ÖNSÖZ

Yerbilimleri/Geosound'un 33. sayısıyla tekrar karşınızda olmaktan memnunluk duymaktayız. Son yıllarda yaşanmamış böylesine derin ekonomik krize rağmen bu sayıyı da yayınlayabildiğimiz için kendimizi talihli sayıyoruz. Maalesef 32. sayımızda logolarına yer verdiğimiz birçok şirketten fatura kesilmesine rağmen matbaaya para ödenememiştir. Bu da Madencilik ve Sanayi sektörünün içinde bulunduğu krizin derinliğini yansıtmaktadır. Bizi yıllardır destekleyen bütün kuruluş ve şirketlerin önümüzdeki günlerde bu krizden kurtulmalarını temenni ediyor, hepsine en içten teşekkürlerimizi yolluyoruz.

Bu sayımızda toplam 13 makaleye yer verilmiştir. Bunlardan yalnızca 3 tanesi yabancı dildedir. Özellikle Üniversitelerdeki genç araştırıcılardan çalışmalarını yabancı dilde hazırlamalarını ve daha geniş kitleye ulaşmalarının kendilerine de büyük avantaj sağlayabileceğini hatırlatıyoruz. Dergimize Türkiye'nin hemen her yerinden makale akışı olmakta ve şu anda bile 2 sayıya yetecek miktarda makale olması bizi sevindirmektedir. Bu ilginin azalmaması için elimizden geleni yapmaya çalışıyoruz.

Basılmasına karar verildiği halde son düzeltmeleri yaparak bir an önce göndermesi gereken yazarların, bu düzeltmeleri verilen sürede yapmadıkları görülmektedir. Fazla sayfalar için alınan ücretlerin %50 oranında artırılması kaçınılmaz olmuştur. Ücret ödememek için yazarlarımızın kısa makaleler hazırlaması kendi menfaatlerinedir. Bu bakımdan yazarlarımızın daha makale gönderdikleri ilk andan itibaren fazla sayfa ve fotoğrafların ek maaliyet getireceğini gözardı etmemeleri gerekmektedir.

Okurlarımıza dergimize internet aracılığı ile ulaşılmasını temin maksadıyla "yahoo.com" şifresi alınmıştır. Yazarlarımızın bize daha çabuk ulaşmalarını sağlamak amacıyla dergi iç kapağında gerekli bilgi sunulmuştur.

Elimizdeki bu 33. sayı ile 1998 yılı tamamlanmış olmaktadır. Aradaki zaman farkını ortadan kaldırmak için 1999 yılında 34. sayıyı Haziran + Aralık sayısı şeklinde çıkarmak durumunda kalabileceğimizi belirtir, tüm okurlarımıza ve yazarlarımıza dergiye gösterdikleri ilgi için teşekkür ederiz. Her zaman olduğu gibi yayın hayatımızı sürdürmekte katkıda bulunan şirket ve kurumlara da şükranlarımızı sunarız.

Saygılarımızla,

Yayın Kurulu Adına
Mesut ANIL
Baş Editör

GEOSOUND

YERBİLİMLERİ

İÇİNDEKİLER / CONTENTS

A Multi-Phase Intrusion Around the Gümüşhane Village (Artvin) and Associated Mineralisation Types: A Geologic and Geochemical Approach
Gümüşhane Çevresinde Çok Fazlı bir İntrüzyon ve Bununla İlişkili Cevherleşme Tipleri: Jeolojik ve Jeokimyasal bir Yaklaşım
Miğraç AKÇAY, Ömer GÜNDÜZ, Hakan ÇOBAN 1

Untersuchungen Zur Aufbereitbarkeit Der Feinst Verwachsenen Tonminerale Enthaltenden Kohle Durch Die Zyklonklassierung/*Çok İnce Boyutlarda Dağılmış Kil Mineralleri İçeren Kömürün Hidrosiklonla Zenginleştirilebilirliğinin Araştırılması*
Eyüp SABAH,Carlos HOFFMANN-SAMPAIO 19

Dating of Pleistocene Caliche Formations in the Paleosols of Çukurova and Their Part in the Geomorphology of Turkish Red Soils/ *Çukurova Paleoselleri İçindeki Kaliş Formasyonlarının Yaşlandırılması ve Bunun Türkiye Kırmızı Topraklarının Jeomorfolojisi Yönünden Önemi*
Oğuz EROL 29

Güdürüf (Bozkır-Konya) Formasyonundaki Barit Zuhurlarının Jeolojik ve Jeokimyasal Özellikleri/ *Geological and Geochemical Characteristics of Barite Occurrences in the Güdürüf (Bozkır-Konya) Formation*
Veysel ZEDEF, Ali Müjdat ÖZKAN, Adnan DÖYEN, Mehmet ARSLAN 47

Hİdrokarbon Aramalarında Sıvı Kapanım Verilerinin Olgunlaşma Parametresi Olarak Kullanılmasına Bir Örnek: Eosen Anhidritleri (Hafik-Sİvas)
An Example the Use of Fluid Inclusion Data as a Maturity Parameter in Hydrocarbon Exploration: Eocene Anhydrites (Hafik-Sivas)
Orhan ÖZÇELİK, Fuat CEYHAN ve Mehmet ALTUNSOY 59

Gümüşhacıköy (Amasya) Pb-Zn Yatakları Çevresinde Derekumu Örnekleri Jeokımyası İncelemeleri / *Stream Sediment Geochemistry Studies Around the Gümüşhacıköy (Amasya) Pb-Zn Deposits*
Ahmet GÖKÇE ve Gülcan BOZKAYA 75

Bölükyayla-1 Kuyusundakİ Karaboğaz Formasyonunun Organik Jeokimyasal Açıdan İncelenmesi / *Organic Geochemical Investigation of Karaboğaz Formation in Bölükyayla-1 Well*
Orhan KAVAK 91

Olucak (Gümüşhane) Yöresi, Üst Kretase Yaşlı Volkanik ve Subvolkanik Kayaçların Petrografisi-Petrokimyası ve Torul Granitoyidi ile Olan Kökensel İlişkisi
Petrography and Petrochemistry of The Upper Cretaceous Aged Volcanic and Subvolcanic Rocks in Olucak (Gümüşhane - Torul) Region and Their's Genetic Relation to Torul Granitoide
Hakan ÇOBAN , Şemsettin CARAN 103

Mut Baseni Mİyosen Yaşlı Resifal Kireçtaşlarının Jeolojisi
Geology of Reefal Limestones from Mut Basin
Kemal GÜRBÜZ, Levent UÇAR 129

Bağlarca Heyelanı'nın (Elazığ) Jeoteknik İncelemesi
The Geotechnical Investigation of Bağlarca (Elazığ) Landslide
Bahattin ÇETİNDAĞ, Mehmet Cihat ALÇİÇEK 141

Göltaş Kireçtaşının Kayaç Kalitesi ve Öğütülebilirliğinin Tesbiti
Determination of Grindability and Rock Quality of Göltaş Limestone
Tarık ÖZKAHRAMAN 155

Kaynak/Rezerv Sınıflandırmalarının Karşılaştırması ve Standardizasyon için Yaklaşımlar (I) / *Comparison of Resource/reserve Classification and an Approach for Standardization (I)*
Salih YÜKSEK, Birol ELEVLİ 163

Kömürün Yanma Sürecinin Fotografik ve Renksel Analizi/ *Investigation of Coal Combustion Process with Photographic and Colourmetric Methods* 175

Birden Fazla Vantilatörlü Havalandırma Sistemleri için Matematiksel Çözümler
Mathematical Solutions to the Multiple-Fan Ventilation Systems
Saim SARAÇ, Cem ŞENSÖĞÜT 183

YERBİLİMLERİ GEOSOUND | ARALIK DECEMBER 1998 | SAYI NO 33 | ISSN 1019-1003

A MULTI-PHASE INTRUSION AROUND THE GÜMÜŞHANE VILLAGE (ARTVİN) AND ASSOCIATED MINERALISATION TYPES: A GEOLOGIC AND GEOCHEMICAL APPROACH

Miğraç AKÇAY
K. T.Ü., Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Trabzon/Türkiye
Ömer GÜNDÜZ
N. Ü., Aksaray Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Aksaray/Türkiye
Hakan ÇOBAN
S. D.Ü., Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Isparta/Türkiye

ABSTRACT: *A microdiorite intrusion crops out around the Gümüşhane village and intrudes all the pre-Middle Eocene aged lithologies. It is accompanied by repeated pulses of magmatic activities resulting in a number of porphyry phases varying from quartz andesitic to dacitic composition. The central portion of the intrusion is characterised by a well developed hydrothermal alteration zone. Sericitic alteration is dominant but potassic alteration is also observed and is characterised mainly by secondary feldspars, biotites, quartz and pyrite veinlets. Two main types of mineralisation are associated with this alteration zone. A porphyry- and carbonate replacement type mineralisation. The former is confined to the quartz- and quartz-andesitic porphyry plugs and is in the form of disseminations and quartz veinlets. Pyrite is ubiquetous and is accompanied by chalcopyrite, and lesser sphalerite, sulphosalts, molybdenite, bornite and magnetite. The chemical analyses of surface and drill core samples yield up to 1 ppm Au, and 0.3 % Cu implying a Cu-Au porphyry mineralisation.*

Replacement type mineralisation is restricted to recrystallised carbonate units occurring as discrete blocks within the dacite. The mineralisation is localised along the carbonate rock and intrusive contacts and is enriched in Mn, Cu, Zn, Au and Ba. A characteristic mineralised sample contains 32% FeO, 4.7% MnO, 3.1% Zn, 0.3 % Cu, 203 ppb Au and 660 ppm Ba present in Fe- and Mn oxides, pyrite, chalcopyrite, sphalerite and lesser bornite, sulphosalts, gold and supergene minerals.

Hydrothermal alteration mass change calculations reflect the imminent relationship between the two types of mineralisation. The lithologies near the mineralised limestone blocks are highly depleted in MnO and Zn and the intensity of depletion is reduced away from the contact further into the dacite. The elements leached are added to the recrystallised limestone block in which MnO and Zn show a 24-fold and 164-fold increases respectively over the least altered limestone. Au and Cu are enriched along the contact both in the porphyry plug and in the limestone implying that they may have been derived either from other lithologies and the magma itself.

GÜMÜŞHANE ÇEVRESİNDE ÇOK FAZLI BİR İNTRÜZYON VE BUNUNLA İLİŞKİLİ CEVHERLEŞME TİPLERİ; JEOLOJİK VE JEOKİMYASAL BİR YAKLAŞIM

ÖZET: *Gümüşhane yöresinde Eosen yaşlı bir mikrodiyorit Orta Eosen öncesi yaşlı bütün birimleri keserek yerleşmiştir. İntrüzyon kompleks yapılı olup, bileşimleri kuvarslı andezitten dasite kadar değişen çok fazlı porfiri kütleler ona eşlik eder. İntrüzyonun merkezi kesiminde çok iyi gelişmiş bir alterasyon zonu bulunur. Serizitik ve potasik alterasyonun görüldüğü bu zonda porfiri tip ve karbonat ornatım tip cevherleşmeler vardır. Porfiri tip cevherleşme kuvars porfir ve kuvarslı andezit pofirlerle ilişkili olup, saçınımlar ve damarcıklar halindedir. Pirit çok yaygındır; kalkopirit, ve az oranda altın, sfalerit, sülfotuzlar, molibdenit, bornit ve manyetit ona eşlik eder. Yüzey örnekleri ve sondaj karotlarının kimyasal analizlerinden elde edilen sonuçlara göre asıl cevherli zonun Au içeriği 1 ppm, Cu içeriği ise % 0.3 dür, ki bu porfiri Cu-Au türü bir cevherleşmenin varlığına işaret eder.*

Karbonat ornatım tip cevherleşme kireçtaşı blokları içinde gelişmiştir. Cevherleşme kireçtaşı-mağmatik kayaç dokanağında yerleşmiş olup, Fe, Mn, Cu, Zn, Au ve Ba ca zenginleşmiştir. Cevher için karakteristik bir örnek Fe ve Mn oksitler, pirit, kalkopirit, sfalerit, az oranda bornit, sülfotuzlar, altın ve ikincil mineraller halinde %31.7 FeO, %4.7 MnO, %0.3 Cu, %3.1 Zn, 203 ppb Au ve 660 ppm Ba içerir.

Hidrotermal alterasyon kütle değişim hesaplamaları iki tür cevherleşme arasında çok yakın bir jenetik ilişkinin varlığını göstermektedir. Cevherli kireçtaşının çevresindeki dasit MnO ve Zn bakımından çok fakirleşmiş olup, fakirleşme oranı dokanak zonundan dasitin iç kesimlerine doğru azalma gösterir. Porfiri kütleden yıkanmış olan MnO ve Zn rekristalize kireçtaşına ilave edilerek onu cevherleştirmiştir. Az altere kireçtaşına göre bu zenginleşme MnO için 24 kat, Zn için ise 164 kattır. Au ve Cu dokanak boyunca her iki birimde de artış gösterir.

1. INTRODUCTION

The eastern Pontides is regarded as a metallogenic belt for base metals and well known to host many deposits of varying mineralogical and genetic types. The deposits which are currently in operation include VMS deposits such as the Madenköy (Rize) and Murgul (Artvin) and vein type base metal deposits of usually small scale. More deposits are likely to be brought into operation following the exploration boom which is mainly concentrated on precious metals. Cerattepe (Artvin) and Mastra (Gümüşhane) are the epithermal Au deposits for which final arrangements are being made (Tüysüz and Akçay, 1997). Another area considered as a promising target is in the vicinity of the Gümüşhane village 12 km to the east of Artvin (Figure 1). Published works about this area and its vicinities cover mainly the geology and mineral deposit geology of the known mineral deposits. Özsayar et

al. (1982) studied the geology of the area. Vujanoviç (1974), Yıldız (1984) studied the known deposits of the Artvin area and its environs and drew attention to their association with large scale tectonic structures. Van (1990) brought attention to the intense alteration zone around the Gümüşhane village (Artvin). Due to this alteration zone and associated porphyry plugs along the İncesu fault, the Gümüşhane area was considered a prime target for precious and base metal exploration by Anglotur mining company which carried out a detailed exploration programme in early 1990's including stream sediment and chip sampling along a creek following the İncesu fault, and drilling. They found geochemical anomalies localised within the porphyries and concluded that the area was not of economic significance.

This study attempts to shed light on the geology of the hydrothermal alteration zone and to determine the geological and geochemical events leading to its formation. It also aims at determining different types of mineralisation associated with this alteration zone and their formation.

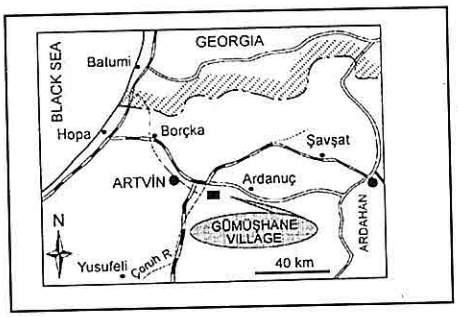


Figure 1. Location map of the study area.

2. GEOLOGICAL SETTING

The geological setting of the Eastern Pontides has been a source of debate amongst the earth scientists. Some researchers including şengör and Yılmaz (1981) propose a north-dipping subduction zone while Adamia et al. (1981) favour a south-dipping subduction. Despite these contradicting ideas on the direction of the subduction, there is a consensus that the eastern Pontides has the overall features of a volcanic arc.

At the base of the studied area is a series of regionally metamorphosed rocks containing mainly meta-basalts, greenschists, quartzites and phyllites.

These metamorphics believed to be of pre-Jurassic age (Van, 1990) are cut by the Artvin granite (Figure 2). Based on his research outside the study area, Van (1990) claims that the granite intrudes the Jurassic units and is overlain unconformably by dacites, implying post-Jurassic to pre-Upper Cretaceous age for its intrusion. These basement rocks are unconformably overlain by a volcano-sedimentary unit represented at the base by andesites with intercalations of limestone and marl lenses, in the middle by dacites and at the top by medium bedded limestones. Paleontologic finds indicate an Upper Cretaceous age for this unit that passes upward into a Paleocene aged succession made up of sandstone, marl, tuff-tuffite and limestone beds. These lithologies are covered by Middle and/or Upper Eocene aged hornblende-andesites which are in turn cut by a microdiorite intrusion and associated porphyry bodies composed of quartz

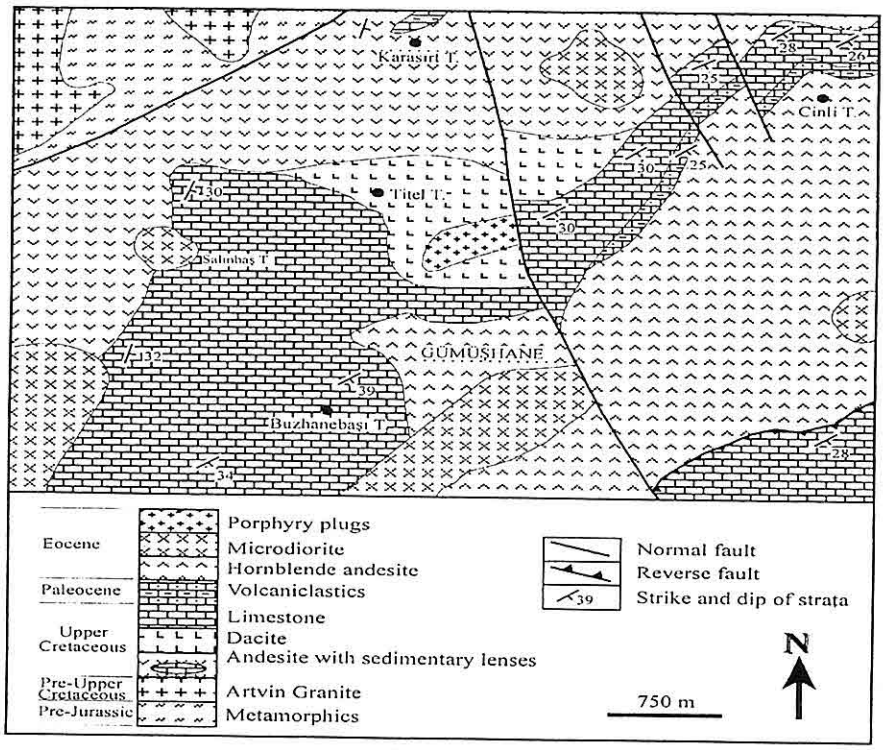


Figure 2. Geological map of the study area.

andesite- andesite and dacite porfiries.

