaman diliminde ne kadar geldiğinin belirlenmesidir. Ülkemizde 1936 yılından bu yana DMİ (Devlet Meteroloji İstasyonları) tarafından 65 istasyonda toplam güneş ışınımı ölçümü sürekli olarak yapılmaktadır. Yalnız bu ölçümleri yapan aktinograflar yeterince hassas olmadığı için hata oranı %15-25 'lere kadar yükselmektedir. Bu ölçümleri ülkemiz gibi büyük bir alana sahip bölgeler için prinometrelerden oluşan ağlar yardımı ile gerçekleştirmeye çalışmak da oldukça yüksek bir maliyet yükü getirmektedir (*Islam, R. MD., and Exell, R. H. B., 1996*). Gelişmiş ülkelerin yer aldığı Avrupa' da prinometreler arası uzaklık ortalama 100 km civarındadır. Gelişmekte olan ve geri kalmış ülkelerde bu rakam oldukça yüksek değerlere ulaşmaktadır. Ayrıca prinometrelerle yapılan ölçümler noktasal ölçümlerdir. Hem istasyonlar arasının uzak olması hemde ölçümlerin noktasal olmasından dolayı interpolasyon veya ekstrapolasyonlarla oluşturulan haritaların hata payı oldukça yüksek değerlere ulaşmaktadır (*Frulla, A., Gaglardini, D. A., et al., 1988*).

Son yıllarda araştırmacılar meterolojik uydu verileri kullanarak yer yüzeyine ulaşan güneş enerjisinin haritasını günlük, aylık ve yıllık olarak oluşturmaya çalışmışlar ve oldukça da iyi sonuçlar elde etmişlerdir. Bu uydular elektromanyetik spektrumun hem görünür hemde kızıl ötesi bölgesinde olmak üzere aynı bölgeyi 30 dakika ile 3 saat arasında değişen periyotlarda algılayabilmektedir (*Diabete, L., Moussu, G., et al.,1989*). Yersel çözünürlükleri 1 ile 10 km arasında değiştiği için büyük alanlar rahatça izlenmesine olanak sağlamakta ve verileri de kolaylıkla elde edilebilmektedir. Veriler sayısal olduğu için bilgisayar ortamında saklanmaları, çoğaltılmaları ve işlenmeleri oldukça rahat ve kolaydır. Ayrıca bu veriler uzaysal süreklilik gösterdikleri için interpole edilmeleri daha kolaydır ve daha doğru sonuçlar alınmasını sağlar (*Barret, E.C.,1974*). Meteorolojik uydular genellikle hava tahminlerinde ve bulut hareketlerinin incelenmesinde kullanıldığından dolayı uydu verileri kullanılarak dünya üzerinde yatay yüzeye gelen güneş enerjisi değerleri hesaplanabilmektedir. Uydu verileri ile yer ölçümleri arasındaki istatistiksel ilişkiyi kullanan fiziksel metod bu çalışmada kullanılarak Adana üzerine gelen güneş enerjisi değerleri bulunmuş ve yer verileri ile karşılaştırılmıştır.

2. MATERYAL VE METOD

2.1. Materyal

Bu çalışmada 1997 yılı Ağustos, Eylül, Ekim, Kasım ve Aralık aylarında TÜBİTAK BİLTEN'de kaydedilen METEOSAT-6 uydusu görünür bölge C3D verileri ile, aynı tarihler arasında

Adana ilinde bulunan aktinograf algılayıcısıyla kaydedilen güneş enerjisi verileri kullanılmıştır. Bu veriler işlenerek Adana üzerine gelen güneş enerjisi değerleri günlük toplam ortalama olarak bulunmuştur. Elde edilen bu sonuçlar ile ölçümlerle elde edilen güneş enerjisi değerleri kıyaslanarak hata oranları belirlenmiştir.

Uydu verileri kullanılarak yapılan çalışmaların en önemli avantajlarından biri de verilerin sayısal olması nedeniyle kullanılarak işlenmesi ve sonuçların hızlı bir şekilde değerlendirilebilmesidir. Böylece günümüze veya geleceğe yönelik gerekli planlamalar kolaylıkla yapılabilir. Veri kapasitesi fazla olduğundan bu tür bir çalışmayı gerçekleştirmek için hızlı bir bilgisayar ile uygun yazılımlara gereksinim vardır.