The air photos and landsat images covering the eastern Pontides indicate the presence of three distinctive lineaments trending NE-SW, NW-SE and E-W (Bektaş and Çapkınoğlu, 1997). These lineaments correspond to basement weakness zones, define the framework of block-faulted tectonic regime during the Mesozoic, and control the distribution of circular structures. The main structural trends observed in the study area are 340° trending dextral and 058° to 070° trending sinistral shear zones (Figure 3) which are in accord with the data obtained for the whole Pontides. Unlike the general view for the Pontides, no significant E-W trending structures are present in the project area. The 058° trending sinistral shear zone can easily be followed along the Berta creek and bring the metamorphic series and granites in contact with the Mesozoic aged lithologies. The other 340° trending dextral shear zone is locally known as the İncesu fault and is likely to have served as channelways for the intrusion of Eocene magmatics implying that these two main faults were active before the Eocene. Indeed, Bektaş and Çapkınoğlu (1997) show that NE-SW trending sinistral and NW-SE trending dextral faults are the elements of mainly an E-W trending sinistral wrench fault which was

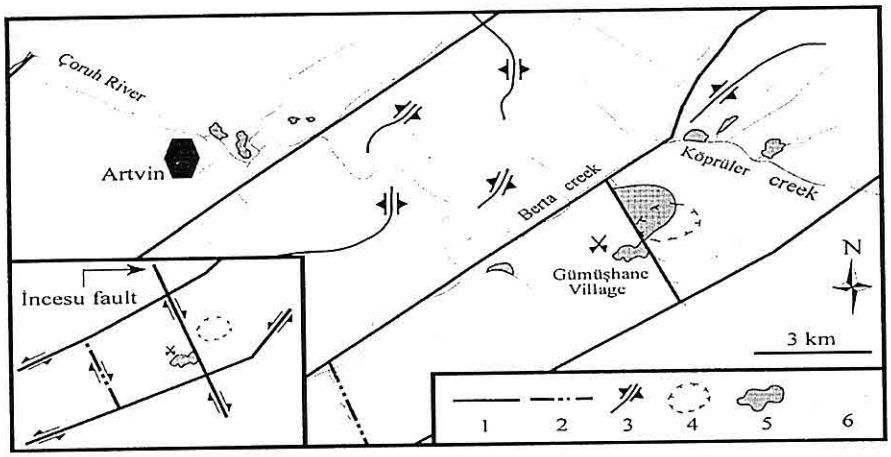


Figure 3. Local and tectonic picture of the area around the Gümüşhane village (Artvin) based on aerial photographs and landset images. 1: Faults, 2: Probable faults, 3: Anticlines, 4: Circular structures, 5: Hydrothermal alteration zones, 6: Streams.

active in Mesozoic. An intensive hydrothermal alteration zone is present within the extensional quadrant of these two fault pairs indicating their close spatial association with the Eocene magmatism and associated mineralising solutions.

3. MINERALISATION

As described above, the İncesu fault is associated with an intensive hydrothermal alteration zone which can also be picked up in the aerial photographs of 1/50.000 scale and landset images. The presence of such a zone is the indication of a potential mineralisation. This area is covered mainly by dacite with recrystallised limestone blocks intruded by andesite-, quartz andesite- and dacite porphyry bodies occurring as stocks, plugs and diatremes of a few metres in diametre (Figure 4A, B and C). Detailed investigation and sampling in this area show that the mineralisation is present both in the porphyry stocks, and the limestone blocks. The former is a porphyry type- and the other a replacement type mineralisation.

Porphyry Mineralisation

This type of mineralisation occurs within the porphyry stocks cropping out along the main İncesu fault zone. The field studies and drill core examination indicate at least three different porphyry stocks: andesite pophyry, quartz andesite porphyry and dacite poprhyry Figure 4). All the porphyry stocks are affected from hydrothermal solutions (Figure 4A and C) and contain opaque minerals and quartz stockworking, but veins are more abundant in those with andesitic composition (Figure 4D). The mineralisation is in the form of cross-cutting quartz veinlets of <5 cm in thickness, and disseminations. The veins

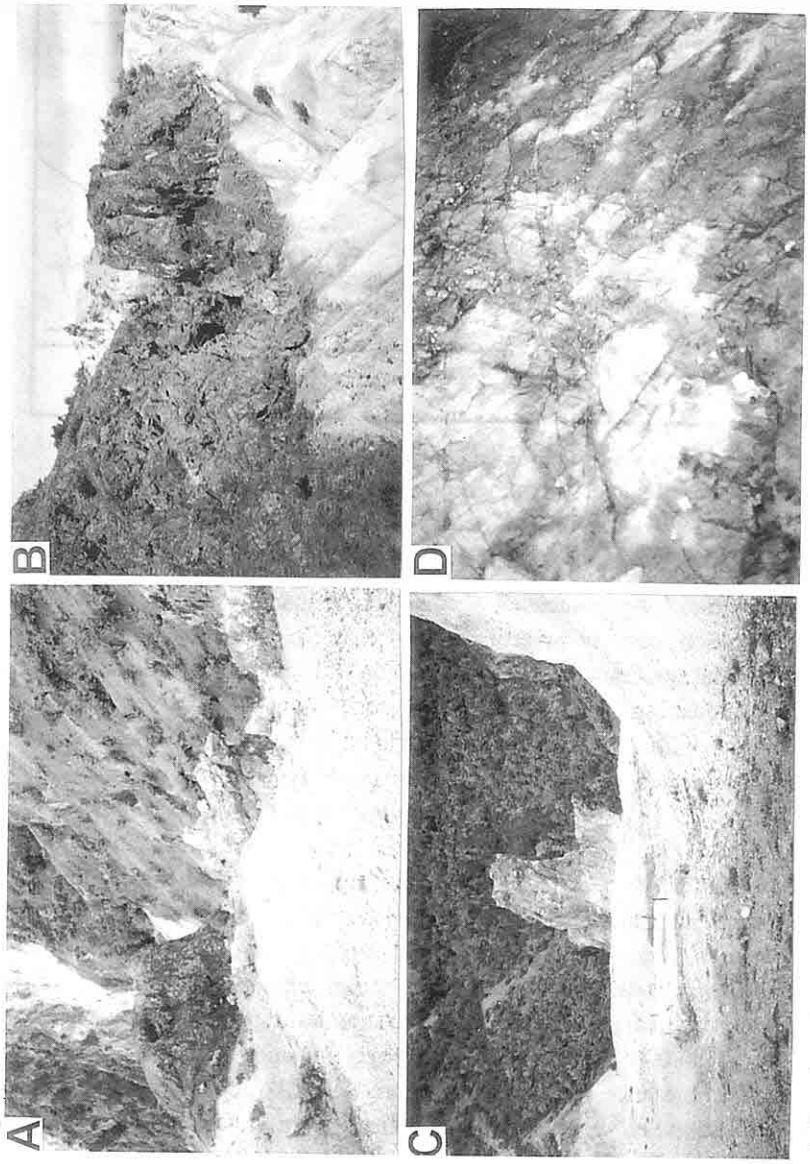


Figure 4. A: Porphyry intrusions in dacite and recrystallised limestone blocks, B: A close-up view of the limestone block with a quartz porphyry diatreme at the background, C: A diamond drill hole aimed to intersect the porphyry stock, D: Intense quartz veining in quartz andesite porphyry.

may indicate the role of fluid boiling and the involvement of a multi-stage magmatic event that is characteristic in most porphyry systems (Cornwall and Banks, 1977; McMillan and Panteleyev, 1987).

The center of the porphyry system lies in the valley where the andesitic porphyries contain secondary K-feldspar, biotite, quartz, and anhydrite that is surficially converted mostly to gypsum, namely K-silicate mineral assemblage. They also contain abundant quartz veinlets with up to 1 ppm Au and 0.3 % Cu. The concentration of Au drops to 0.5 ppm in areas of abundant opaque mineral disseminations but lesser quartz veining despite the presence of K-silicate alteration assemblage, suggesting that the intensity of mineral enrichment is closely associated with the amount of quartz veining.

The results of ore microscope studies of samples collected from drill cores and the surface are compiled into Figure 5 showing that pyrite and chalcopyrite are the main ore minerals whilst bornite, molybdenite, magnetite, sulphosalts, sphalerite and marcasite occur in lesser quantities. Pyrite occurs both as vein fillings of up to 1 cm in thickness and disseminations varying from a few micron to 250 micron in diametre. It shows cataclastic texture (Figure 6A) when in veinlets and is locally converted to Fe-oxides along the edges (Figure 6B). Chalcopyrite occurs in two stages. Chalcopyrite I is found as discrete inclusions within pyrite (Figure 6C) whereas chalcopyrite II is observed to replace pyrite and magnetite along the fractures and is in turn replaced by sulphosalts and secondary Cu minerals such as chalcocite, covellite and bornite

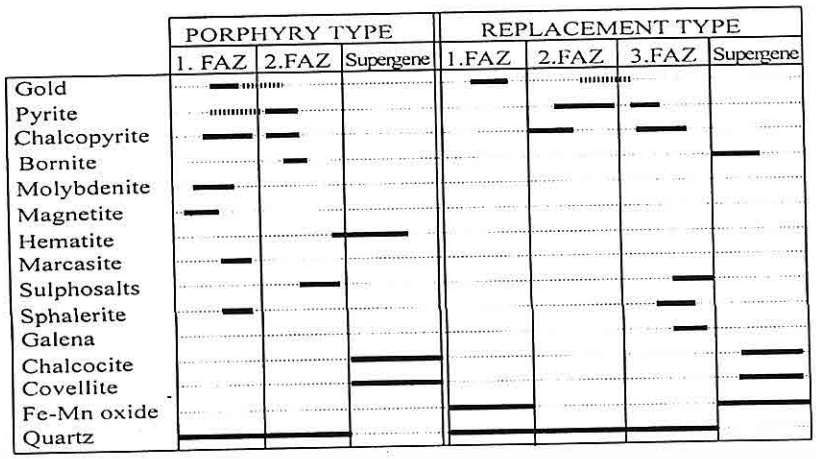


Figure 5. Mineral paragesis of the porphyry and replacement type mineralisations.

(Figure 6D). Magnetite, sphalerite and molybdenite are scarce and disseminated.

Replacement type mineralisation

The dacite cropping out to the north of

the Gümüşhane village (Figure 2) contains limestone blocks of <200m in diametre (Figure 4A and B). These limestone blocks are weakly recrystallised and also show intensive hydrothermal alteration affecting their chemical composition which is rather evident in their dark brown colour. Such modifications in the mineralogy and chemistry of the limestone blocks hinders their comparison with any of the limestone units in the surrounding area. Based on the topographic picture of the area, however, it is highly likely that they are derived from the limestone unit cropping out around the Buzhanebaşı Tepe (Figure 2). They are reefal limestones (Özsayar et al., 1982) which fell into the dacite during the volcanism.

At the first glance, the limestone blocks are dark brown in colour, especially near the porphry intrusions, and intensively oxidised some of which is supergene. The intensity of alteration weakens towards outer inner zones of the limestone blocks. There are quite a few small scale adits not exceeding 10 m in length driven into the limestone blocks along the limestone-dacite contact near the porphyry diatremes (Figure 4B). These adits are the signs of ancient workings concentrated on the oxidised sulphide ore (mainly Zn and Mn). The chemical analyses of samples from these outcrops show a varying chemical composition, with a representative sample containing 31.7 % FeO, 4.7 % MnO, 3.1% Zn, 0,95 % Cu, 203 ppb Au, 900 ppm Bi and 660 ppm Ba. Microscopic examination of such mineralised samples reveals that Fe- and Mn-oxides, pyrite, sphalerite and chalcopyrite are the main ore minerals and bornite, sulphosalts, native gold the minor constituents, goethite, covellite, chalcocite, malachite and azurite the supergene minerals, and calcite, gypsum and quartz the gangue minerals (Figure 5).

The Fe- and Mn-oxides are the most abundant minerals in the mineralisation and occur in the first phase supported by the fact that they are found as discrete inclusions in sulphide minerals. The difficulty in mineral separation and lack of microprobe analysis prevent the exact mineral definition. However, the mineralogical evidence indicates at least two different Mn ninerals. One is anhedral, though rarely euhedral, in shape (Figure 6E), usually shows colloform textures and replaces the constituent minerals of the rock along the grain boundaries (Figure 6F) in a similar fashion to that reported by Arslan and Akçay (1998). The other one is in acicular form, occurs as kneedles and is interpreted to be hollondite (?).

Pyrite and chalcopyrite are likely to have been deposited in two stages and are closely associated. Each mineral replaces one another (Figure 6G). They usually contain islands of the each other indicating more than one generaion of pyrite and chalcopyrite. They also contain inclusions of Fe- and Mn-oxides imlying that the sulphides postdate the oxides in the mineral succession. Chalcopyrite is closely associated with and selectively replaced by the secondary

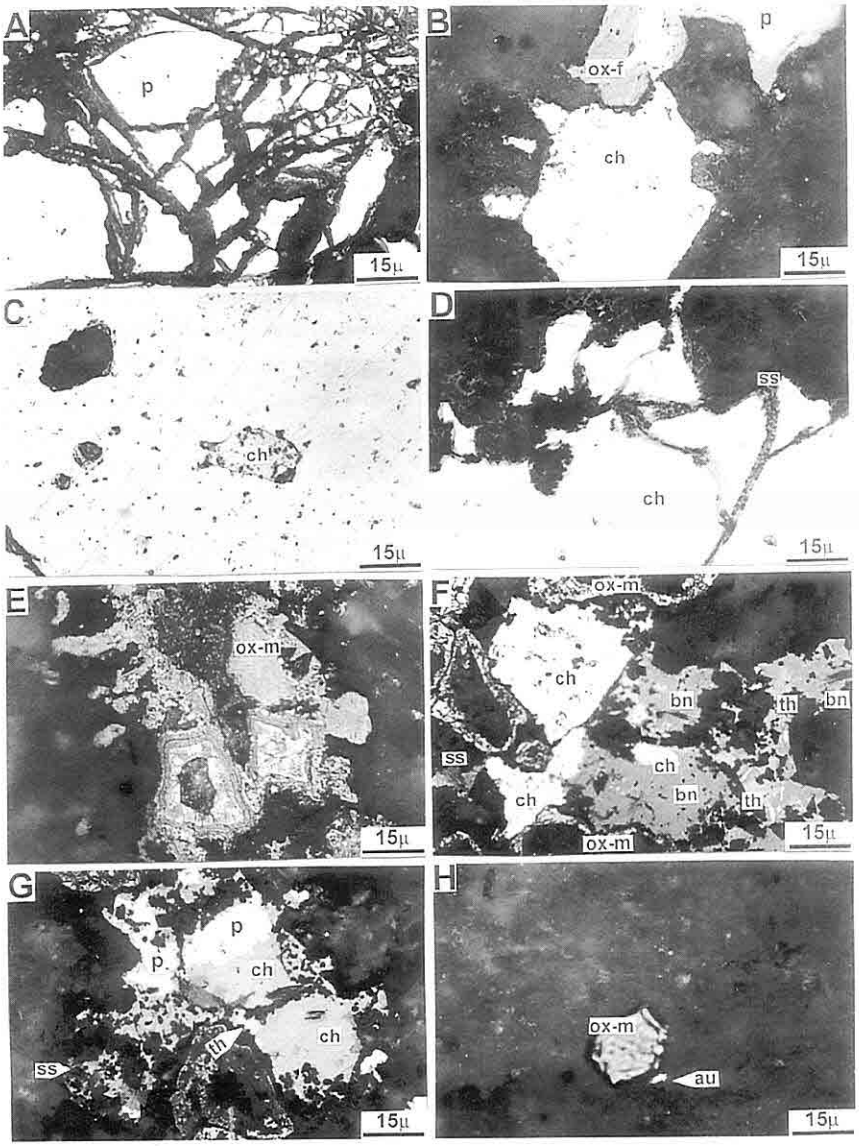


Figure 6. Microphotoghraphs of porphyry type mineralisation showing cataclastic exture in veinlet pyrite (A), oxidation of pyrite along the edges (B), chalcopyrite inclusion within pyrite (C), replacement of chal copyrite by secondary Cu sulphides (D) and replacement type mineralisation showing colloform banding in Fe- and Mn oxsides (E), repleacement of mineral constituents of the carbonaceous rock by Mn minerals (F), pyrite and chalcopyrite replacing each other and replaced by secondary Cu sulphides and sulphosalts (F), euhedral Mn mineral and adjacent Au grain. Au: gold, bn: bornite, ch: chalcopyrite, ox-f: Fe-oxides, ox-m: Mn oxides, p: pyrite, ss: secondary Cu sulphides, th: sulphosalts.

Cu minerals such as covellite, chalcocite and bornite. A later generation of chalcopyrite occurs as exholutions within and is contemporenous with sphalerite which is found as small anhedral grains ranging in size from 5μ to 200 μ. Galena and sulphosalts are rare and occur in the latest sulphide deposition stage replacing chalcopyrite (Figure 6G).

Gold concentrations within the replacement type mineralisation range from <100 ppb to 2 ppm. Where present, it is in the form of elliptical grains of <10m along the longest axis and accompanies Mn-oxide minerals (Figure 6D).

Hydrothermal Alteration

All porphyry-related mineral deposits are associated with strong alteration zones developed by hydrothermal fluids derived from both the magma and heated surficial fluids (Lowell and Guilbert, 1970). Based on detailed regional studies all around the world, Lowell and Guilbert (1970) introduced the hydrothermal alteration zoning around porphyry Cu deposits that is represented by a core of potassic alteration grading outward through phyllic, argillic and propilitic alteration into unaltered country rocks. In realility, however, the complete alteration sequence is rarely developed or preserved due to differences in the composition of the host rocks.

The hydrothermal alteration pattern in the Gümüşhane area is based upon drill core logging carried out by the Anglo-Tur Madencilik A.Ş. during their exploration programme in 1991 and is given in Figure 7. At the center of the prospect area is a mineral assemblage containing K feldspar, biotite, quartz, anhidrite and magnetite representing potassic alteration. This zone is characterised by intense quartz stockworking with highest gold and copper grades. K-silicate mineral assemblage accompanies all phases of pophyry intrusions. K-feldpar, and biotite to a lesser extent, occurs along 1-3 mm thick quartz veinlets. The former is locally converted to kaolinite. Secondary biotite seems to be Mg-rich due to its brown colour compared to Fe-rich black coloured magmatic biotite. Anhydrite is rather abundant but is partially converted to gypsum in surface and near-surface environments. Magnetite occurs as disseminations and veinlets. The intensity of the quartz veinlets weakens towards outer zones of the potassic alteration grading into a zone of disseminations and lesser veinlets with widespread sericite, namely the sericitic alteration zone.

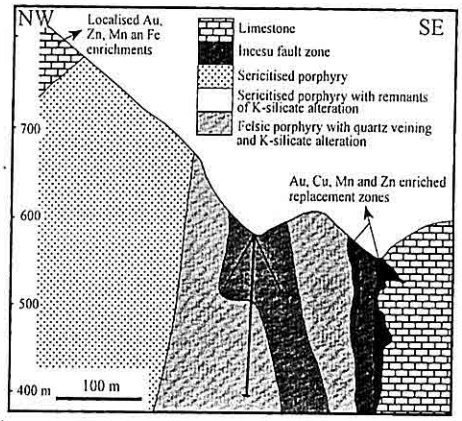


Figure 7. A cross section showing the hydrothermal alteration pattern.