Bu çalışma sırasında kullanılan donanım ve yazılımlarda aşağıda maddeler halinde sıralanmıştır.

a) İki adet pentium-4 kişisel bilgisayar

b) Bir adet tarayıcı (scanner)

c) Bir adet cd- yazıcı (cd-writer)

d) Renkli ve siyah-beyaz yazıcı (HP Desk Jet 890 C)

e) Görüntüleri işlemek için ILWIS 1.3 yazılımı

f) Görüntüleri işlemek için IDRISI 2.0 yazılımı

2.2. Metod

Herhangi bir alan üzerine gelen güneş enerjisinin büyüklüğü o alan üzerindeki bulutla kaplılık oranıyla önemli derecede ilişkilidir. Bulutlar, üzerlerine gelen ışığı, elektromanyetik tayfın görünür bölgesinde kara ve denize göre çok daha fazla yansıtmaktadır. Dolayısıyla bulutlar uyduların görünür bölge verilerinde yüksek parlaklık değerlerine sahip olmaktadır. Aslında uydu tarafından kaydedilen parlaklık değeri ile yüzeyden yansıyan enerji değerleri arasındaki tam ilişki bilinmemekle birlikte aralarında doğrusal bir ilişki olduğu kabul edilmektedir (*Islam, R. MD., and Exell, R. H. B., 1996*). Uydu tarafından kaydedilen parlaklık değerleri ile yüzeyden yansıyan enerji değerleri arasındaki tam ilişki bilinemediğinden atmosferin optik durumunu iyi bir şekilde açıklanamamaktadır. Açık gökyüzü indeksi, saçılmaların etkileri veya bulutun yüksek yansıtmasından dolayı atmosferin optik durumunu açıklık indeksine göre daha farklı yorumlanabilir (*Beyer, H.G., Costanzo, C., et al., 1996*). Bu çalışma Atmosferin optik durumuna açıklık getirecek açıklık indeksi ve açık gökyüzü indeksi kullanılarak sağlıklı sonuçlar almak üzerine kurulmuştur.

2.2.1.Uydu Görüntülerinin Kalibrasyonu

Dünyayı gözleyen uydular yer-atmosfer sistemi veya enerji yansımasını ölçmektedirler. Eğer ham görüntüler kalibre edilmemişlerse bilimsel veya nicelik olarak anlamlı değerlere sahip değildirler. Çünkü kalibrasyon fonksiyonu bakılan nesnenin gerçek jeofiziksel değeri ve sayısal hesabı arasındaki ilişkiyi tarif eder. Bu yüzden uydu görüntüleri genellikle kalibre edilmektedir.

Kalibrasyon çöl, okyanus gibi yerden

seçilen objelerin yansıma özelliklerinin ve atmosferin optik özelliklerinin doğru bir şekilde diğer ilişkilerle birlikte kullanılarak işpat etmektir. İki niceliğin analizi temel alınmıştır. Bu nicelikler istatiksel parametreler ile METEOSAT uydusundan elde edilen bulut, okyanus ve karaların iç içe bulunduğu görüntülerdir. Yılın her ne zamanı ve günü olursa olsun istatistik nicelikler bize yol göstermektedir (Lefèvre, M., Bauer, O., et al., 2000).

Yansımadaki değişikliğin doğru tahmini için toplam radyasyonda, gelen radyasyonun etkisi, bir görüntü elementi vasıtasıyla hesaplanmaktadır. Bundan dolayı güneşin zenit açısına bakarak aşağıda (6) tarafından önerilen fonksiyonla kalibrasyon uygulanmakta ve Lambertian durumu kullanılarak radyans değerler ortaya konmaktadır. Burada a^t, b^t ve CN^t_{dark} t anında METEOSAT radyometresinin kalibrasyon sabitleri iken CN^t ise görüntüdeki piksellerin sayısal değerini temsil etmektedir.

$$L^t(i,j) = a^t(CN^t(i,j) - CN^t_{dark}(i,j)) + b^t \quad (1)$$

$d\phi_h$, toplam radyant akının, yüzeye gelen radyant akıya, $d\phi_i$'ye oranıdır. Toplam radyant akıda ki dA, birim lambertian yüzeyi, θ_S ise güneş zenit açısıdır.

$$d\phi_h = 2\pi \int_0^{\pi/2} L^t(i,j)dA\cos\theta_s \sin\theta_s d\theta_s = \pi L^t(i,j)dA \quad (2)$$

$$d\phi_i = G_0^t(i,j)dA \quad (3)$$

$$\frac{d\phi_h}{d\phi_i} = \rho^t = \frac{\pi L^t}{G_0^t} \quad (4)$$

$$\rho^t(i,j) = \frac{\pi L^t(i,j)}{I_0 \varepsilon(t) \sin\gamma_s(t,i,j)} \quad (5)$$

Burada $L^t(i,j)$ piksellerden hesaplanan radyans değer, I_0 güneş sabiti, $\varepsilon(t)$ güneş sabitini düzeltme faktörü ve γ_S güneş yükseklik açısıdır. Temel olarak $G_0(i,j)$ açık gökyüzü altında atmosfer dışında yatay yüzeydeki enerji akış yoğunluğu olarak kabul edilmektedir (Buorges, B.,1979). Bu durumda ρ^t (i,j) dünyaya ait yansıma için bir ölçüm olmakta ve eşitlik (5) kullanılarak Adana'nın albedo değeri hesaplanmaktadır.

2.2.2.Bulutluluk İndeksi

Her uydu görüntüsünün piksel hesapları için geri saçılma, bulut, atmosfer, güneş zenit açısı ve Güneş-Dünya mesafesi gibi kavramlar kullanılarak $\rho^t(i,j)$ değeri çıkartılmaktadır. Bulutluluk indeksi bulut yüzeyinin bir ölçümü gibi her piksel için METEOSAT uydusunun görünür bölge kanalından (0.4-1.1 mm) aşağıda verilen (6) eşitliğiyle hesaplanmaktadır.

$$n^t(i,j) = \frac{\rho^t(i,j) - \rho_g(i,j)}{\rho_c(i,j) - \rho_g(i,j)} \quad (6)$$

Burada $\rho^t(i,j)$ uydu veri alma anında ölçülen yüzeyin güneş enerjisinin, 4000-11000 A° dalga boyu aralığında, güneş enerjisi verileri için sınırlı bir tayfı kapsayan, yansıtma değeridir. $\rho_c(i,j)$maksimum bulutla kaplı bir pikselin güneş enerjisini yansıtma değeri ve $\rho_g(i,j)$ ise minimum bulut kaplı aynı piksel için, açık gökyüzü şartlarında gözlenen pikselin

güneş enerjisi yansıtma değeridir.

2.2.3. Açık Gökyüzü Işınımı

Güneş ışınımı atmosferden geçerken, atmosferde bulunan parçacıklar tarafından yutulur ve saçılır. Böylece ışınım azalarak atmosfer dışına gelen ışınımın 0.1 ile 0.8 arasında bir kesri yeryüzüne ulaşır. Doğrudan yüzeye gelen kısmına direk (Beam) güneş ışınımı, saçılan ışınımların yeryüzüne gelen kısmına yayılı (Diffuse) güneş ışınımı adı verilir. Direk ve yayılı ışınımların toplamı toplam güneş ışınımı olarak bilinir (Kılıç, A., ve Öztürk, A.,1983). Açık gökyüzü altında global enerji akış yoğunluğunun direk ve yayılı değerlerinin toplamı olarak,

$$G_0 = B_{b0} + D_{d0} \quad \text{dir.} \qquad (7)$$

eşitlik (7) gibi modellenebilmektedir.

2.2.4. Bulutluluk İndeksi ve Açık Gökyüzü İndeksi Arasındaki İlişki

Güneş enerjisi uygulamalarında atmosferik geçirgenlik ya açık gökyüzü indeksi veya açıklık indeksi terimlerinden basitçe formüle edilebilmektedir.

Açık gökyüzü indeksi, $k_g(i,j)$, açık gökyüzü şartları altında belirli bir piksel pozisyonunda yatay yüzeye gelen güneş enerjisi yoğunluğu, G_g, ile atmosfer dışında yatay yüzeye gelen toplam enerji yoğunluğu, G_0, oranı olarak tanımlanmaktadır. Skartveit, A., Olseth, J. A.,1992, atmosferin içinden geçen farklı ışık yolundan dolayı farklı enerji değerlerinden ve güneşin zenit açısı sonuçlarından atmosferik sabitlerin değiştiğini söylemişler ve gelen enerjiyi hesaplayabilmek için atmosferik durumu açıklayan açık gökyüzü indeksi değerlerini elde etmişlerdir. Elde edilen açık gökyüzü indeksi ile bulutluluk indeksi arasında eşitlik (8)'de görüldüğü gibi bağlantı kurulmuştur.