This zone postdates the potassic alteration and overprints its mineral assemblage causing a reduction in gold grades. The contact between the two alteration zones is not sharp and is characterised by an intensely sericitised rock containing remnants of potassic alteration. Sericitic alteration zone is not symetric and is not observed around the İncesu fault zone. However, areas below the limestone to the east of the fault may be a target for this alteration. Argillic and propilitic zones are not available in the alteration envelope of the Gümüşhane prospect, probably due to intense weathering and erosion, but a narrow zone of intermediate argillic alteration is intersected in a drill hole. This intersection is about 35 m thick and composed of sericite, illite and minor amounts of pyrite.

In replacement type mineralisation, hydrothermal alteration is much more localised and not as much diverse as in the porphyry type of mineralisation. It is confined to areas nearer the pophyry intrusions and its effect weakens away from the intrusive contact. Oxidation is the main alteration type in these zones.

Mass Balance Analysis

Hydrothermal alteration is a chain of metasomatic reactions between a magmatic and/or hydrothermal fluid and a rock. So the immediate question in a study of hydrothermally altered rock units is the nature of the original rock and gains and losses of material to produce the altered rock. Many research has been carried out so far to determine the gains and losses of elements and to construct the original composition of the altered rock correcting the bulk-rock chemical data for changes in total mass. The treatments include the volume factor method of Gresen (1967), the isocon method of Grant (1986), the multisample, immobile elements method of Maclean and Kranidiotis (1987), and the multi-precursor method of Maclean (1990). The crucial point in all these methods is the determination of the elements that remain unchanged during the alteration phenomenon. This study is based up on the isochon method of Grant (1986) and assumes that aluminum behaved as an immobile constituent. The fact that Al concentrations in the least altered samples and the altered ones are not much different justifies its use as an immobile element.

In preparing the isochon diagram, a new method was used in order to prevent the complexity and unreadiblity of the data points and their labels. Instead of using X axis for the original rock composition, and the Y axis for the altered rock composition and plotting all the analysed elements in an X-Y diagram as in Grant (1986), Huston and Cozens (1994) developed a method in which the elements are ordered in sequence, starting from 10 for Si, 20 for Al, 30 for Fe, etc. Then these figures are used as the new X axis data for these elements instead of the original concentration and the Y axis data are calculated proportionally. Let us assume that Si has a concentration of 25% in the original rock and 35% in the altered rock. If we

take Si as the first element. Its new X data is 10 and the Y data is recalculated as Y=10*35/25. The resulting isochon diagram (Figure 8) is similar to but easier than that of Grant (1986) and indicates the relative loss and gain of each elements during different phases of hydrothermal alteration.

K, Fe, Ti and P are enriched in both the pre- and syn-ore porphyries with K showing the highest enrichment. The enrichment factors varies based on the distance of sampling location from the limestone contact. Potassium is enriched in the syn-ore porphyries more than 80% compared to the least altered sample. Iron also displays a similar attitude, which may be related to the abundance of pyrite, as well as Fe- Mg- silicates present in the porphyries. The abundant sericitic alteration in these porphyries may be the prime reason for the K enrichment and may have resulted in a decrease in Na and Ca content, especially due to the alteration of plagioclase. Silica does not vary much and produce similar concentrations in both types of porphyries. This is highly likely due to the caution shown not to sample quartz vein- enriched zones. The pre-ore porphyries show a 10 % increase in mass and 7% in volume due to alteration associated with ore-forming processes. Syn-ore porphyries, however, do not show a mass and volume change (Table 1) even though the isochon diagrams indicate some degree of mass and volume losses.

Replacement type mineralisation is represented by additions of Fe, Mn and Cr and depletions of Mg, Ca, Na, K, and Ti. In this zone, Mn is the most critical element and is enriched 24-fold over the least altered limestone near the porphyry contact and the enrichment decreases towards the inner zones of the limestone blocks (Figure 8). This alteration chemistry is parallel to the alteration mineralogy which is composed mainly of Fe- and Mn-oxides.

Trace elements are usually enriched in the porphyries. The enrichment factor is up to 80 times for Au, 25 times for Sb, 21 times for As and 22 times for Cu, and up to 80% for all the rare earth elements. REE enrichment is more evident in the pre-ore porphyry in which the enrichment factors vary from 54 to 82%. Syn-ore porphyries show a change in REE behaviour with middle REE depletion in zones adjacent to the mineralised limestone contact. Eu is the most characteristic element in this zone and displays a depletion of 18%. These depletions are counteracted with highly significant (up to 3 times) enrichments in the mineralised limestone. The enrichment is in the contact zone of the limestone. The remaining middle REE comes from the inner zones of the limestone where all the REE show significant depletions. These REE behaviours are in accord with the conclusions of Akçay (1995) who put forward the mobility of REE in Sb deposits and oppose Michard (1989) who reported that hydrothermal activity does not affect REE balance.

Zr, Cs, and Hf are immobile and show no or insignificant changes. This

behaviour of elements continues into the intensely mineralised limestone zone which is characterised by enrichments of 13 times for Sb, 18 times for Au, 27

Table 1. Relative mass changes in % for the mineralised porphyry plugs and limestone blocks calculated using the method of Grant (1986). Kar-6: Pre-ore porphry, Kar-2: Syn - ore porphry (away from the limestone contact), Kar-7: Syn-ore porphry (adjacent to the limestone contact), Alt-85: Intensely mineralised limestone (adjacent to the porphry contact), Kar-4: Weakly mineralised recyrstallized limestone (away from the porphry contact), Mo/Ma and Vo/Va are the mass and volume ratios between the least altered and altered samples and calculated using the formulas of Grant (1986).

S.No	Kar-6	Kar-2	Kar-7	Alt-85	Kar-4
SiO2	9	-11	2	4	53
Al2O3	0	0	0	0	0
Fe2O3	9	78	77	60	67
MgO	-6	6	-50	-99	-88
CaO	24	3	-95	-82	-71
Na2O	0	-34	-15	10	-77
K2O	58	90	130	-68	-92
TiO2	15	40	57	-76	-42
P2O5	152	65	18	81	-69
MnO	-50	-12	-91	2441	15
Cr2O3	12	-68	-67	375	-38
Ba	16	-17	-18	198	-96
Sb	87	2487	145	1293	24
As	87	2056	248	3447	200
Au	7916	362	1043	1781	21
Cu	2245	1064	2	2719	-1
Zn	95	-57	-75	16375	7
Sr	-25	-44	-62	-67	-51
Zr	3	40	14	39	-64
Cs	-25	-7	-5	-62	-67
Hf	12	-3	47	-61	-68
Rb	27	52	98	-61	-70
La	82	6	17	-53	-69
Ce	68	18	23	132	50
Nd	74	83	42	123	-73
Sm	61	62	5	181	-64
Eu	68	46	-18	309	-61
Yb	57	75	27	372	-56
Lu	54	46	53	353	-55
Mo/Ma	0.90	1.03	1.02	2.65	3.21
Vo/Va	0.93	1.08	1.06	n.d	n.d

times for Cu, 34 times for As, and 163 times for Zn. Towards the inner zones of the limestone block, however, As is the only element showing an enrichment of 2-fold over the least altered limestone. All the other elements are depleted by a factor of approximately 50%.

The effects of hydrothermal activity on the mobility of elements and their concentration in the porphyry plugs and the limestone blocks are determined based on a profile (Figure 9). To simplify the profile, it was arranged for Au, MnO, Cu and Zn, the most significant elements present in both types of occurrences. MnO and Zn show a gradual decrease from inner zones of the prophyry towards the limestone contact indicating an increasing depletion. The same also applies to the REE. This is the indication that these elements are leached from the porphyry near the limestone contact and are deposited within the limestone. The decreasing concentrations towards the inner zones of the limestone blocks is supporting evidence. Cu is relatively enriched in all these zones but show a slight decrease in enrichment in the porphyry near the limestone contact and in the limestone away from the contact. Au displays a similar geochemical behaviour to Cu and imply that they may have been derived from other lithologies in the immediate vicinity and the magma itself, as well as the outer section of the mineralised limestone and the porphyry to a lesser extent. Repeated activities of porphyry intrusions and hydrothermal fluids accompanying them may explain the leaching process of the elements from pre-dating units.

4. DISCUSSION AND CONCLUSIONS

The Gümüşhane Cu-Au mineralisation occurs as disseminations and veinlets within the porphyries.There are at least three different phases of porphyries that occur mainly as plugs, stocks and diatremes.

Different phases are determined based on quartz veinlets in a porphyry phase being truncated by another porphyry (Sillitoe, 1989). These porphyry phases intrude into a dacite unit including blocks of limestone originating from the reefal limestones. As a result, the limestone blocks are also affected by the hydrotermal solutions associated with the porphyry intrusions. There are many examples of such events in the world some of which have world-wide fame such as the Thanksgiving type gold deposits (Sillitoe, 1989). These are true Au-Zn-Cu skarn deposits occurring proximal to porphyry Cu-Au deposits, mainly in the Pacific systems. They are so widespread that Sillitoe (1989) includes them in the model he proposed to show the styles of gold deposits in porphyry systems. Despite the lithological similarity to Thanksgiving deposit, the geochemical features in the Gümüşhane area are different. Due to the limited size of the porphyry intrusions (not exceeding a few metres in diametre) and lower temperature of hydrothermal fluids determined based on the mineral paragenesis, however, the mineralised zones in the limestones are only locally

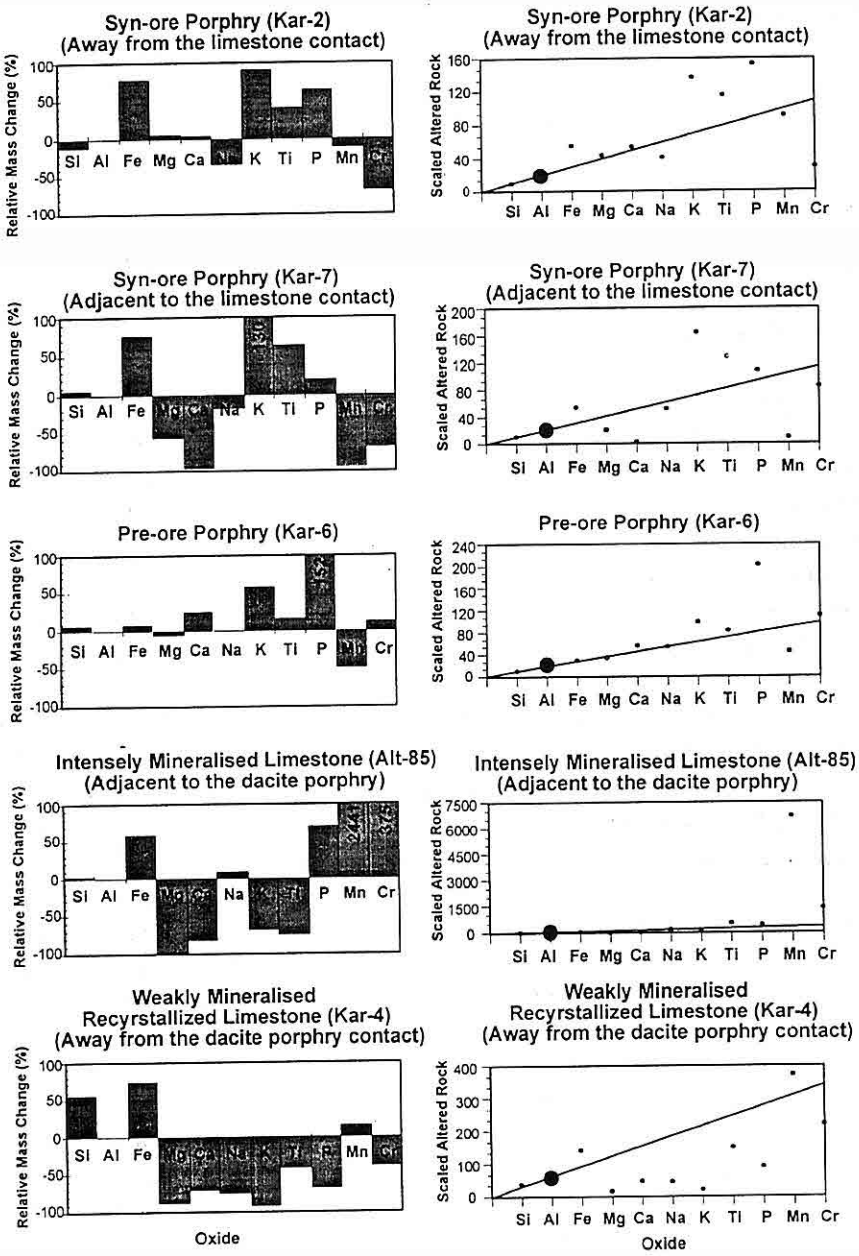


Figure 8. Histograms (on the left) showing the relative mass changes in the porphyry- and replacement type mineralisations, and isochon diagrams (on the right). See Table 1 for the sample numbers and exact results.

developed adjacent to the intrusions. They contain up to 32% FeO, 4.7% MnO, 3.1% Zn and 1% Cu present in Fe- and Mn-oxides, pyrite, chalcopyrite and other base metal sulphides with a gangue of carbonates and quartz. It is notable that the gangue and ore mineral paragenesis does not include any characteristic high temperature mineral demonstrating that these occurrences are not skarn but only replacement zones developed in limestones that are most favourable for dissolution by acidic hydrothermal fluids. The chemical and mineralogical composition of the porphyry intrusions reflect a well developed magmatic differantiation with early microdiorite stock accompanied later by (pre-ore) basic porphyry plugs and finally by post-ore felsic ones. The early andesitic porphyry plugs contain abundant biotite (some of which may be secondary) and secondary K-feldspar. This andesitic plug is highly fractured and includes abundant quartz stockworking with pyrite and chalcopyrite disseminations indicating a zone of increased cooling and associated fracturing which are probably the paths of subsequent hydrothermal fluids (Whitney, 1975). Such a zone is probably due to increased vapour pressure, hydrofracturing and boiling supported by the presence of locally developed breccias. The lack of fluid inclusion salinity data, however, hinders further evidence. The concentration of Cu and Au decreases from (<3% and 292 ppb respectively) in the early porphyry phases to <% 0.1 and 50 ppb respectively in the late generation of porphyries, and the latest felsic porphyry plugs are virtually barren. The relatively high grade (3% Cu and 1 ppm Au) ore lies in the core of the intrusion characterised by potassic alteration zone. This zone is surrounded by a sericitic alteration which has lower grades than the former. This shows the increasing involvement of surficial fluids and resulting remobilisation of Cu, Au and other elements present. These elements may have been redeposited in reducing environments below the water table in the form of new secondary sulphides. The replacement type mineralisation in the limestone blocks may have been produced at this stage. The percolation, through the intrusive phases, of acidic surficial fluids and groundwater enriched in Cu, Pb, Zn, Au and Ba probably dissolved the limestone and these elements were deposited. Such an interpretation is in accord with the alteration mass change calculations indicating that the porphyries show a gradual decrease in element concentrations approaching the limestone contact, and the limestones an increase near the porphyry contact and a decrease away from the contact (Figure 9).

5. REFERENCES

Adamia, S. H., Chkhouta, T., Kekelia, M., Lordkibanidze, M., Shavihvili, I. and Zakaridzae, G.S., 1981. Initial tectonics of the Caucasus and adjoining regions: Implication for the evolution of the Tethys ocean. Jour. Struct. Geol. 3: 437-447.

Akçay, M., 1995, Cevher taşıyıcı

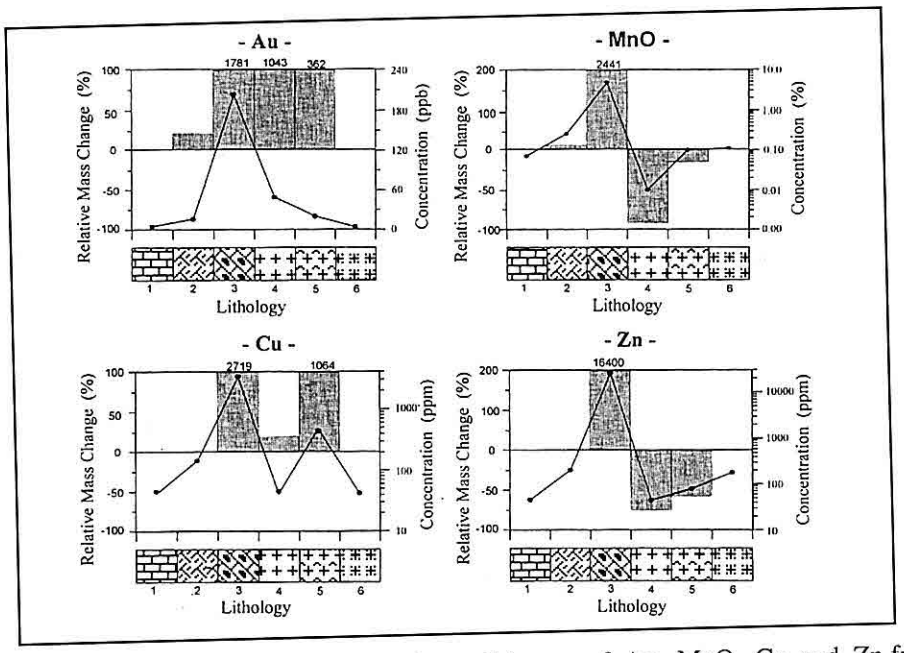


Figure 9. A profile denoting the gains and losses of Au, MnO, Cu and Zn from porphyries through the mineralised limestone-porphyry contact to the outer zones of the limestone. 1: Least altered limestone, 2: Recrsytallised limestone, 3: Mineralised limestone, 4 and 5: Mineralised and sericitised porphyry, 6: Least altered porphyry.

sıvıların cevherli kayaçların nadir element içerikleri üzerindeki etkileri: Gümüşler (Niğde) Sb-Hg±W±Ba cevherleşmelerinden bir örnek, Türkiye Jeoloji Kurultayı Bülteni, 10, 96-103.

Arslan, M. and Akçay, M., 1998, Zilan (Erciş, Van, Turkiye) yöresi mangan oluşuğunun jeolojisi ve jeokimyası: Türkiye mangan yataklarına yeni bir örnek, 51. Türkiye Jeoloji Kurultayı Bildiri Özleri, 7-8.

Bektaş, O. and Çapkınoğlu, Ş, 1997, Doğu Pontid Magmatik Arkında (KD Türkiye) Neptüniyen Dayklar ve Blok Tektoniği: Mesozoyik Havzaların Kinematiği İle İlgili Bilgiler, Geosound, 30, Baskıda.

Cornwall, H.R. and Banks, N.G., 1977, Igneous rocks and copper mineralization in the Porphry copper district, Arizona, United States Geological Survey, open-File Report 82-795, 27-32.

Grant, J.A., 1986, The Isocon Diagram-A Simple Solution to Gresens' Equation for metasomatic alteration, Economic Geology, 81, 1976-1982.

Gresens, R.L., 1967, Composition-volume relations of metasomatism, Chem. Geol., 2, 47-65.

Huston, D.L. and Cozens, G.J., 1994, The geochemistry and alteration of the White Devil porphyry: implications to intrusion timing: Mineral. Deposita, 29, 275-287.

Lowell, J.D. and Guilbert, J.M., 1970, Lateral and vertical alteration-mineralization zoning in porphry ore deposits: Economic Geology, v.65, p.373-408.

MacLean, W.H., 1990, Mass Change calculations in altered rock series, Mineralium Deposita, 25, 44-49.

MacLean, W.H. and Kranidiotis, P., 1987, Immobile elements as monitors of mass transfers in hydrotermal alteration: Phelps Dodge massive sülfide deposit, Matagami, Quebec: Economic Geology, 82, 951-962.

McMillan, W.J. and Panteleyev, A., 1987, Porphry Copper Deposits, R.G. Roberts and P.A. Sheahan (eds.), Ore Deposits Models, Geoscience Canada Reprint Series 3, 45-58, .

Michard, A., 1989, Rare earth element systematics in hydrothermal fluids, Geochimica et Cosmochimica Acta, 53, 745-750.

Özsayar, T., Pelin, S., Gedikoğlu, A., Eren, A.A. ve Çapkınoğlu, ş., 1982, Ardanuç yöresinin jeolojisi, Karadeniz Üniversitesi Yer Bilimleri Dergisi, 2/1-2, 21-39.

Sillitoe, R.H., 1989, Gold deposits in western Pacific island arcs: The magmatic connection, R.R. Keays, W.R.H. Ramsay, D.I. Groves (eds.), The Geology of Gold Deposits: The Perspective in 1988, Economic Geology Monograph 6,274-291.

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

Tüysüz, N. and Akçay, M., 1997. The gold occurrences in the volcanic arc of the eastern Pntides, NE-Turkey. In: H. Papunen (Editor), Mineral Deposits: Research and Exploration-Where Do They Meet, 331-334, Balkema pbl., Rotterdam.

Van, A., 1990, Pontid Kuşağında Artvin bölgesinin jeokimyası, petrojenezi ve masif sülfit mineralizasyonları, Doktora Tezi, K.T.Ü., Trabzon, Yayımlanmamış.

Vujanoviç, Y., 1974, Doğu Karadeniz Bölgesi kıyı kesiminde bulunan sülfid maden yataklarının mineroloji, parajenez ve köken özellikleri, M.T.A. Dergisi, 82, 21-35.

Whitney, J.A., 1975, Vapour generation in a quartz monzonite magma: a synthetic model with application to porphyry copper deposits, Economic Geology, 70, 346-359.

Yıldız, B., 1984, Doğu Karadeniz Bölgesinde Cu, Pb, Zn cevherleşmelerinin uzay görüntülerinden saptanan çeşitli yapılar ile ilişkisi, M.T.A. Dergisi, 99/100.

YERBİLİMLERİ GEOSOUND | ARALIK DECEMBER 1998 | SAYI NO 33 | ISSN 1019-1003

UNTERSUCHUNGEN ZUR AUFBEREITBARKEIT DER FEINST VERWACHSENEN TONMINERALE ENTHALTENDEN KOHLE DURCH DIE ZYKLONKLASSIERUNG

Eyüp SABAH
Kocatepe Ü., Maden Mühendisliği, Afyon/Türkiye
Carlos HOFFMANN-SAMPAIO
Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre/Brasil

ZUSAMMENFASSUNG: *Mikroskopische Untersuchungen der Kohle aus Candiota (Rio Grande do Sul-Brasilien) zeigen einen niedrigen Aufschlußgrad der Rohkohle. Der aschenhaltige Bestandteil, der aus Tonminerale besteht, ist fein verwachsen. Dieses Tonmaterial weist eine andere Korngrößenverteilung und Festigkeit als die Kohlenmazerale auf. Bei einer Zyklonklassierung der Kohle aus Candiota werden die tonigen Bestandteile aufgrund ihrer geringen Festigkeit Teilweise aufgeschlossen.*

Im Rahmen dieser Arbeit soll untersucht werden, ob die Candiota-Kohle durch Wasseraufnahme und Quellenvorgänge zerkleinert, bzw. deren Festigkeit von Wasser beeinflußt wird, sowie der Aufschlußgrad der Candiota-Kohle durch die Zyklonklassierung verbessert werden kann und auf diese Weise, ähnlich wie bei der Kaolinaufbereitung, eine klassierende Sortierung erreicht werden könnte.

ÇOK İNCE BOYUTLARDA DAĞILMIŞ KİL MİNERALLERİ İÇEREN KÖMÜRÜN HİDROSİKLONLA ZENGİNLEŞTİRİLEBİLİRLİĞİNİN ARAŞTIRILMASI

ÖZET: *Brezilya'nın Rio Grande do Sul eyaletindeki Candiota kömür yatağından alınan kömürle yapılan mikroskobik incelemeler, bu kömürün çok düşük bir serbestleşme derecesine sahip olduğunu göstermektedir. Kil minerallerinden oluşan safsızlıkların kömür içindeki dağılımı incedir. Sözkonusu kil mineralleri, kömür maseralleri ile sertlik ve boyut dağılımı açısından farklılık arzetmektedir. Kil minerallerinin oluşturduğu safsızlıklar, düşük sertlik derecelerinden dolayı, Candiota kömürünün hidrosiklonla zenginleştirilmesi esnasında kısmen serbestleşmeye uğramaktadır.*

Bu çalışma kapsamında, Candiota kömürünün su tutma ve şişme yoluyla ufalanıp ufalanmadığı ve bununla ilişkili olarak suyun kömürün dayanımına etkisi, benzer şekilde, hidrosiklonla sınıflandırma ile Candiota kömürünün serbestleşme derecesinin iyileştirilip iyileştirilemeyeceği ve böylelikle, tıpkı kaolen zenginleştirmede olduğu gibi, boyuta göre sınıflandırma ile iyi bir zenginleştirmeye ulaşılıp ulaşılamayacağı araştırılmıştır.

1. EINLEITUNG

In den Ländern, deren erheblichen Teil des Energiebedarfes gegenwärtig aus der Kohle gewährleistet wird, soll die Kohle, die ein wichtiges Rohstoffmaterial für die Energieerzeugung ist, möglichst wirtschaftlich produziert und nach dem Verbrauchsort oder der Förderung des Verbrauchers aufbereitet werden.

Neben der herkömmlichen Sortierverfahren der Kohlen gibt es heutzutage auch ein Verfahren für die Anreicherung der Kohlen, die dem Klassierzyklone als Sortiergerät dienen, um Aschegehalt der Staubkohle zu reduzieren, somit deren Heizwert zu erhöhen. Die Hydrozyklonen haben heute umfangreiche Einsatzmöglichkeiten wegen ihrer einfachen Konstruktion bzw. kleine Abmessungen, hohen Durchsatzleistung und der Aufbereitungsmöglichkeiten der oxidierenden Kohlen (Schubert, 1986).

Die Lagerstätten, -und fördertechnisch bedingte Vergrößerung der Bergegehalte und der Fein- und Feinstkornanteile <0.5 mm sowie die steigenden Qualitätsanforderungen der Abnehmer und erhöhte Auflagen der Umweltschutzbehörden führten dazu, daß heute der Feinstkornaufbereitung besondere Bedeutung zukommt.

Ziel dieser Arbeit war es zu untersuchen, ob die sich wegen der stark veränderten Förderbedingungen und/oder geringen Festigkeit Fein- und Feinstkornanteile bildenden Rohkohle, die hauptsächlich tonige Bestandteile enthält, durch die Zyklonklassierung aufzubereiten ist.

2. PROBEMATERIAL

Die untersuchte Kohle stammt aus der Lagerstätte Candiota in Brasilien. Die wichtigsten physikalischen und chemischen Eigenschaften der Candiota-Kohle sind in Tabelle 1 zusammengefaßt.

Die mikroskopische Untersuchung der Candiota-Kohle (Hoffmann-Sampaio, 1987) -0.6 mm zeigt einen niedrigen Aufschlußgrad der verwachsenen Kohlenteilchen. Die zusammengefaßten Ergebnisse in Abbildung 1 dargestellt. Es wurde festgestellt, daß die gröbsten Teilchen (0.5 - 0.6mm) in zwei verschiedenen Verwachsungsgraden vorliegen :

- Grobverwachsenes Korn, das geringem Zerkleinerungsaufwand aufgeschlossen werden kann.
- Feinverwachsenes Korn, das weitgehend zerkleinert werden muß, um einen ausreichenden Aufschluß zu erreihen.

Im allgemeinen sind die kohlehaltigen und die anorganischen Bestandteile fein verwachsen; deswegen ist auch der Anteil an Verwachsenen im Feinkornbereich unter 50mm (Abbildung 1). Die anorganischen Bestandteile bestehen fast ausschließlich aus feinkörnigem Material.

Auch beim Pyrit sind unterschiedliche Verwachsungsverhältnisse zu erkennen. Ein Teil ist vollständig aufgeschlossen, der andere liegt fein verteilt im fast allen Körner vor. Da die Festigkeit der Pyritteilchen hoch ist, sinkt der

Tabelle 1. Die physikalischen und chemischen Eigenschaften der Candiota-Kohle.

ANALYSEN	GESAMTKOHLE
Immediatanalysen	
-Gesamtwassergehalt (Gew. -%)	14.9
-Hydroskopische Feuchtigkeit (Gew. -%)	9.6
-Aschegehalt wf (Gew. %)	50.3
-Flüchtige Bestandteile waf (Gew. -%)	22.3
-Fixer Kohlenstoff waf (Gew. -%)	26.8
Elementaranalysen	
-Kohlenstoff wf (Gew. -%)	34.60
-Wasserstoff wf (Gew. -%)	2.75
-Stickstoff wf (Gew. -%)	0.60
-Sauerstoff und Halogene wf (Gew. -%)	9.35
-Gesamtschwefel wf (Gew. -%)	1.80
-Organischer Schwefel wf (Gew.-%)	0.51
-Disulfidschwefel wf (Gew. -%)	1.20
-Sulfidschwefel wf (Gew. -%)	0.09
-Karbonate wf (Gew. -%)	2.35
-Chlor wf (Gew. -%)	0.11
Heizwert wf (J/g)	13.390
Dichte (g/cm3)	1.9
Hardgrove-Index (HGI)	103
Blähzahl (FSI)	0

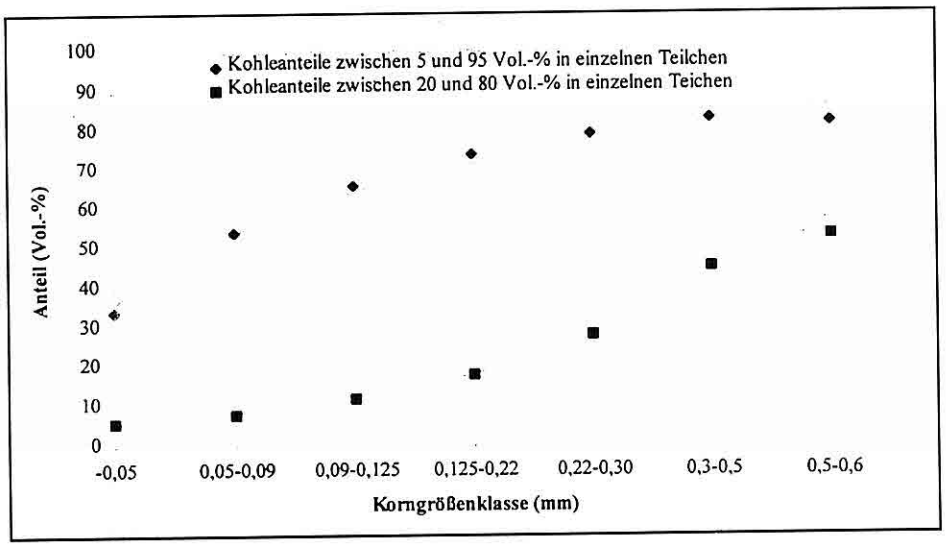


Abbildung 1. Verwachsenes in den verschiedenen Korngrößenklassen.

Pyritgehalt mit abnehmender Korngröße.

Aus der Arbeit von Corrêa da Silva (1980) und Marques-Toigo (1975) geht hervor, daß die Candiota-Kohle sich aus fein verwachsenen Bestandteilen (überwiegend Tonmaterial) zusammensetzt.

Nahuys und seine Kollegen (1972) stellten fest, daß die Candiota-Kohle unter 40µm zerkleinert werden muß, um vollständig aufgeschlossen zu werden.

Die Korngrößenverteilung der Candiota-Kohle zeigt einen hohen Feinstkornanteil (Tabelle 2), d.h. in einer Aufbereitungsanlage müssen mindestens 20% unter 0.5 mm aufbereitet werden. Dieser Anteil an Feinstkorn ist durch die geringe Festigkeit der Kohle bedingt.

Die Messungen des Hardgrove Index (HGI) der Candiota-Kohle (Nahuys u. a., 1972) ergaben Werte von 103. Das zeigt, daß die Festigkeit der Kohle im Vergleich zu anderen brasilianischen und europäischen Kohlen sehr niedrig ist.

Tabelle 2. Die Sieb-, Asche - und Gesamtschwefelanalysenwerte der Rohkohle bzw. der Zyklonaufgabe.

Korngrößenklasse (mm)	Anteil (Gew.-%)	Aschegehalt (Gew.-%)	Gesamt S Gehalt (Gew.-%)
			wf wf
- 2.0 + 1.0	21.29	43.80	3.45
- 1.0 + 0.4	25.53	45.03	2.56
- 0.4 + 0.1	23.32	46.70	2.38
- 0.1 + 0.063	6.21	53.15	1.77
- 0.063	23.65	66.08	1.03
Gesamt	100.00	50.64	2.30

3. EXPERIMENTEN UND ERGEBNISSE

Zur Aufbereitung der feinst verwachsenen Tonminerale enthaltenden Candiota-Kohle durch die Zyklonklassierung wurden zwei Versuchen durchgeführt.

Zum ertstens;

um zu überprüfen, ob die Candiota-Kohle durch Wasseraufnahme und Quellvorgänge zerkleinert wird, wurde die Rohkohle unter 2 mm zerkleinert und mit Wasser gemischt und stehengelassen. Die Korngrößenverteilung und der Aschegehalt dieser Kohle wurden nach einer Woche sowie nach zwei Wochen analysiert. Die Analysenwerte sind in Tabelle 3 zusammengestellt.

Wie es in der Tabelle zu sehen ist, findet keine Zerkleinerung statt, wenn die Kohle im Wasser gelagert wird.

Zum zweitens;

um den Einfluß von Wasser auf die Festigkeit der Candiota-Kohle festzustellen, wurden folgende Versuche durchgeführt :

- Kohle kleiner 2 mm wurde mit Wasser gemischt und in einem Rührwerk (Schraubenrührer) bei einer Drehzahl von 1300 min-1 5, 10 und 30 min gerührt. Eine andere Probe wurde in einem Ultraschallbad (1000 W, 35 KHz) 5, 10, 30 min dispergiert. Korngrößenverteilung und Aschgehalte wurden analysiert.

In beiden Fällen konnte keine Zerkleinerung festgestellt werden. Selbst

Tabelle 3. Korngrößenverteilung und Aschegehalt der unter 2 mm zerkleinerten Kohle in Abhängigkeit von der Standzeit im Wasser

Aufgabe			nach einer Woche		nach zwei Wochen	
Korngrößenklasse (mm)	Anteil (Gew.-%)	Aschegehalt (Gew.-%) wf	Anteil (Gew.-%)	Aschegehalt (Gew.-%) wf	Anteil (Gew.-%)	Aschegehalt (Gew.-%) wf
-2.0 + 0.1	69.97	44.75	70.19	44.28	69.95	43.96
-0.1 + 0.063	6.26	48.82	6.01	48.70	6.22	48.10
-0.063	23.77	67.14	23.80	66.38	23.83	66.87
Gesamt	**100.00**	**50.33**	**100.00**	**49.81**	**100.00**	**49.68**

nach 30 minutige Behandlung zeigte die gerührte bzw. dispergierte Kohle keine Veränderung in der Korngrößenverteilung und in den Aschegehalten der einzelnen Korngrößenklassen.

Bei den Untersuchungen im Rührwerk blieben die Grobkörner am Rand des Becherglases, deswegen fand auch bei hohen Drehzahlen keine Zerkleinerung statt.

• Kohle unter 2 mm wurde mit einem Flachbodenzyklon Bauart AKW-CLlA (Unterlaufdüse 15 mm und Zyklondurchmesser 70 mm) klassiert. Die Trübe wurde mit einem Feststoffgehalt von 5 Gew. -% bei einem Druck von 1.5x105 N/m (1.5 bar) aufgegeben. Die Trübe wurde im Kreislauf geführt, um die Zerkleinerung in Abhängigkeit von der Beanspruchung untersuchen zu können. Proben wurden unmittelbar nach dem Beginn des Klassiervorganges sowie nach 5 und 10 min genommen. Die Versuchsergebnisse in Abbildung 2 und die entsprechenden Analysenwerte sind in Tabelle 5 dargestellt.

• Um festzustellen, ob das Pumpen allein bereits eine Zerkleinerung bewirkt, wurde die Trübe ohne Zyklon im Kreislauf gepumpt. Eine Probe wurde unmittelbar nach Versuchsbeginn genommen. Die Ergebnisse sind in Tabelle 4 angegeben.

4. AUSWERTUNG DER VERSUCHSERGEBNISSE

Die Abbildung 1 zeigt, daß der Massenanteil der Korngrößenklasse kleiner 0.063 mm mit der Umlaufdauer stark ansteigt. Der Massenanteil der Korngrößenklasse -0.1+0.063 mm bleibt fast unverändert, während die Körnung über 0.1 mm entsprechend abnimmt. Man kann daraus schließen, daß eine deutliche Zerkleinerung der Kohle in diesem Zyklon stattfindet. Sogar an der Probe,

Tabelle 4. Einfluß des Pumpens auf die Korngrößenverteilung, Asche- und Gesamtschwefelgehalte der direkt nach dem Versuchsbeginn genommenen Probe.