Bulutluluk indeksi ile açık gökyüzü indeksi arasında ters ilişki vardır. Bulutluluk indeksi bulutluluk şartlarında 1, açık gökyüzü şartlarında 0 dır. Açık gökyüzü indeksinde ise bulutluk şartlarında 0, açık gökyüzü şartlarında 1 dir. Kapalı durumlar için açık gökyüzü indeksi ile bulutluluk indeksi arasındaki hesaplarda doğrusal olmayan bir ilişki vardır (*Fontoynont, M., et al.,1998*).

$$k_g = 1 - n^t \qquad (8)$$

$$k_g = \frac{G_g}{G_0} \qquad (9)$$

$$k_g = \frac{G_0}{G_{b0} + G_{d0}} \qquad (10)$$

Açık gökyüzü altında global enerji akış yoğunluğunun direk ve yayılı ışınım değerlerinin toplamı kullanılarak eşitlik (10)' dan Adana'nın enerji değerleri hesaplanmıştır.

3. BULGULAR VE TARTIŞMA

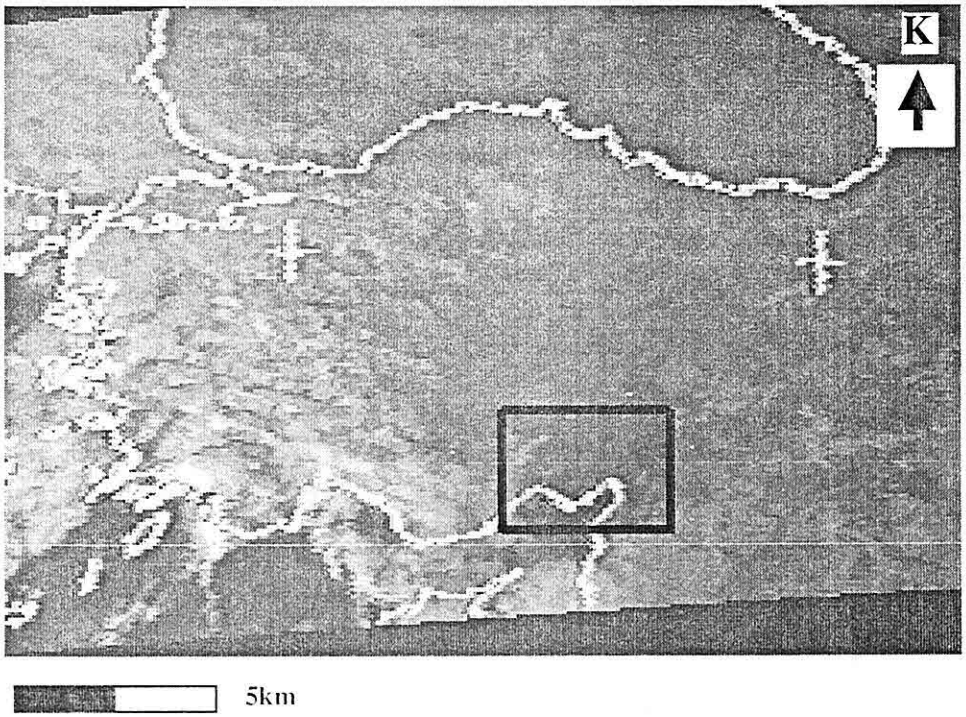
Bu çalışmada, fiziksel metod kullanılarak, 1997 Ağustos, Eylül, Ekim, Kasım ve Aralık tarihleri arasında Adana (36-59 enlem ve 35-21 boylam) üzerinde, yatay yüzeye gelen güneş enerjisi

değerleri hesaplanmıştır. Fiziksel modeli uygulayarak değerlerin hesaplanmasında METEOSAT uydusu C3D (0.4-1.1 mm), yayılı ve direk güneş ışınımı, yerden aktinograflar ile kaydedilen güneş enerjisi değerleri kullanılmıştır. Kullanılan bu model ve materyallerle yatay yüzeye gelen güneş enerjisi değerleri günlük toplam ortalama şeklinde hesaplanmıştır.

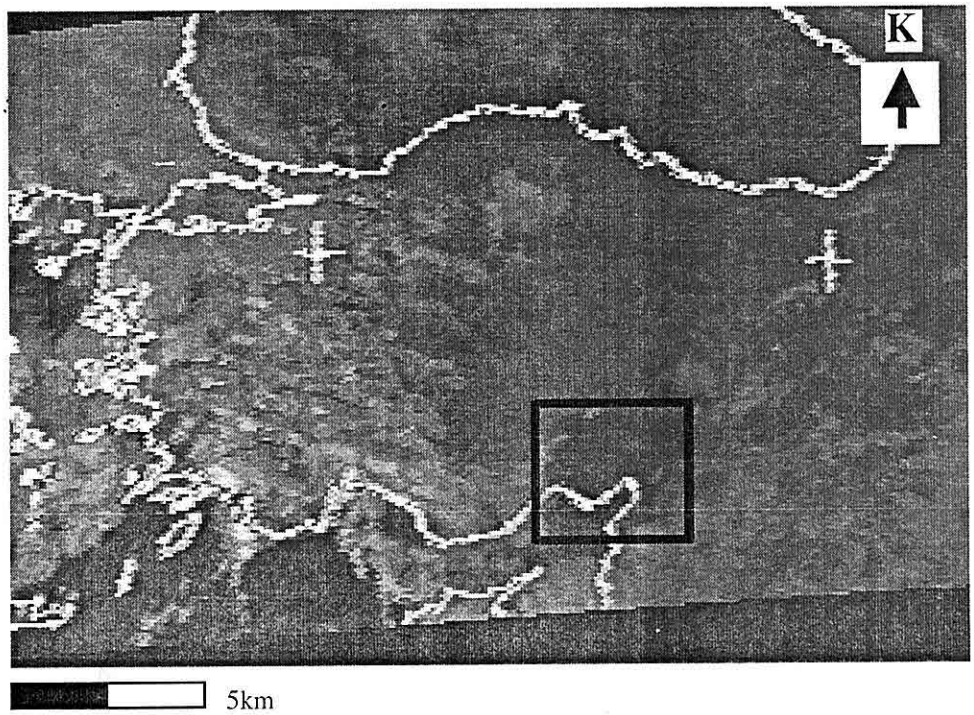
Modelin ana unsurlarından birisi METEOSAT uydusu C3D verisidir. Bu verinin temel özelliği güneş enerjisi değerlerini elde edeceğimiz Adana'nın da içinde bulunmasıdır. METEOSAT uydusu görünür bölgesinde tarafından algılanan ve yerel zaman olarak 06:30, 08:30, 11:00, 12:30 ve 14:30 da alınan tam 561 veri kullanılmıştır. Bu görüntülere kalibrasyon uygulanmış ve radyans değerleri bulunmuştur.

Bundan dolayı alınış saatlerindeki güneşin zenit açısı farklı olduğu için zenit açısına bakılarak Lambertian durumu kullanılıp piksel parlaklık değerleri ortaya konmuştur. Şekil 1'de 01/12/97 gününe ait kalibrasyonu yapılmamış görüntüyü, Şekil 2'de de aynı görüntünün kalibrasyonu yapılmış halini göstermektedir.

Kalibrasyonu yapılan uydu görüntülerine her ay için açık gökyüzü şartlarında gözlenen her pikselin o ay



Şekil 1. 01/12/97 tarihli saat 12:30'da tüm Türkiye üzerinden Adana iline ait kalibrasyonu yapılmamış görüntü.



Şekil 2. Üstteki görüntünün kalibrasyon yapılmış hali.

içerisinde aldığı minimum ve maksimum piksel değerleri bulunarak oluşturulmuş referans görüntülerle o ay içerisindeki görüntüler İDRİSİ programında işlenerek eşitlik (6) dan bulutluluk indeksi değerleri çıkarılmıştır. Bu piksel değerleri göz önüne alınarak açık gökyüzü indeksi değerleri de bulunmuştur. Açık gökyüzü altında global enerji akış yoğunluğunun direk ve yayılı ışınım değerlerinin toplamı kullanılarak eşitlik (10) den enerji değerleri hesaplanmıştır.

Açık gökyüzü indeksi değerleri ile atmosferik durumu en iyi açıklayan günlük yayılı ve direk ışınımın toplamını temsil eden toplam güneş ışınımı değerleri kullanılarak her gün için günlük toplam enerji değerleri Adana için bulunmuştur. Bulunan günlük toplam enerji değerleri ile yer ölçümleri Çizelge 1'de gösterildiği gibi karşılaştırılmıştır.