Korngrößenklasse (mm)	Anteil (Gew.-%)	Aschegehalt (Gew.-%) wf	Gesamt S-Gehalt (Gew.-%) wf
- 2.0 + 1.0	22.19	42.55	3.24
- 1.0 + 0.4	21.58	43.60	2.64
- 0.4 + 0.1	23.21	41.62	2.04
- 0.1 + 0.063	4.64	46.59	2.30
- 0.063	28.38	67.75	1.32
Gesamt	**100.00**	**49.90**	**2.23**

die unmittelbar nach Versuchsbeginn genommen wurde, konnte bereits eine merkliche Zerkleinerung festgestellt werden.

Die Aschegehalte vier verschiedenen Korngrößenklassen (Abbildung 2) zeigen, daß die Kohle bei der Zerkleinerung im Zyklon aufgeschlossen wird. Aus dieser Abbildung und der Tabelle 5 ergibt sich, daß die 5 mm im Kreislauf geführte Kohle in der Korngrößenklasse -2+0.063 mm (errechnte Aufgabe) einen mittleren Aschegehalt von ca. 35 Gew.-% aufweist. Das Massenausbringen beträgt dabei ca. 50 Gew. -%.

Die Abbildung 2 läßt erkennen, daß eine Zerkleinerung der Pyrit körner praktisch nicht zu beobachten ist. Die Veränderung des Schwefelausbringes in den verschiedenen Korngrößenklassen ist proportional zu den Massenanteilen und durch den organischen Schwefel, der an der Kohle gebunden ist, bedingt.

Beim Vergleich der Tabellen 4 und 5 ist festzustellen, daß die Kohlezerkleinerung nicht nur im Zyklon sondern auch in der Pumpe stattfindet. Der Massenanteil der Körnung unter 0.063 mm steigt von 23.65 Gew.-% (Aufgabe) auf 28.38 Gew.-% (Pumpe) und auf 30.73 Gew.-% (Zyklon und Pumpe) an.

5. SCHLUßFOLGERUNGEN

Aus den Versuchen über die Festigkeit der Candiota-Kohle kann geschlossen werden, daß die Kohlepartikeln durch Einwirkung von Wasser ohne zusätzliche Beanspruchung nicht zerfallen. Dagegen tritt bei Beanspruchung in Entschlämmungszyklonen eine Zerkleinerung auf, die dazu führt, daß zusätzlich feine Bergeteilchen ins Schlammprodukt gelangen. Dadurch wird der Aschegehalt der entschlämmten Kohle vermindert.

Durch die Zyklonversuche der Candiota-Kohle wurde auch festgestellt,

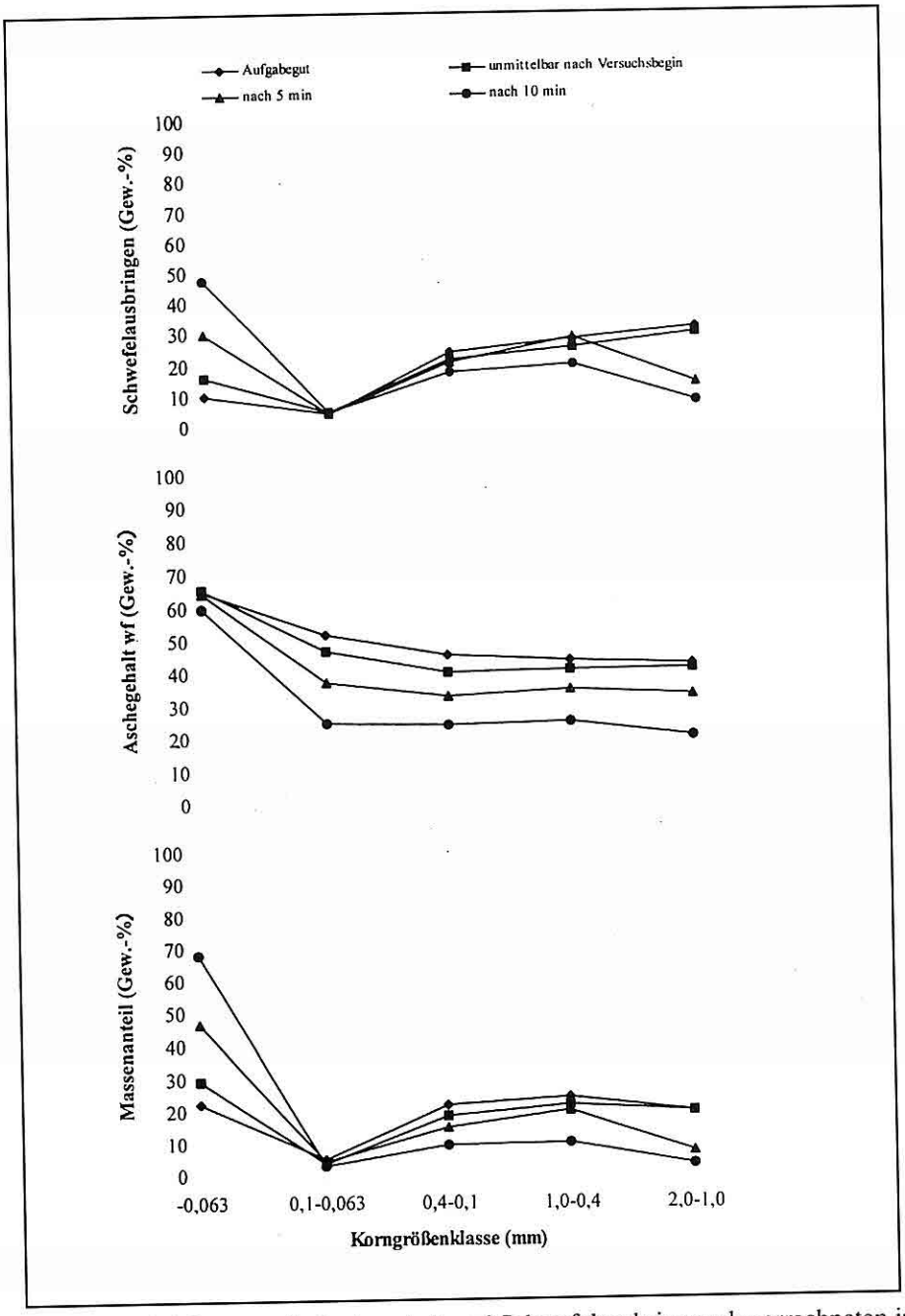


Abbildung 2. Masseanteil, Aschegehalt und Schwefelausbringen der errechneten in Abhängigkeit von der Korngröße bei verschiedenen Beanspruchungsdauern.

Tabelle 5. Korngrößenverteilung, Asche- und Gesamtschwefegehalt der direkt nach dem Versuchsbeginn und nach 5, 10 min des Versuchsbeginns genommenen Probe.

	Korngrößenklasse (mm)	Anteil (Gew.-%)	Aschegehalt (Gew.-%)	Gesamt S-Gehalt (Gew.-%)	S-Ausbr. (%)	Anteil (Gew.-%)	Aschegehalt (Gew.-%)	Gesamt S-Gehalt (Gew.-%)	S-Ausbr. (%)	Anteil (Gew.-%)	Aschegehalt (Gew.-%)	Gesamt S-Gehalt (Gew.-%)	S-Ausbr. (%)
Überlauf	-2.0 + 1.0	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	-1.0 + 0.4	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	-0.4 + 0.1	6.22	30.91	1.06	6.45	6.68	22.33	1.14	6.36	-	-	-	-
	-0.1+ 0.063	7.90	45.20	1.09	8.55	7.79	33.19	1.14	7.43	2.34	22.87	1.25	2.04
	-0.063	85.88	66.30	0.99	85.00	85.53	65.57	1.20	86.21	97.96	60.72	1.29	97.96
		100.00	***62.43***	***1.00***	***100.00***	***100.00***	***60.16***	***1.19***	***100.00***	***100.00***	***59.83***	***1.29***	***100.00***
Unterlauf	-2.0 + 1.0	29.69	42.50	3.20	34.65	24.06	34.48	3.72	26.51	12.40	19.82	4.38	13.18
	-1.0 + 0.4	32.49	42.18	2.48	29.38	38.76	36.22	2.97	34.10	31.59	26.22	4.09	31.12
	-0.4 + 0.1	25.15	42.40	2.67	24.48	26.85	37.28	3.38	26.89	29.87	25.26	3.85	27.88
	-0.1+ 0.063	3.89	50.22	3.34	4.74	3.24	52.71	4.01	3.85	7.57	27.76	4.04	7.41
	-0.063	8.78	68.62	2.11	6.75	7.09	67.03	4.12	8.65	18.57	64.31	4.49	20.21
		100.00	***44.96***	***2.74***	***100.00***	***100.00***	***38.80***	***3.37***	***100.00***	***100.00***	***32.33***	***4.12***	***100.00***
**Aufgabe*	-2.0 + 1.0	21.24	42.50	3.20	30.23	8.49	34.48	3.72	14.24	4.44	19.82	4.38	8.43
	-1.0 + 0.4	23.24	42.18	2.48	25.64	21.50	36.22	2.97	28.78	11.32	26.22	4.09	20.07
	-0.4 + 0.1	19.76	41.37	2.53	22.24	16.31	34.08	2.90	21.32	10.70	25.26	3.85	17.86
	-0.1 + 0.063	5.03	47.98	2.33	5.21	5.62	38.56	1.93	4.89	4.21	26.02	3.05	5.57
	-0.063	30.73	66.77	1.22	16.68	48.08	65.67	1.42	30.77	69.33	61.06	1.60	48.07
		100.00	***49.94***	***2.25***	***100.00***	***100.00***	***49.96***	***2.22***	***100.00***	***100.00***	***49.98***	***2.31***	***100.00***
		unmittelbar nach Versuchsbeginn				***nach 5 Minuten***				***nach 10 Minuten***			

(*) errechnete Aufgabe

	Unmittelbar nach Versuchsbeginn	*nach 5 Minuten*	*nach 10 Minuten*
Zyklonüberlauf	28.47 Gew.-%	52.56 Gew.-%	64.18 Gew.-%
Zyklonunterlauf	71.53 Gew.-%	47.74 Gew.-%	35.82 Gew.-%

daß eine gewisse Aufschlußarbeit sowohl in der Pumpe als auch im Zyklon stattfand. Die Anteile der Feinstkornklassen unter 63mm mit höchsten Aschegehalten nahmen nach der Zyklonierung deutlich zu. Gleichzeitig reduzierten sich die Mengen der gröberen Kornklassen und deren Aschegehalte. Somit wurde bestätigt, daß die tonigen Bestandteile der Kohle bei der Zyklonklassierung bevorzugt zerkleinert und anschließend im Zyklonüberlauf ausgebracht würden.

Der Aschegehalt des Zyklonüberlaufs könnte noch höher ausfallen, wenn die Zyklonklassierung besser durchgeführt, d.h. das Fehlkorn im Zyklonunterlauf, reduziert werden könnte. Dies könnte mit Optimierung der Zyklonklassierung geschehen. Leider war es nicht möglich, diese Feststellung auch bei den Schwefelgehalten zu machen.

Die Schwefelgehalte der Korngrößenklassen bleiben vor und nach der Zyklonierung unverändert, d.h. das erhoffte Aufschließen der schwefelführenden Minerale durch die Zyklonklassierung erfolgte nicht. So ist anzunehmen, daß keine Zerkleinerung der Pyrit-Körner stattfindet.

6. LITERATURVERZEICHNIS

Correa Da Silva, Z.C; Marques-toigo, M., 1975, "Carvao no Brasil: Mina de Candiota, Rio Grande do Sul", 2. Congresso Ibero-Americano de Geologia Economica, Buenos Aires, Argentinien, vol.1, pp. 263-286.

Correa Da Silva, Z.C., 1980, "The permian coal deposits of South Brazil", Acta Geologica Leopoldensia, N. 8, vol.4.

Nahuys, J., Camara, M.R.S., 1972, "Carvão de Candiota: Suas caracteristicas quimicas e petrograficas", Boletim ITERS, Porto Alegre, Brasilien, pp.1-46.

Sampaio - Hoffmann, C., 1987, "Untersuchung zur Aufbereitbarkeit feinkörniger Steinkohle der Lagerstätte Candiota in Brasilien unter besonderer Berücksichtigung der Sortierung auf Setzmaschinen, Herden und Spiralien", Doktorarbeit, Institut für Aufbereitung, Veredlung und Brikettierung, RWTH Aachen, Deutschland, 93s.

Schubert, H., 1986, "Aufbereitung fester mineralischer Rohstoffe", VEB Deutcher Verlag für Grundstoffindustrie, Band II, Leipzig, 491 s.

YERBİLİMLERİ GEOSOUND | ARALIK DECEMBER 1998 | SAYI NO 33 | ISSN 1019-1003

DATING OF PLEISTOCENE CALICHE FORMATIONS IN THE PALEOSOLS OF ÇUKUROVA AND THEIR PART IN THE GEOMORPHOLOGY OF TURKISH RED SOILS

Oğuz EROL
10.kısım B18 / 3, 34750 İstanbul/Türkiye

ABSTRACT : *According to the geomorphological studies of the author extensive denudational surfaces had developed in Anatolian Peninsula (Turkey) during the Miocene and under the influence of a warm humid climate a fairly thick cover of weathered material, eventually red soils had developed on these surfaces. Following the Messinian crisis in the Mediterranean area, that is a phase of extensively dry and hot climate, the Pliocene transgression of the Mediterranean Sea to the south of Anatolian Peninsula brought a mild and rainy subtropical climate and because of heavy showers, the former cover of the Miocene denudational surfaces had sweeped down extensively into the newly formed Pliocene and Quaternary basins which are found in and around of the ancient plateaus and mountains. Therefore the author believes that the main part of the Pliocene formations and Quaternary paleosols which are filling the Plioquaternary basins are these sweeped material. By using ESR and TL methods the dating of caliche nodules (calcretes) in the Pleistocene soils of the Çukurova basin, in southern Anatolia, may give important information on the succession of the long continued geomorphologic evolution of the landscape and the soil generations in this part of the Mediterranean area.*

There is an intimate genetic and chronologic relationship among the Pleistocene landforms, especially river terraces, glacis- type terraces and different types of caliche genarations which developed in the alluvial and / or colluvial loose material of these landforms. Therefore the author has collected some caliche specimens from geomorphologically caharcteristic locations and his observations has been proved by ESR and TL datings. According to the ages of the examined 13 samples there are 2 groups of landforms. The oldest and highest Pleistocene landform generation consisting of glacis - type fluvial terraces and abandoned through shaped old valleys, in other words higher terrace systems, were developed between 1,300,000 and 609,000 years BP, that is principally during the oldest to older and early middle Pleistocene and may correspond mainly the Cromer phase. The formation of this older landform generation was interrupted by an episode of valley deepening. It may have occured in about 301,800 to 244,000 years BP. After this time, probably during the Holstein phase, the younger Pleistocene fluvial gravel terraces must have been developed.

ÇUKUROVA PALEOSELLERİ İÇİNDEKİ KALİŞ FORMASYONLARININ YAŞLANDIRILMASI VE BUNUN TÜRKİYE KIRMIZI TOPRAKLARININ JEOMORFOLOJİSİ YÖNÜNDEN ÖNEMİ

ÖZET : *Yazarın jeomorfolojik çalışmalarına göre, Anadolu'da Miyosen ortalarında, nemli-sıcak bir iklimin etkisi altında oldukça kalın bir ayrışma materyali örtüsü ve bu dolguların yüzeyinde de kırmızı topraklar meydana gelmiştir. Daha sonra Akdeniz havzasında Messiniyen krizi döneminde oldukça sıcak ve kurak bir iklim egemen olmuş; sonra Pliyosende Akdenizin Pliyosen transgresyonu Anadolu yarımadasının güneyine ılık ve nisbeten dönemli yağışlı bir subtropikal iklim getirmiş; bu yağışların etkisiyle daha önceki Miyosen aşınım yüzeyleri üzerinde bulunan eski kırmızı tropikal toprak örtüsü aşağıya, yeni oluşmaya başlayan Pliyosen ve Kuvaterner havzalarına taşınmıştır. Bu nedenle yazar, bugünkü çukur havza ve ovaları dolduran genelde kırmızı renkli Pliyosen ve Kuvaterner paleosellerinin kökeninin büyük ölçüde bu eski taşınmış materyal olduğuna inanmaktadır. Bu çalışmanın amacı da, Güney Anadoludaki Çukurova havzasının kırmızı renkli ova ve vadi dolgularından türemiş Pleistosen toprakları içindeki kaliş nodüllerinin (calcret'lerin) ESR ve TL yöntemleri kullanılarak yaşlandırılması yoluyla, o yöredeki uzun süreli jeomorfolojik evrim ve ona bağlı toprak jenerasyonları üzerinde bilgi vermektedir.*

Çukurovada jeomorfolojik açıdan karakteristik olan Pleyistosen yerşekilleri, özellikle akarsu şekilleri, "glasi tipi" eğimli yüzeyler (yamaç eteği sekileri) ve onları örten çeşitli tiplerdeki alüvyal ve / veya koluvyal toprakları içinde farklı kaliş tipleri oluşmuş bulunmaktadır. Bu nedenle yazar jeomorfolojik bakımdan karakteristik noktalardan, kaliş örnekleri toplamış ve onun gözlemleri ESR ve TL yaşlandırmaları ile doğrulanmıştır. Bu şekilde incelenmiş olan 13 örneğe göre, yaş bakımdan iki ana grup yer şekli saptanmıştır. Bunlardan en yüksek ve en eski Pleyistosen yerşekli grubu (jenerasyonu), dikçe yamaçların önünde oluşmuş akarsu kökenli eğimli etek şekileridir (glasi tipi sekiler) ve bu eğimli sekilere gerideki yamaçlar arasından gelen oluk biçimli vadiler bağlanır. İşte buradaki eğimli etek düzlükleri ve onlara bağlanan oluk vadilerin tabanında gözlenen kalişlerden toplanan örnekler bugünden 1.300.000 ila 609.000 bin yıl öncesine ait yaşlar vermiştir. Buna göre, havza kenarlarındaki glasi tip eğimli etek düzlükleri (sekiler) ve onlara bağlı vadi tabanları en eski, genel olarak Orta Pleyistosen'e ait olmalıdır ve bu yaş prensip olarak, Avrupada bilinen Cromer evresine karşılık gelir. Bu eski yerşekli grubu (jenerasyonu), bir vadi kazılması, derinleşmesi dönemi ile sona erer. Bu olay bugünden 301.800 ila 244.000 yıl önce olmuştur. Bu oluşumdan sonra, olasılıkla Avrupada saptanan Holstein evresinden bugüne, Çukurovada genç Pleyistosen fluviyal çakıl sekileri gelişmiştir.