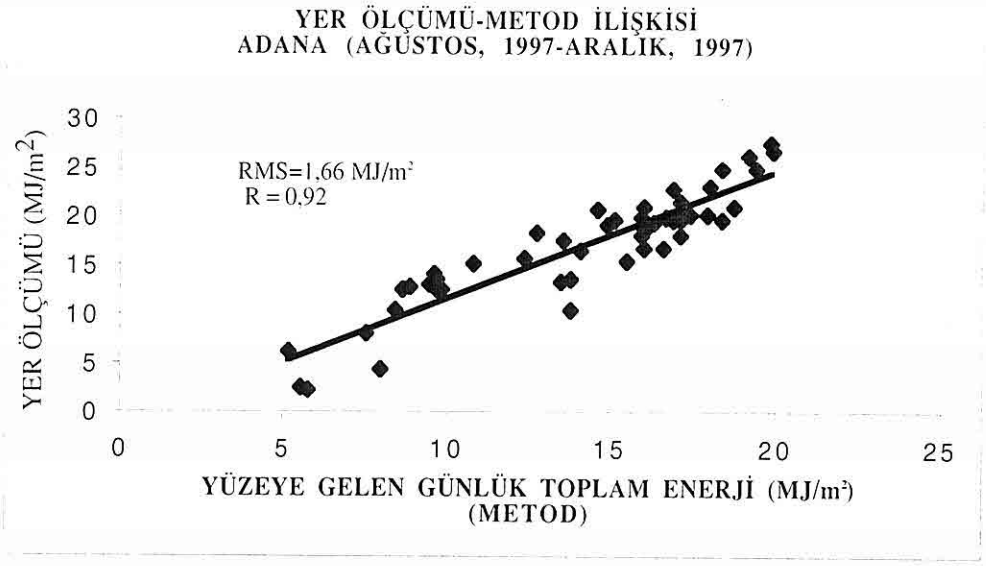
Sonuç olarak Adana iline ait 1997 Ağustos ile 1997 Aralık ayları arasında kalan günler için elde edilen günlük toplam enerjilerin yer ölçümleri ile arasındaki istatistiksel ilişki Şekil 3'de gösterildiği gibi saptanmıştır.

4. SONUÇLAR VE ÖNERİLER

Adana ili için kullanılan bu metod sonuçunda 1997 Ağustos, Eylül, Ekim, Kasım ve Aralık birer aylık periyotlar için elde edilen korelasyon katsayıların değeri 0.80'den büyük olduğu görülmüştür.

Çizelge 1. Meteosat uydusundan elde edilebilen günlere göre bulunan metod ve meteoroloji istasyonlarından elde edilen güneş enerjisi değerlerinin karşılaştırılmaları.

Gün	AĞUSTOS		EYLÜL		EKİM		KASIM		ARALIK	
	Yer Ölçümü (MJ/m^2)	Metod (MJ/m^2)	Yer Ölçümü (MJ/m^2)	Metod (MJ/m^2)	Yer Ölçümü (MJ/m^2)	Metod (MJ/m^2)	Yer Ölçümü (MJ/m^2)	Metod (MJ/m^2)	Yer Ölçümü (MJ/m^2)	Metod (MJ/m^2)
1					12,81	8,86	11,89	10,26	8,59	7,62
2							10,02	8,99	2,06	3,28
3							4,12	4,07	5,24	4,34
4					17,69	13,48			3,54	4,13
5	19,45	16,26	27,65	19,83	10,49	8,4	10,96	9,58	2,44	4,16
6	20,14	17,36			18,47	12,7	11,20	10,47	4,82	4,97
7	21,45	17,04	26,92	19,86					2,73	4,52
8	19,15	16,09	26,25	19,16	19,77	15,03			4,26	4,37
9	16,73	15,98	25,08	19,37			11,00	10,81	2,52	1,55
10	10,47	13,69	23,27	17,92			9,90	10,64	7,71	7,44
11	19,72	18,35	19,3	14,85	15,66	12,28	10,51	10,47	6,56	5,12
12	19,61	17,04	22,82	16,86					3,38	4,34
13	19,87	15,88	24,95	18,35			10,02	9,10	8,03	7,37
14	21,03	18,73							2,96	3,63
15	19,09	15,84			16,63	14,01			2,50	4,62
16	19,87	16,65	20,73	14,57					5,14	4,27
17	18,05	15,91					8,47	8,31	8,78	6,81
18	19,99	17,08					6,30	5,64	5,95	5,26
19	18,19	17,04			12,59	9,67	2,96	2,91	9,47	7,62
20	19,69	16,83			2,76	5,47	1,72	3,21	8,56	8,43
21	20,24	17,89			6,2	5,12	7,07	6,98	8,51	7,34
22	16,95	16,55			13,07	9,42	5,24	4,82		
23					14,15	9,56	8,05	5,81	4,83	4,37
24			21,14	15,95	4,36	7,94	8,78	8,52	2,34	3,10
25					12,61	8,61	9,04	7,52	5,12	5,93
26					2,44	5,72			7,68	8,36
27			8,23	7,48					7,28	8,15
28			15,43	15,43	12,65	9,81			7,43	7,06
29			13,43	13,43	13,6	9,67			7,85	7,90
30			13,76	13,76	15,28	10,73	4,31	5,20	0,88	2,08
31							4,28	5,16	2,46	3,32



Şekil 3. Adana iline ait 1997 Ağustos ile 1997 Aralık ayları arasında kalan günler için elde edilen günlük toplam enerjilerin yer ölçümleri ile arasındaki istatistiksel ilişki.