1. INTRODUCTION

According to the geomorphological studies of the author (Erol 1981a, 1990, 1991a) extensive denudational surfaces, the former cover of the Miocene denudational surfaces had sweeped down extensively into the newly formed Pliocene and Quaternary basins in and around the ancient plateaus and mountains. Therefore the author (Erol,1984 ve 1982) believes that the main part of the Pliocene formations and Quaternary paleosols which are filling the Plioquaternary basins (Atalay, 1989; 1992; Brunnacker 1969; Hızalan 1953; 1974; Kubiena 1963; Mater 1973; Mermut 1975; 1978; Vita-Finzü 1969) are these sweeped material. According to him, besides the local examples of real Mediterranean red soils, there must be several different types of red soils and paleosols because of different origin of their parent material and considering geomorphic development of different landform generations which have developed since the late Miocene, may be a good method for their study.

Additionally,by using ESR and TL methods the dating of caliche nodules (calcretes) in the Pleistocene soils of the Çukurova basin (Erol,1988;Kapur S., ve diğ. 1990;Özer ve diğ. 1989; Reeves 1970) in southern Anatolia and in similar other places, may give important information on the succession of the long continued geomorphologic formation of the landscape and the soil generations in this part of the Mediterranean area.

There is an intimate genetic and chronologic relationship among the Pleistocene landforms, especially river terraces, glacis - type terraces and different types of caliche genarations which developed in the alluvial and / or colluvial loose material of the landforms. Therefore the author has collected some caliche specimens from geomorphologically caharcteristic locations. Because of the absence of other dating material (fossils etc.) he thought that testing these different genetic caliche types may be a tool to determine the age and formation of palaeo-geomorphic features, if absolute dating is possible. Thus, the first 13 collected samples have been carefully studied by A. Özer et al (Mermut 1975). Although being a preliminary test study, the author has found that the first TL and ESR dating results are excellent for interpretation of his field observations. Even the samples of which age could not been measured in the laboratory, give valuable information for interpretation and indicate the directions for future studies. Besides their scientific value on account of these age determinations, they indicate the value of the TL and ESR measurements for a systematic study of geomorphic and dating research projects.

2. GEOMORPHOLOGY OF THE STUDIED AREA AND DESCRIPTION OF THE LOCALITIES OF SAMPLES

The Çukurova Basin extends at the foot of the Taurus Mountains (Figure 1) and especially its southern part was covered

by sea water during the middle and late Pliocene. At the coastal lowland bordering this Pliocene environment, some large through - shaped valleys developed towards the end of the Pliocene and in the lowest to lower Pleistocene (Figure 2). Later, during the middle Pleistocene, these valleys were elevated, abandoned and then remained as dissected dry - fossil valleys. In some of these old valleys, for example near to Haruniye Town and Aslantaş Dam, oldest caliche formations were observed. Böcekli Village sample (GSF 10), for example have been taken from there.

Following the last regression of the Mediterranean Sea, from the other parts of the Çukurova Plain, between Adana - Kozan - Misis, extensive glacis - type alluvial - colluvial foot plains developed during the lowest, lower to middle Pleistocene (Figures 2, 3, 4).

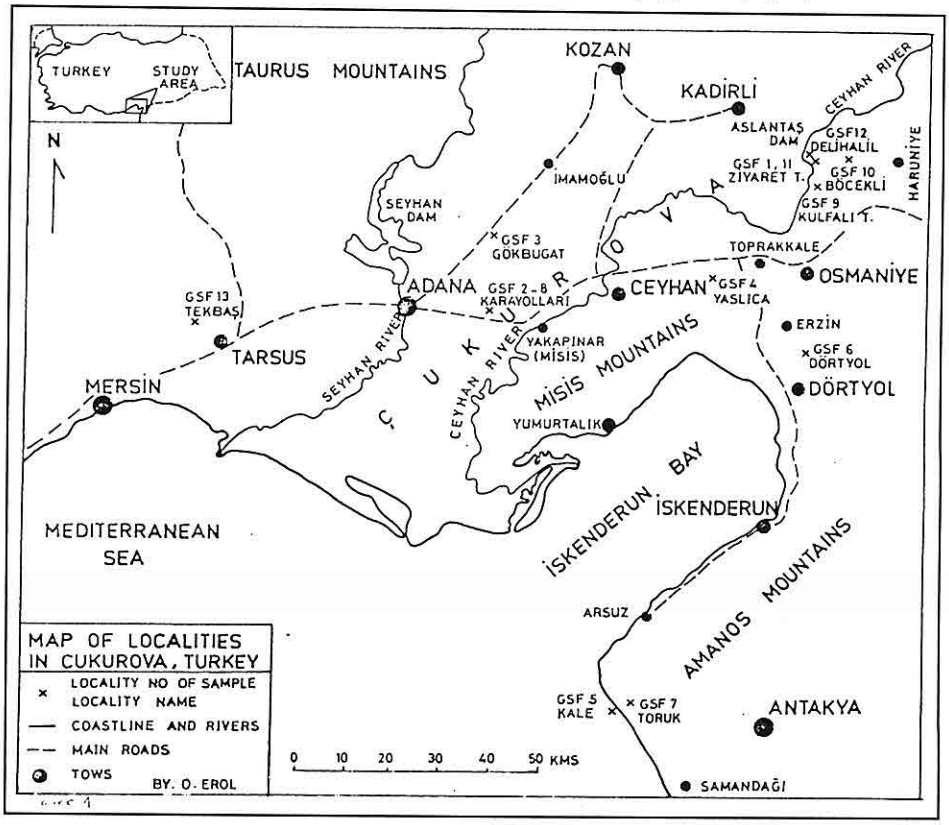


Figure 1. Map of the indicated localities in the Çukurova, Türkiye

On these highest and oldest Pleistocene depositional plains, some secondary alluvial - colluvial terrace levels also developed under the remote control of sea - level changes in the south and direct control of lowest to middle Pleistocene climatic fluctuations as pluvial / interpluvial stages (Erol

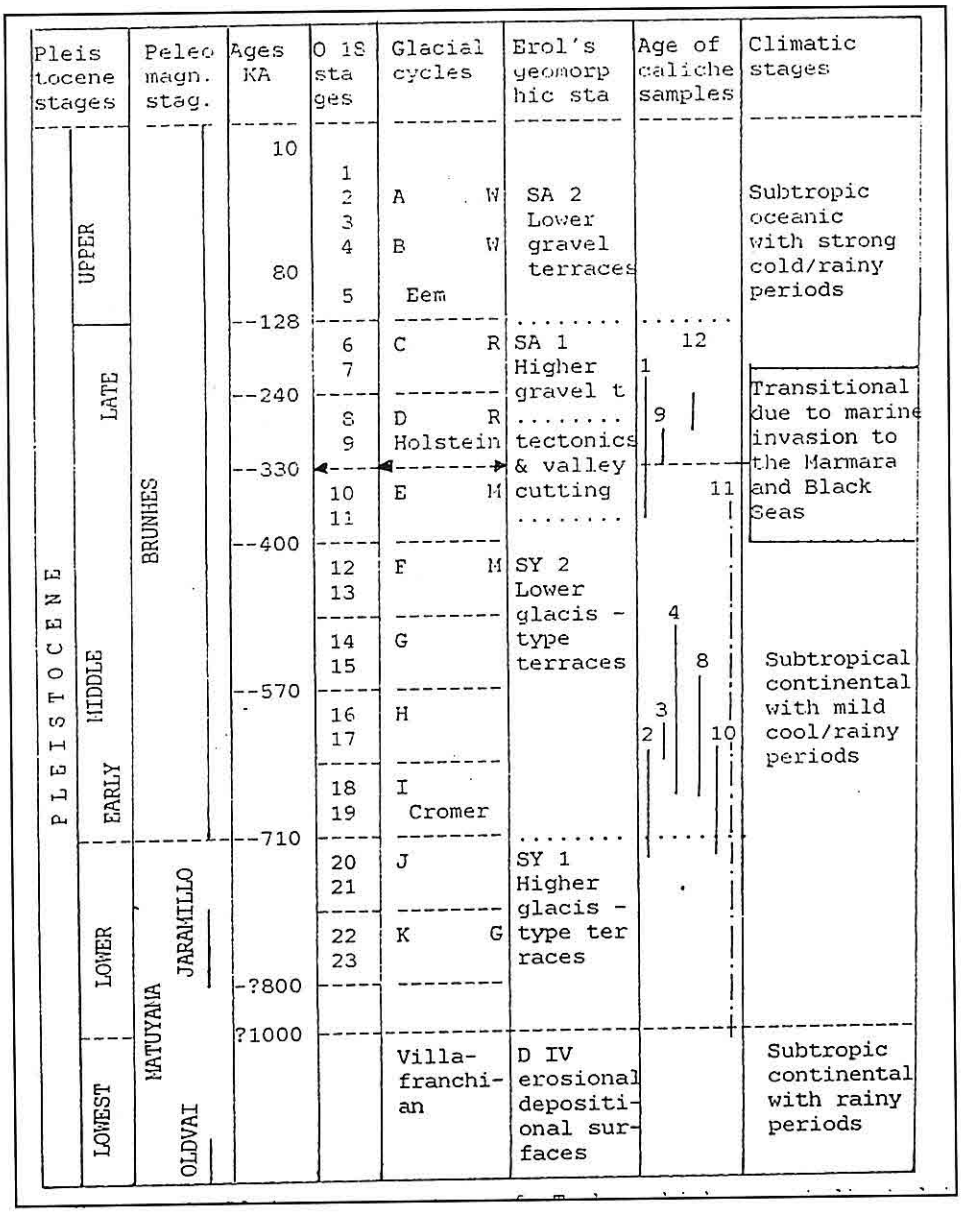


Figure 2. Pleistocene satges of Turkey which are indicated in this article by Erol and their comparison with glacial/interglacial stages in the Western Europe and O 18 stages in the Atlantic and Pacific Oceans (Vema Sondages). (According to Chaline 1985 : 171 and H.J. Müller-Beck oral communication). W Würm, R Riss, M Mindel, G Günz glacials. Figures in the column of caliche samples are the same with GSF numbers given in the text.

1981; 1984;1991) and / or as seasonal warm / hot and rainy / dry sunny periods. Bright sunny periods following heavy showers dominated the character of this lower to early middle Pleistocene subtropical Mediterranean type of climate. During this process, which went on maybe 500,000 years, each main sea - level lowering period caused the formation of different stretches of glacis surfaces or river terraces. In the following substage they were dissected. Thus, depending on the relatively lowered base - level, the ground water level was also lowered in the loose material of the glacis terraces. Than the phenomena of the seepage of rain water during the rainy season and capillary upward movement of deep and lime-containing underground water and its evaporation at the surface started during the following sunny and dry period. To put it generally, under the control of this phenomena caliche (or calcrate) deposition should have started as sperate nodules in deep soil (Erol 1988; 1991). Later, as the phenomena continued, these nodules joined each other as columns, and at the end a hard limy crust - type superficial calcrate layer was developed. Depending on the duration of its formation, that on his age, this hard soil - crust may have thickened up to 2,5 - 3 meters (Figure 3, 5, 6).

But to observe several levels of fossil hard - caliche layers in a thick soil cross - section is not possible (Erol 1984; 1988) . Therefore in order to examine the relationship between the landform generation and caliche formation, the samples which are used in this work have been collected preferably from the usually not less than 1 meter thick superficially hard caliche layers. There are of course some several other samples of other genetic types which are not included in this preliminary test study. However, in order to check the limits of possibilities, 3 samples which are of somewhat different character have also been included in this work. Even the negative results of the dating of these samples give also valuable information for geomorphic interpretation.

3. GEOMORPHIC INTERPRETATION OF THE DETERMINED AGES OF THE INDIVIDUAL SAMPLES

The examined samples are grouped according to their locality in the geomorphic system in the study area (Çavuşgil 1985; Erol 1981; Erol 1984; Kapur ve diğ. 1987) . The coincidence between the position of the sample in the geomorphic system and its age is excellent and, as indicated before, promises success for future research projects.

4. SAMPLES INDICATING THE LOWEST TO EARLY MIDDLE PLEISTOCENE RELIEF GENERATIONS

GSF 4. Yaslıca sample. Locality. 2,5 kilometers SSE of Yaslıca village which is 14 kilometers west of Toprakkale

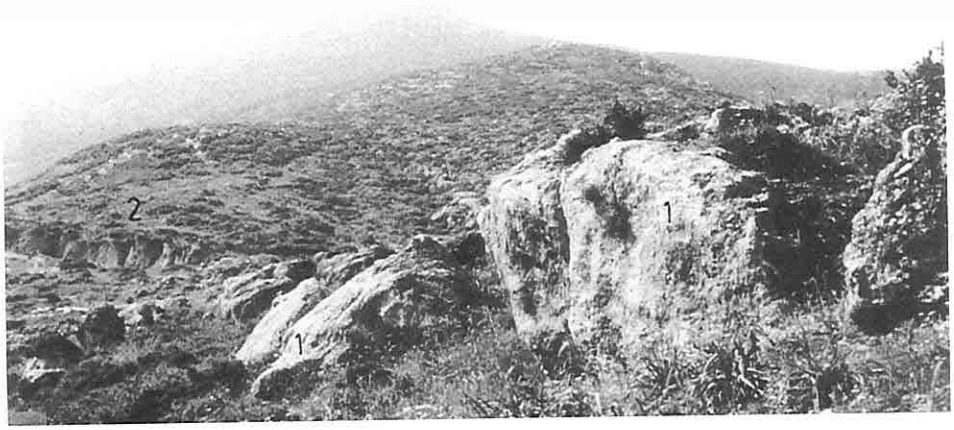


Figure 3. The caliche layer (1) where the sample GSF 4 is collected. This layer had been developed on the surface of a glacis - type terace, 2,5 kilometers SSE of the Yaslıca village, near Toprakkale. The back - slope (2) of the glacis - type terrace is seen in the south of this locality (1). The age of this layer is of early middle Pleistocene. Photo by Erol.

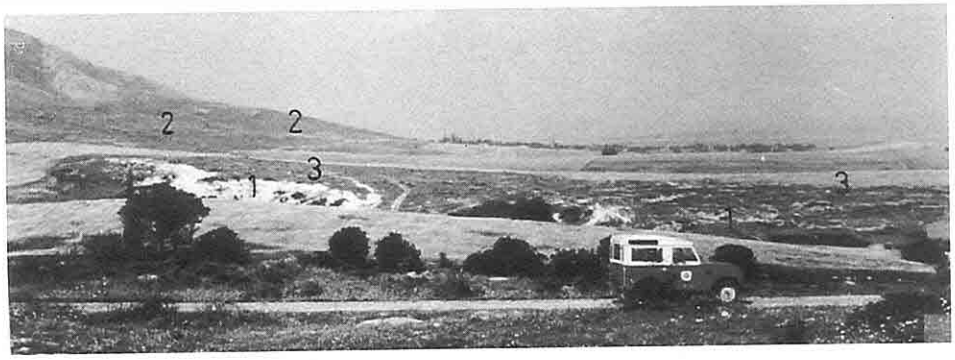


Figure 4. The general view of the Yaslıca village glacis - type terrace of early middle Pleistocene age. White colored hard caliche layers (1) and glacis - type terrace surface (3) are seen. This photo have been taken from the same point of Photo (Figure) 3 towards the northwest. The back- slope (2) of the glacis - type terrace is also seen in this photo. Photo by Erol.

Figure 5. The hard - caliche block (1) in the Karayolları sand - pit where the samples GSF 2 and 8 are taken. In the background the excavated slope (2), which is shown nearer in the Figure 6, is also seen. This caliche formation is of early middle Pleistocene. Photo by Erol.

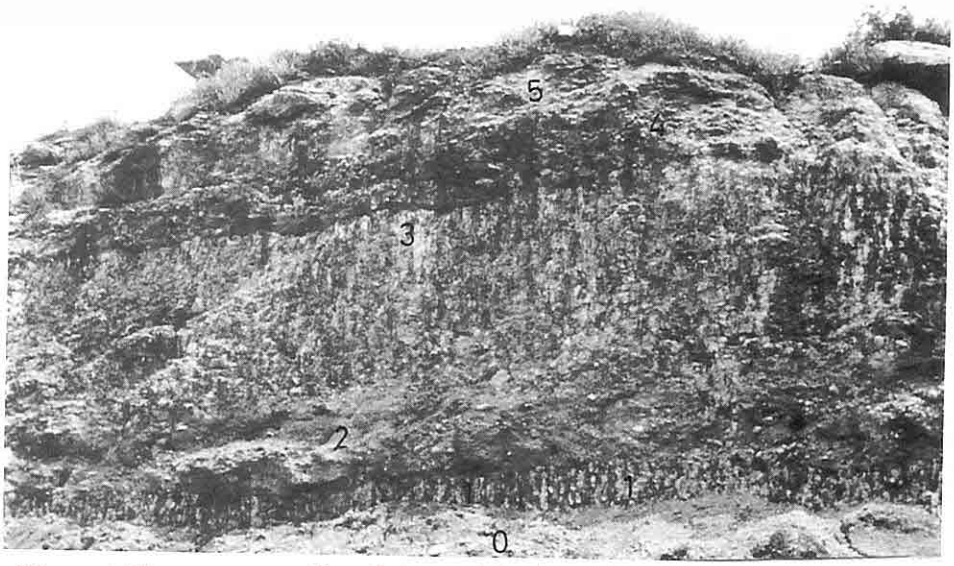


Figure 6. The cross - profile of the caliche formation which is excavated in the Karayolları sand - pit . This sectin is about 6 meters thick. Here the layers are: (5) Top layer of hard - caliche where the block in Figure 5 is excavated from here, (4) pebble and sand layer with lesser caliche development, (3) sandy clay with well developed columnar caliche, (2) pebble and sand layer with lesser caliche development, (1) sandy clay with well developed columnar caliche nodules, (0) debris at the foot of the slope. Photo by Erol.

Town (Figure 1). This sample was collected on the road leading to the Radiolink station in the south of the village. Latitude 36°01', longitude 37°02', altitude 250 m above sea - level. This sample was taken from a 2 - 2,5 m thick hard superficial caliche (calcrete) layer. This layer represents a glacis - type footplain terrace. TL age 694,000 years BP. ESR age 540,300 years BP. This is one of the older samples of the studied area and the location represents a higher terrace level. According to these results, the location indicates the beginning stages of the lower Pleistocene glacis - type terrace generation. This is the early generation of the Pleistocene relief elements which originated following the regression of the Pliocene Sea from the area of the recent Çukurova Plain.