Korelasyon katsayısının 0,80'e yaklaştığı değerler için yer ölçümlerinde bimetalik aktinograflar ile yapılan ölçmelerde aktinografların %15-25 arasında hata yapmasından kaynaklanmaktadır. Bu nedenle modelden elde edilen ve yer ölçümlerinden elde edilen değerler için yapılan karşılaştırmalar doğru kabul edilmiş ve dolayısıyla kullanılan yöntemin doğru ve uygulanabilir bir yöntem olduğu ortaya çıkmıştır.

Bunun sonucu olarak Adana ilinin iklimi göz önüne alındığında yenilenebilir enerji kaynaklarının en önemlisi olan ve mühendislik, çevre, tarım ve birçok diğer uygulamalarda kullanılan güneş enerjisi verilerini uydularla almanın çok önemli faydaları vardır. Bunlar, yer gözlem istasyonlarının kurulamadığı ve böylece verilerin toplanamadığı dağlık alanlar ve çok geniş alanlardan meteorolojik bilgilerin elde edilmesi, elimizdeki verilerin etkili ve ucuz olması, yer verisine ihtiyaç olmaması ve belkide en önemlisi zaman kaybını önleyecektir.

5. KAYNAKLAR

Islam, R. MD., and Exell, R. H. B., "Solar radiation Mapping from Satellite Image Using a Low Cost System", Solar Energy, 3:225-237, 1996.

Frulla, A., Gaglardini, D. A., et al., "Incident Solar Radiation on Argentina from the Geostationary Satellite GOES: Comparision with Ground Measurement", Solar Energy, 41:61-69, 1988.

Diabete, L., Moussu, G., et al.,

"Decription of an Operational Tool for Determination of Global Solar Radiation at the Ground Using Geostationary Satellite Image", Solar Energy, 42: 201-207, 1989.

Barret, E.C., "Climatology from Satellites", Methuen & Co Lmd, London, 403, 1974.

Beyer, H.G., Costanzo, C., et al., "Modifications of the Heliosat Procedure for Irradiance Estimates from Satellite Data", Solar Energy, 56, 207-212, 1996.

Lefèvre, M., Bauer, O., et al., "An Automatic Method for the Calibration of Time-Series of Meteosat Images", International Journal of Remote Sensing, 21 (5), 1025-1045, 2000.

Buorges, B., "Courbes de Frèquence Cumulèes de l'irradiance Solaire Globale Horaire Recue par une Surfaca Plane", Thecnical Report, Centre d'Energètique de l'Ecole Nationale Supèrieure des mines de Paris, 1979.

Kılıç, A., ve Öztürk, A., "Güneş Enerjisi", Kipaş Dağıtımcılık, İstanbul, 331s, 1983.

Skartveit, A., Olseth, J. A., "The Probability Density and Autocorrelation of Short-Term Global and Beam Irradiance", Solar Energy, 49, 477-487, 1992.

Fontoynont, M., et al., "Satellight, A WWW Server Which Provides High Quality Daylight and Solar Radiation Data for Western and Central Europe", 9th Conference on Satellite Meteorology and Oceanography, Paris, 1998.

GEOSOUND / YERBİLİMLERİ
YAZIM KURALLARI

Yerbilimleri / Geosound, yerbilimleri dalında teorik veya araştırma sonuçlarını içeren ve özgün sonuçları olan Türkçe, İngilizce, Fransızca ve Almanca makaleleri kabul eder. Dergide ayrıca tanınmış bilim adamlarının güncel yenilikleri içeren tercüme yazılarına da yer verilebilir.

Makalelerin Türkçe olanlarına İngilizce, yabancı dillerde olanlarına da Türkçe özetler konulmalıdır. Makaleler şekil, çizelge veya tablo, fotoğraflı levhalar dahil 8 sayfayı geçemez. Ancak yazarları tarafından ısrar edilen ve kısaltılamıyacak makaleler her yıl sayfa başına tesbit edilen katkı payı miktarı kadar ödeme yapılarak yayınlanabilir. Yazılar A4 ebadındaki kağıtların bir yüzüne çevresine 2.5 cm boşluk bırakılarak yazılmalı, harita, kesit ve levhalar da aynı boyutta hazırlanmalıdır. Yazılar Macintosh bilgisayarda herhangi bir program dilinde hazırlanarak makale ekinde yazı disketi ile verilmelidir. Macintosh imkanı olmayan yazarlar ücret ödeyerek yazılarını yayın sekreterliğine yazdırabilirler.

Makaleler Türkçe başlık; Yazar adı soyadı ve kısa adresi; Özet; İngilizce başlık; Abstract; Giriş; Bölümler ve alt bölümler; Sonuçlar veya Tartışmalar ve sonuçlar; Teşekkür; Kaynaklar şeklinde olmalı, ayrıca Bölümler ve Alt Bölümler 1., 1.1., 2., 2.1., vs. şeklinde numaralanmalıdır.

Kaynaklara metin içerisinde yazar soyadı ve tarih sırasıyla atıfta bulunulmalı, bunlarla ilgili bilgiler ise Kaynaklar başlığında "Soyadı, Adının ilk harfi veya harfleri, Tarih, Makalenin başlığı, Derginin kısaltılmış adı, Cilt No, Başlangıç ve Bitiş sayfası" şeklinde verilmelidir.

Dergide yayınlanmayan yazılar geri gönderilir. Yayınlananlardan yazarlarına 20'şer adet ayrı baskı verilir. Çok yazarlı makalelerde bu sayı yazarlar arasında bölüştürülür. Yayınlanan yazılar için telif hakkı ödenmez.

Şekiller, haritalar, grafikler aydınger üzerine çini mürekkep kullanılarak, koyu bir şekilde çizilmeli, fotoğraf ve levhalar 13x19 cm boyutundaki çerçeve dışına çıkarılmadan hazırlanmalıdır. Yerbilimleri / Geosound ofset metoduyla basıldığı için yazıların mizanpajı yazarlar tarafından yapılmalı, şekiller, tablolar, fotoğraflar metin içine yerleştirilmeli ve alt yazılar tek dilde yazılmalıdır.

Makaleler, biri orjinal olmak üzere 3 nüsha halinde aşağıdaki adrese disketiyle birlikte gönderilmelidir.

Yerbilimleri / Geosound Editörlüğü
Çukurova Maden ve Jeoloji Mühendisleri Derneği
01330 - Balcalı / ADANA / TÜRKİYE
Tel (Fax) :(322) 338 67 11
e-mail: yerbilimleri2004@hotmail.com

INSTRUCTION TO CONTRIBUTORS

Yerbilimleri / Geosound accepts theoretical work or results of a research together with original articles written in Turkish, English, French and German. Translated papers of any article written on the latest developments of a specific subject by known authors can also be accepted.

Turkish articles English, English, French and German articles should have a Turkish summary. Papers to be submitted should not exceed 8 pages including figures, tables, plates and photographs. The ones which are insisted by their authors not to be shortened can be published by charging for each additional page on the amount defined by editorial committee. Papers should be written on one side of A4 sheets leaving a blank space of 2.5 cm at each side of the sheet and maps, plates, cross sections must be prepared in the same form. Any wordprocesser compatible with Macintosh computer system should be used to type the papers and diskets including articles should be attached to the papers. It is possible for the editorial committee to get the articles written with an available Macintosh system but this has to be charged.

The papers should be orginised as follows: Title in Turkish; Author's name and address; Summary; Title in English; Abstract; Introduction; Sections and Sub-sections; Conclusions or Discussions and Conclusions; Acknowledgement; References; Appendices. Sections and Sub-sections should be enumerated in the form of 1., 1.1., 2., 2.1., etc.

References in the main text should be cited on the basis of Author's name and date. The information related to these should be given in the References section as: "Surname, Initial(s), Date, Title of Article, Abbreviated Name of the Journal, Volume No, First page-Last page".

Articles which are not published in the Journal are returned. 20 copies of the published papers are sent to the authors. In the joint papers this number is divided between the authors. Copy right is not paid for the published papers.

Figures, maps, graphics should be drown by black Indian ink on transparent drawing paper, photographs and plates should be prepared such that they can be placed in the frame of 13x19 cm. Yerbilimleri / Geosound is printed with offset printing method that's why coordination of the articles should be done by their authors; figures, tables and photographs should be orginised in the text and all explanations about these should be written in one language.

Papers should be sent in three copies, one being the original, to the following address together with the disket containing the article.

Yerbilimleri / Geosound Editörlüğü
Çukurova Maden ve Jeoloji Mühendisleri Derneği
01330 - Balcalı / ADANA / TÜRKİYE
Tel (Fax) :(322) 338 67 11
e-mail: yerbilimleri2004@hotmail.com