GSF 10. Böcekli sample. Locality: Inside Böcekli village, which is 11 kilometers west of Haruniye town in the eastern part of the studied area (Figure 1). Latitude 36°20', longitude 37°16', altitude 275 meters. Sample have been taken from a 1 - 1,5 meter thick caliche (calcrate, calcite) layer which developed at the bottom of a former through shaped valley. According to its geomorphic position, this old valley was eroded in Lower Pliocene sandy - pebbly material of the Erzin Formation. Because of the base - level lowering due to the later Pliocene regression of the Mediterranean Sea from upper (higher) parts of the Çukurova Basin, pebbles of Erzin Formation (Gürbüz ve diğ. 1985) must have been eroded in the vicinity of the Aslantaş Dam and Haruniye by the ancient Ceyhan River and its tributaries during the earlier period of the Pleistocene. Because of the tectonic movements of this phase, the basaltic lava flows uprising from fracture lines filled the bottom of these old valleys and the sampled caliche layer of Böcekli village and of course similar others started to develop in the soil which had been formed on this basaltic valley fill. This basalt layer was later deeply dissected, in the late middle Pleistocene, by some 50-100 meter deep smaller river valleys. The age of the Böcekli sample is 782, 100 years BP and ESR age is 620,000 years BP. This indicates that the erosion of old through shaped valleys and filling it by basaltic lava flows must have occured before this time, apparently during a time interval between the upper Pliocene and the lowest to lower Pleistocene. In conclusion, the samples of Yaslıca (GSF 4 and Böcekli GSF 10) represent the same generation of relief elements of different geomorphic environments.

GSF 3. Gökbugat sample. Locality. Kadirçiftliği quarter of the Gökbugat village, at the junction of the Gökbugat road with the high street leading from Adana to Kozan. The junction is about 17 kilometers SW of İmamoğlu Town (Figure 1). Latitude 35°32', longitude

37°08', altitude 260 meter. The sample was taken at the foot of a road - cut 8 meters high, from the deepest caliche (calcite) layer, which is one of the several 0,50 to 1 meter thick layers among sandy - conglomeratic and red - coloured fluvial sediments. These sediments represent the highest northern part of the inclined glacis - type terrace surface. This terrace is a counterpart of the Yaslıca (GSF 4) terrace. Indieed the Yaslıca glacis - terrace extends in the south and the Gökbugat terrace is in the north of the Ceyhan River. TL age of the sample is 657,200 years BP, ESR age of it is 679,900 years BP. These ages indicate that the formation of the early Middle Pleistocene (Figure 2) caliche (calcrete) layer on somewhat earlier glacis - type terrace surfaces was fairly extensive in the Çukurova during this time.

GSF 2 and GSF 8. Karayolları sand - pit samples. Locality: Sand - pit near State Highway (Karayolları) establishments on the highway leading from Adana to Misis (Yakapınar),18 kilometers from Adana. Latitude 35°47', longitude 36°-58', altitude 50 meters. The samples were taken from a large, 2 meter thick block of caliche (calcite) (Figure 5, 6). Sample No GSF 2 is an example of a layered caliche and GSF 8 is of hard - massive type. These Karayolları samples were found at the southern continuation of the Gökbugat (GSF 3) inclined glacis - type terrace, that is they belong to the same relief generation (Figure 1). TL age of the GSF 8 sample is 609,400 and its ESR age is 685,600 years BP. TL age of the GSF 2 sample is 680,000 years BP and its ESR age is 731,100 years BP. Their being in different altitude but about the same age of the Gökbugat and Karayolları caliche layers can be taken as the proof of the considerable gradient of the original glacis - type terrace surface of the early middle Pleistocene.

GSF 1 and 11. Aslantaş - Ziyaret Tepe samples.Locality 1 : 3 kilometers east of Aslantaş Dam in the lower Ceyhan river valley, on the northern edge of the Ziyaret Tepe sand-pit (Figure 1). Latitude 36°17', longitude 37°16', altitute 300 meters. The sand- pit was carved in the gravels of the Pliocene Erzin Formation and the material was used for dam construction. The samples were collected at the northern edge of the sand - pit (Figure 7) at the lower part of a secondary valley profile which had been eroded formerley in the gravel deposits. The caliche layers are somewhat different mineralogically from calcite types. They are slightly dolomitic [Ca Mg (CO3)2] or can even be named as Ankerite Ca (Mg Fe) CO3/2. Indeed, they looked different from other samples and in the field it was difficult to exactly determine whether they are primary formations which may indicate the age of basement gravels, or

Figure 7. The position of the caliche layer (2) on the top of the Pliocene pebbles of the Erzin Formation (1) in the Ziyaret Tepe sand - pit in the east of the Aslantaş Dam.The samples of GSF 1 and 11 are collected from this (2) caliche layer. The ages of these caliche samples are of lower to middle Pleistocene. Photo by Erol.

Figure 8. The location of Delihaliller GSF 12 caliche (1) sample. It is developed in Miocene marls (2) which buried under a basaltic lava flow and before the valley cutting. The age of this caliche sample is of late middle Pleistocene. Photo by Erol.

surface covers belonging to the tributary river valley, which must have been carved considerably later than the gravel sedimetation took place. This may be the reason for the considerable difference between the TL and ESR ages. TL ages of the samples are 424,100 years (for GSF 11) and 475,700 years (for GSF 1). ESR ages are 1,300,000 years (for GSF 11) and 232,400 years (for GSF 1). These results may answer the above question, and it means that the formation of the ancient valleys in the vicinity of Haruniye - Aslantaş and the Ceyhan River valley may have started in the late Pliocene / lowest Pleistocene, but their formation should have been continuing until 424,000 years BP, or even later stages of the middle Pleistocene. This also means that in spite of being in different geomorphic environments, there is a chronologic correspondence between the Haruniye - Aslantaş and Adana - Kozan - Misis areas.

5. A GENERAL INTERPRETATION FOR ALL THE OLDER GROUPS OF SAMPLES

The samples of Yaslıca (GSF 4), Gökbugat (GSF 3) and Karayolları (GSF 2 and 8) were taken at three differernt points of the same generation of glacis - type inclined terraces in the Adana - Kozan - Misis area. Their TL and ESR ages indicate that this generation shows an age limit between 782,100 and 609,400 years BP. This time interval corresponds principally to the lower Pleistocene to early middle Pleistocene (Figure 2) and it also fits into what has been estimated by Erol in his geomorphic field investigations. On the other hand, in about the same time interval,in the eastern part of the studied area near to Haruniye and the Aslantaş - Ceyhan river valley in the vicinity of Aslantaş Dam, a through shaped river valley system was developing as a counterpart of the glacis - type fluvial evironment of the vicinity Adana - Kozan - Misis in the west.

6. SAMPLES INDICATING THE UPPER MIDDLE PLEISTOCENE RELIEF GENERATION - PHASE OF VALLEY DEEPENING

In the studied area, following the above explained formation of lower to early middle Pleistocene relief elements, a phase of increased vertical river erosion has started. As an indirect indicator of the age of this increasing erosional phase, three samples of caliche may be used.

GSF 9. Kulfalı Tepe sample. Locality: 5 - 6 kilometers south of Aslantaş Dam and 18 kilometers WSW of Haruniye Town, and 1,8 kilometers WNW of Karagedik Village at the foot of Kulfalı Tepe (Figure 1). Latitude 30°16', longitude 37°13', altitude 260 meters. The sample was collected in a 20 - 25 cm thick caliche (calcite) layer within the soil which cover a thick basalt flow - layer. The caliche nodules apparently seem to be secondary formations in the

soil. TL and ESR age is 301,800 years BP. As it is indicated above, this layer should not be taken as a direct proof of the landform generation. But its age may be used indirectly. Thus, it can be said that the surface on the basaltic layer, which is covered by this soil, cannot be younger than 301,800 years and the vertical dissection due to renewed erosional activity in this part of the Ceyhan River Valley must have started shortly after 301,000 years BP. In the Anatolian environment (Erol 1981a) this is an important phase of geomorphic change which must have occured in the middle of the middle Pleistocene and it may have been induced by increased tectonic movements.

GSF 12. Delihalil sample. Locality : 1,5 kilometers NE of the Aslantaş Dam, 1 km west of former Delihalil Village, 16 kilometers WNW of Haruniye Town (Figure 1). Latitude 36°17', longitude 37°17', altitude 250 metres. The sample was taken from columnar nodules of caliche (calcite) which developed in a marly Miocene (Langhian) clayey sedimet underlying a young basalt cover (Figure 8). This calcite layer is seen in a natural cross - section and is apparently a secondary formation. TL age of this sample is 257,000 and ESR age is 244,000 years BP. This indicates that the basalt cover cannot be younger than this age and the younger part of the Ceyhan River valley cutting must have started at about the time of this caliche formation. Thus, the age of these last two samples of Kulfalı Tepe (GSF 9) and Delihalil (GSF 12) may indirectly indicate the younger phase of Ceyhan valley cutting. This cutting must have started shortly after 301,000 years and indicate a later stage of a middle Pleistocene increased river activity.

GSF 6. Dörtyol - Cumhuriyet Quarter sample. Locality: 5 kilometers north of Cumhuriyet Quarter of Dörtyol Town, on the road leading towards Erzin (Figure 1). Latitude 36°13', longitude 36°55', altitude 190 meters. The sample was collected from a superficial hard caliche (calcite) layer which developed in conglomeratic sediments of an inclined dejectional cone - type terrace surface (Figure 9). Its TL age is 270,700 years BP. The geomorphic position of locality and the age of the sample indicate a transitional interval from middle to upper Pleistocene. Indeed, during the upper Pleistocene, the morphogenetic processes show again a trend of decreasing vertical erosion due to diminishing tectonic movements and increasing depositional fluvial activity as dejection cone or fluvial gravel terrace formations, due to gradually increasing influence of the northerly temperate climatic elements which had played a much smaller role in the dominantly warmer subtropical lower to middle Pleistocene climate of the area.

In conclusion, the ages of the last three localities, that is Kulfalı Tepe (GSF 9) , Delihalil (GSF 12) and Dörtyol (GSF 6) cannot be taken as direct proofs of landform ages, but they may indirectly indicate the age of an increased valley deepening of the late middle

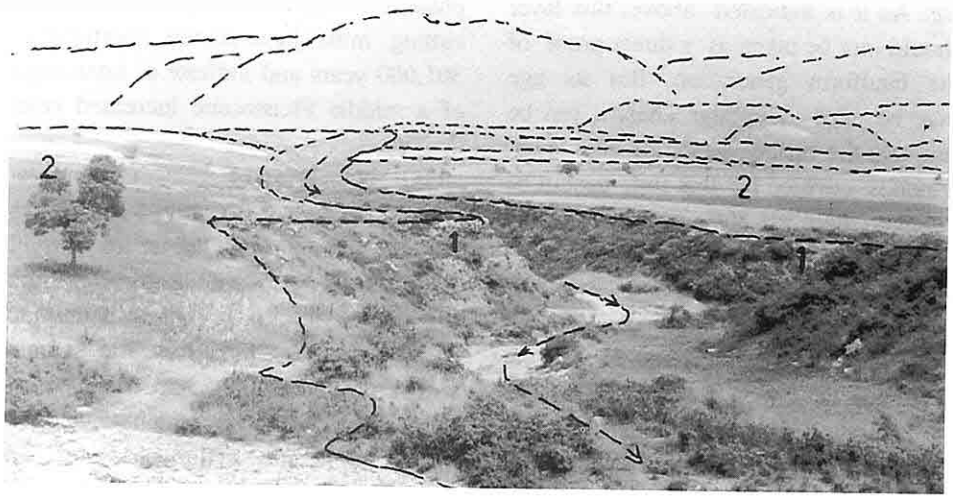


Figure 9. The caliche layer GSF 6 (1) of the inclined dejectional - cone type terrace surface (2) on the road leading from Dörtyol to Erzin, 5 kilometers north of Cumhuriyet Quarter of Dörtyol town. Age of samples is late middle Pleistocene. Photo by Erol.

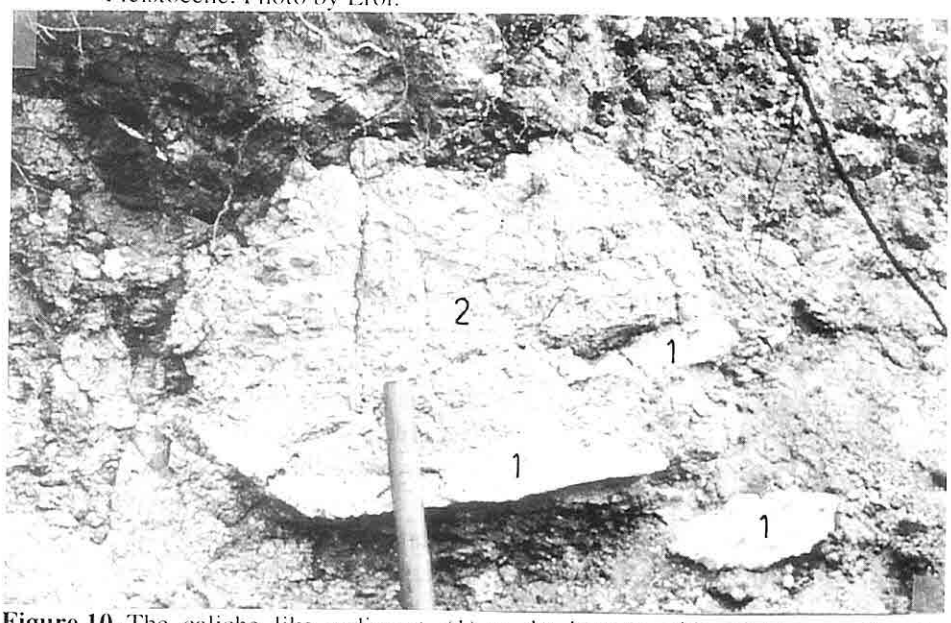


Figure 10. The caliche like sediment (1) at the bottom - side of a large, altered ophiolitic pebble (2), 2 kilometers north of the Toruk village, about 16 kilometers SW of Arsuz. Because of its different chamical composition ($MgCO_3$) dating its age was not possible.

decomposed conglomerate of a terrace. Pleistocene, which occured about 301,000 to 244,000 years ago. This is the beginning of the geomorphological transition to the upper Pleistocene.

7. SAMPLES NOT POSSIBLE TO DATE

GSF 7. Toruk sample. Locality: In the south of the studied area, 16 kilometers southwest of Arsuz Town, at the foot of the Amanos Mountains, on the road leading from Arsuz to Toruk Village, 2 kilometers north of the village (Figure 1). Latitude 34°49, longitude 36°17', altitude 150 meters. The sample was taken from a road - cut, in an extremly decomposed conglomerate of a terrace. The decomposed pebbles were mainly ophiolites. The white colored chemical sediment which covers the bottom of large pebbles (Figure 10) has been determined as $MgCO_3$, and therefore not to be dated by TL. This chemical formation must have been deposited there by capillary elevating and evaporating underground waters, similar to a caliche. The different chemical composition of this white - colored sediment can be attributed to the chemical composition of ophiolitic basement rocks.

GSF 13. Tarsus - Tekbaş sample. Locality: 5,5 kilometers NW of Tarsus Town, on the road leading to th NW of Tarsus, 250 meters near the Tekbaş Village (Figure 1). The sample has a direct relation to the underlying Miocene sediments, therefore may not be convenient for TL measurements.

GSF 5. Işıklı - Kale Karakolu sample. Locality: 15 kilometers SW of Arsuz Town, Kale Gendarmerie station of Işıklı Village, 250 meters north of the house of the station, at the coastal cliff (Figure 1). Latitute 35°47', longitude 36°18', altitude 10 meters. The sample was taken from an organic limestone layer and determined as dolomite. Therefore its 14,600 years TL age is not comparable to other caliche samples.

8. GENERAL CONSLUSION

1. An intimate genetic and chronologic relationship among the Pleistocene landforms and different types of caliche generatioins has been observed by the author during his geomorphological research studies in the Çukurova area of southern Turkey and now this observation has been proved by TL and ESR datings which were made by Özer et al (1989).

2. The age of the examined 13 samples have indicated that in using the TL and ESR techniques as a tool it seems possible to make a chronologic study of the caliche and their related landform generations in the Çukurova, Turkey.

3. According to the results of dating, the ages of Pleistocene landform generations in the Çukurova can be determined as follows:

3.1. The oldest and highest Pleistocene landform generation consisting of glacis - type fluvial terraces and abandoned through shaped old valleys, the bottom of which were covered by basaltic lava flows; in other words higher terrace

systems and their extensions as hanging dry valleys in the norteast, were developed between 1,300,000 and 609,000 years BP, that is principally during the lowest to lower and early middle Pleistocene and they may correspond mainly to Cromer phase.

3.2. The formation of the lowest to early middle Pleistocene landform generations was interrupted by an episode of increased vertical erosion and valley deepening. It may have occured, due to increased tectonic movements, in about 301,800 to 244,000 years BP, that is during the later stages of middle Pleistocene.

3.3. Following the late middle Pleistocene dissection of older terraces, the upper Pleistocene landform generation which is mainly consist of fluvial gravel terraces have been developed.

This episode may correspond mainly to Holstein phase.

9. ACKNOWLEDGMENTS

The author is most grateful to Prof. Dr. H. J. Müller - Beck for his helpful comments on the text and A. Özer, Y. Göksu, A. Wieser, P. Müller, D.F. Regulla for their careful study of the samples for TL and ESR dating which made writing this article possible. He acknowledges the official and financial support provided by the Turkish Petroleum Corporation (Türkiye Petrolleri) which made the field studies possible. The author also thanks Mrs Carola Eissler who improved the English translation of the text.

10. REFERENCES

Atalay, İ.1989. Two buried paleosols in the arid region of SE Anatolia. Programme International de correlation geologique, project 252, D'Jerba, Tunisia 23 - 30 October 1989.

Atalay, İ.1992. Effects of climatic changes on the vegetation in Anatolia, Türkiye. International Symposium on the Evolution of Deserts, Feb. 11 - 19, 1992, Navrangpura, Ahmedabat, India.

Atalay, İ. 1992. Paleosols indicating the climatic changes during the Quaternary period : International Symposium on the evolution of deserts, Feb. 11 - 19, 1992, Navrangpura, Ahmedabad, India.

Brunnacker,K.1969. Affleurements de Loess dans les régions Nord-Méditerranéenns. Revue de Geogr. Phys. et Geol. Dyn. 11 . 3 , 325 - 334. Paris.

Chaline, J. 1985. Histoire de l'Homme et des Climats au Quaternaire. 361 pp. Doin Editeurs.

Çavuşgil, V.S. 1985. Genesis of calcrete and Mediterranean red soils from Kurttepe (Adana) area. 204 pp. Unpublished Ph.D. thesis, University of Çukurova, Adana.

Erol, O. 1981. Neotectonic and Geomorphologic evolution of Turkey In Fairbridge R.W. (Ed.) Neotectonics. Zeitschr. für Geom. Suppl. Bd. 40 , 193 - 211.

Erol, O. 1981. Quaternary pluvial and interpluvial conditions in Anatolia and environmental changes in south - central Anatolia since the last glaciation. Frey W & H P Uerpmann (Hrsg) Beiträge zur Umweltgeschichte des Vorderen Orients.

Beihefte zum Tübinger Atlas des vorderen Orients. Reihe A. Nr 8 , 101 - 109. Wiesbaden

Erol, O. 1984. Soil forming characteristics of Neogene and Quaternary formations in Turkey. Proc. of the 1st National Clay Symposium. Adana , 22 - 28.

Erol, O.1984. Quaternary stratigraphy of Turkey.Symposium of Würm Stratigraphy. Abstract in: Arbeitsergabnisse der Subkommission für Europäische Quartärstratigraphie. Stratotypen des Würm - Glazials. Eiszeitalter und Gegenwart 35 , 185 - 206. Öhringen

Erol, O. 1988. Çukurovada kaliş tipleri (Caliche types in Çukurova, Turkey). Ankara Üniversitesi, Dil ve Tarih Coğrafya Fakültesi Dergisi 11 , 9 - 13. (in Turkish)

Erol, O. 1990. Messinian palaeogeomorphology and neotectonics of the Western Taurus Mountains. 8th Petroleum Congress of Turkey, 16 - 20 April 1990. Proceedings: 371 - 387.

Erol,O. 1991. Geomorphological evolution of the Taurus Mountains, Turkey. Zeitschr.für Geom. N.F. Supp. Bd 82 , 99 -109

Erol, O. 1991. Konya - Karapınar kuzeybatısındaki obrukların jeomorfolojik gelişimi ile Konya ve Tuzgölü Pleyistosen pluviyal gölleri arasındaki ilişkiler. The relationship between the phases of the development of the Konya - Karapınar obruks and the Pleistocene Tuzgölü and Konya pluvial lakes, Turkey (Abstract and Summary). İstanbul Üniversitesi, Deniz Bilimleri ve Coğrafya Enstitüsü Bülteni 7 , 5 - 49.

Erol, O. 1992. Türkiye topraklarında kil - kireç oranları ile paleosol, paleoklima ve pedojeomorfoloji arasındaki ilişkilerin önemi. Mahmut Sayın Kil Simpozyumu, Nisan 1991, Adana.

Gürbüz, K., S.L.Gökçen & N. Gökçen 1985. Some stratigraphical remarks on the upper Miocene sequence of the northern Adana Basin, southern Turkey. Proc. of the eight Congress of the Regional Comm. on Mediterranean Neogene Stratigraphy , 238 - 240. Budapest

Hızalan, E. 1953. Ankara Dikmen kızıl toprak tipinin incelenmesi ve bu tipin Mediteran kızıl toprak tipi ile karşılaştırılması. 54 s. Ankara Üniv. Ziraat Fak. Yayını No 41, Çalışmalar 16.

Hızalan, E., A. Mermut 1974. Güney Marmara Bögesinde granit ve andezit kayaları üzerinde oluşmuş toprakların morfoloji ve genesisleri. Morphology and genesis of the soils Morphology and pedogenetic evolution of Quaternary calcretes in the northern Adana Basin of Southern Turkey. Zeitschrift für Geomorphologie, N.F., 34.1 , 49 - 59.

Kapur S., V. Çavuşgil., A. Fitzpatrick 1987. Soil. Calcrate caliche relationship on a Quaternary surface of the Çukurova region, Adana, Turkey. Soil micromorphology.

Kapur S., V. Çavuşgil., A. Fitzpatrick 1990. Geomorphology and pedogenetic evolutional Quaternary calcrates in the

northern Adana Basin of Southern Turkey. Zeitschrift für Geomorphologie, NF, 34.1; 49-59.

Kubiena,W.L.1963. Paleosol as indicators of paleoclimates. Arid Zone Research Publ. , 207 - 209.

Mater, B. 1973. Morphological caharacterisrtics and genesis of chromic luvisol in the Elbistan Basin, eastern Anatolia. Review of the Geogr. Inst. of Istanbul Univ. No 14 , 107 - 118

Mater, B. 1978. Morphological caharacteristics and pedogenesis of the soils in the Elbistan Basin. İstanbul Üniv. Yayın No 2438, Coğrafya Enst. Yayın No. 101.

Mermut, A. 1975. Polatlı Devlet Üretme Çiftliğindeki Neojen Çökeltilerinden oluşan kahverengi toprakların morfolojileri. Ankara Üniv. Ziraat Fak. Yayını 25.2 , 386 - 401.

Mermut, A & C.Cangir. 1978. Ankara kilinin oluşu ve toprak olarak özellikleri. Yerbilimleri Açısından Ankaranın Sorunları Simpozyumu. Türkiye Jeoloji Kurumu Yayını , 67- 74. Ankara

Özer, A.M., A.Wieser , H.Y.Göksu , P.Müller , D.F.Regulla & O.Erol 1989. ESR and TL age determination of Caliche nodules. Journal of Applied Radiation and Isotopes. 40. 11- 12 , 1159 - 1162.

Reeves, C.C.1970.Origin, classification and geologic history of caliche on the southern high plains, Texas and eastern New Mexico. Journal of Geology 78 , 352 - 362 Vita - Finzi, C. 1969. Late Quaternary continental deposits of central and western Turkey. Man 4 . 4 , 605 - 619.

Vita-Finzi, C.,1969. Late Quaternary continental deposits of central and western Turkey. Man4,4,605-619.

YERBİLİMLERİ ARALIK 1998 SAYI 33 ISSN 1019-1003
GEOSOUND DECEMBER NO

GÜDÜRÜF (BOZKIR-KONYA) FORMASYONUNDAKİ BARİT ZUHURLARININ JEOLOJİK VE JEOKİMYASAL ÖZELLİKLERİ

Veysel ZEDEF
S.Ü. , Maden Mühendisliği Bölümü, Konya/Türkiye
Ali Müjdat ÖZKAN, Adnan DÖYEN
S.Ü., Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Konya/Türkiye
Mehmet ARSLAN
K.T.Ü. , Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Trabzon/ Türkiye

ÖZET: *Damar ve mercek şekilli barit oluşumları Bozkır (Konya) yakınlarında riyolitik tüf ve tüffitler içeren Güdürüf formasyonu içinde çok sayıda ancak sınırlı bir alanda bulunurlar. Derlenen barit örnekleri % 48.9 ile 87.7 (ortalama % 77.4) arasında saf barit, 824 ile 4761 (ortalama 3446) ppm arasında Sr içerirler. Zuhurlarda baskın mineral barit olup buna az miktarda kalsit de eşlik eder. Baritlerde BaO-Sr, Sr-Ce, BaO-SO_3 arasında pozitif ilişki, SO_3-CaO arasında da negatif bir ilişki mevcuttur.*

Güdürüf tüflerinin üst seviyelerdeki Orta Triyas yaşlı kireçtaşı seviyeleriyle ardalanmalı oluşu ve stratigrafik olarak bu tüffitlerin üzerinde bulunan Jura yaşlı Kuztepe formasyonunda barit mineralizasyonunun yokluğu Orta Triyas yaşlı bir mineralizasyona işaret eder. Baritler muhtemelen Orta Triyas döneminde Tetis'in Anadolu'ya uzanan kollarından birinin içinde, sığ-denizel bir ortamda, kıta kenarında oluşmuşlardır. Barit damarlarının tüflerlerle birlikte tüffitler içindeki kireçtaşı seviyelerini de kesmesi hidrotermal bir kökene işaret eder. Zuhurlardaki baryumun kaynağı büyük bir olasılıkla tüfler ve/veya volkanik faaliyete bağlı olarak oluşan hidrotermal çıkışlardır.

GEOLOGICAL AND GEOCHEMICAL CHARACTERISTICS OF BARITE OCCURRENCES IN THE GÜDÜRÜF (BOZKIR-KONYA) FORMATION

ABSTRACT: *Several barite veins and lenses occur in a very limited area within the Güdürüf formation (Bozkır-Konya) which mainly made up of rhyolotic tuffs and tuffits. Barite samples range from 48.9 to 87.7 % (77.4 % on average) pure barite and Sr content ranges from 824 to 4761 (3446 ppm on average) ppm. The minerals in the occurrences are predominantly barite and they present lesser amounts of calcite. There are pozitive correlation between BaO and Sr, Sr and Ce, BaO and SO_3, but negative correlation between SO_3 and CaO.*

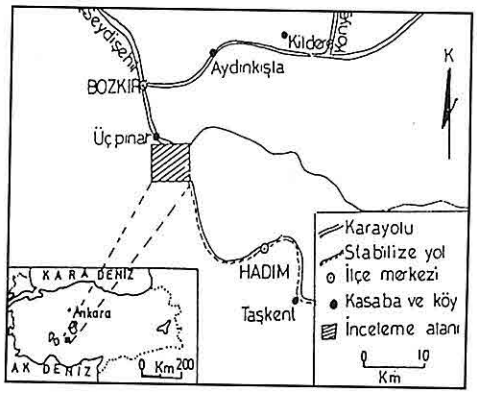
Absence of barite mineralization in the Jurassic aged Kuztepe formation and existence of barites in the middle-Triassic aged limestones where limestone levels and tuffs are alternated indicates middle-Triassic mineralization and an hidrothermal origin

for barite occurrences. Barites are possibly formed in a shallow-marine environment which presumably devoloped one of the several Tethyan wing occurred in the Anatolian continental margin. The source of barium in the deposits is possibly tuffs and/or hydrothermal exhalations related to volkanic activity.

1. GİRİŞ

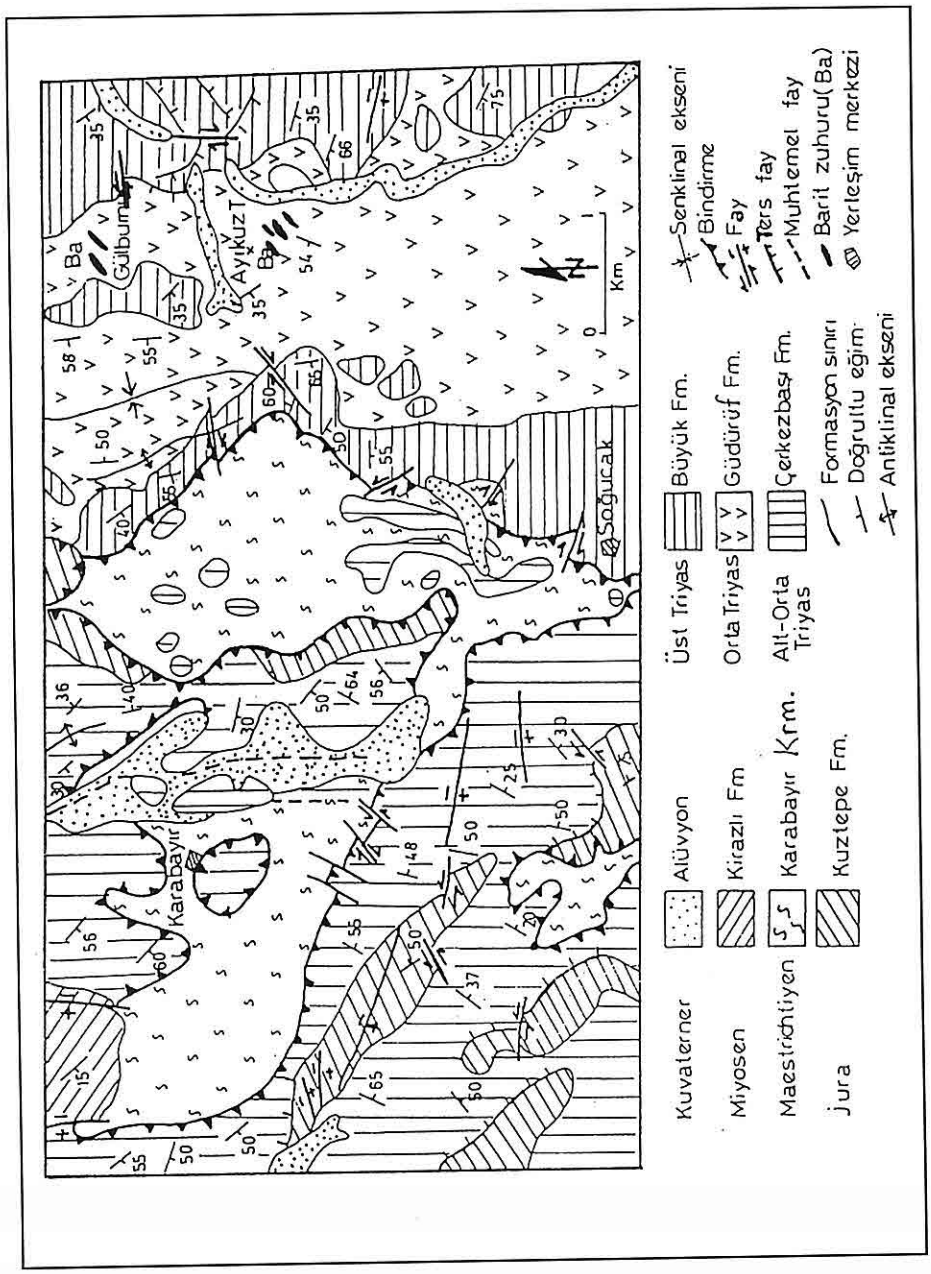
Orta Torosların "yeşil kayaçları" içindeki baritlerin varlığı uzun zamandan beri bilinmektedir. Blumenthal (1956)'in yeşil sahreler dediği bu kayaçların yeşil renkli tüfler olduğu sonradan anlaşılmıştır. Baritler birçok araştırıcının dikkatini çekmiş ve hem baritler, hem de içlerinde bulundukları tüfler üzerinde çeşitli incelemelerde bulunulmuştur (Tuzcu, 1976; Koçyiğit, 1977; Gökdeniz, 1981; Dinçer ve Selvi, 1983; Kayabalı ve Ayhan, 1987; Sevim, 1987; Arslan, 1988). Bunlardan Dinçer ve Selvi (1983) ile Kayabalı ve Ayhan (1987) MTA adına çalışmışlar ve yöredeki baritleri ekonomik açıdan değerlendirmişlerdir. Tuzcu (1976) yöredeki baritli zonların denizaltı volkanizması sonucu oluşan tabakalı kayaçlar içinde geliştiğine dikkat çekmiştir. Koçyiğit (1977) Karaman-Ermenek arasında yaptığı doktora çalışmasında stratigrafik olarak Güdürüf tüflerine karşılık gelen bir birimi ofiyolitli melanj içinde değerlendirmiş ve cevherleşmenin de bu melanj içinde gerçekleştiğini belirtmiştir. Buna mukabil Gökdeniz (1981), tüflerin stratigrafik, petrografik, mineralojik ve jeokimyasal özelliklerini açıklayarak bu kayaçların ada yayı veya yayarası havza çökelleri olabileceğini belirtmiştir. Arslan (1988) yaptığı çalışmada Güdürüf tüfleri içindeki barit zuhurlarının lokasyonu ve boyutları hakkında ayrıntılı denilebilecek tanımlamalarda bulunmuştur.

İnceleme alanı doğudan Göksu Nehri ile sınırlanmış olup, Bozkır (Konya) İlçesi'nin ~10 km güneyinde yer alır (Şekil 1).



Şekil 1. İnceleme alanı yerbulduru haritası.

Yörede Özgül (1976) tarafından Bozkır ve Bolkardağı Birliği olarak adlandırılan tektonostratigrafik birliklere ait Mesozoyik ve Senozoyik yaşlı kaya birimleri gözlenir. Bozkır Birliğine ait ofiyolitik kayaçlar, çörtlü kireçtaşları, Güdürüf tüf ve tüffitleri ile Bolkardağı Birliğine ait kristalize kireçtaşları, kumtaşı ve konglomeralar yörede yüzeyleyen en önemli kayaçlardır (Şekil 2). Adı geçen bu kaya birimleri hakkında ayrıntılı bilgi Arslan (1988)'de bulunabilir. Baritler bu kaya birimlerinden Güdürüf tüf ve tüffitleri



Şekil 2. Karabayır - Soğucak (Bozkır - Konya) dolayının jeolojik haritası (Arslan, 1988'den alınmıştır).

içerisinde bulundukları için bu birim hakkında geniş bir bilgi aşağıdaki bölümde verilecektir. Bölgedeki barit cevherleşmesi sadece bu kayaçlarla sınırlıdır (örneğin üstteki pelajik kireçtaşlarında herhangibir cevherleşme mevcut değildir). Bu çalışmada içinde barit zuhurlarının şekillendiği Güdürüf tüf ve tüffitlerinin bazı jeolojik özellikleri ile zuhurlarda yer alan baritlerin jeolojik ve jeokimyasal özellikleri ortaya konularak baritlerin kökeni aydınlatılmaya çalışılacaktır.

Güdürüf Formasyonu

Çalışma alanının doğu kesimlerinde kuzey-güney yönünde büyük bir yayılım gösteren formasyon alt seviyelerde sadece tüflerden müteşekkilken üst seviyelerde kireçtaşı seviyeleriyle aratabakalıdır. Formasyon içinde yer yer diyabaz ve trakit daykları da gözlenir. Bu dayklarla barit damarları arasında herhangi bir ilişki gözlenememiştir. Tüfler genel olarak yeşil renkli olup alterasyondan etkilenen kesimler kahve, mor ve kırmızı reklidir. Yapılan mikroskobik incelemeler tüflerin riyolit bileşiminde olduğunu göstermiştir. Bu bulguyu jeokimyasal veriler de desteklemektedir. Çalışma alanının hemen güneydoğusunda çalışan Turan (1997), Güdürüf tüflerine karşılık gelen volkanitleri Dedemli formasyonu içinde değerlendirmiş ve bu volkanitlerin andezitik karekterli olduğunu belirtmiştir. Oldukça kırılgan ve çatlakların bol miktarda gözlendiği Güdürüf tüflerinin çok önemli bir özelliği bunların breşik bir yapıya sahip olmasıdır. Birbirleriyle bağlantılı çatlak sistemlerinin sebep olduğu bu breşik görünüm muhtemelen barit cevherleşmesinde önemli bir rol oynamıştır. Tüflerin ayrışmayan kesimlerinde kalınlığı 10-70 cm, yanal devamlılıkları da 30-40 m kadar gözlenebilen tabakalanma mevcuttur.

Yapılan incelemeler; tüflerin alt kesimlerde ince, üst kesimlerde ise daha iri taneli bileşenlerden meydana geldiğini göstermiştir. Alt seviyeler daha çok volkanik cam ve çok ince taneli plajioklaslardan oluşmasına karşılık, üst seviyeler (Kireçtaşlarıyla ardalanmalı kesimler) iri plajiyoklas ve kuvars kristalleri ile opak mineral ve volkanik camdan meydana gelmiştir. Plajiyoklasların volkanik-hidrotermal (kısmen de yüzeysel) alterasyonu sonucu oluşan kil mineralleri tüflere yeşil rengi vermiştir. Kayabalı ve Ayhan (1987) alterasyona uğrayan mineralleri ismen tarif etmiş ve bunların albit, andezin ve ojit olduğunu belirtmiştir. Güdürüf tüflerinin nadir toprak element içeriklerini inceleyen Gökdeniz (1981) bunların kalkoalkalin karekterli volkanik malzeme olduğuna işaret etmiştir.

Güdürüf tüfleri içinde onlarla girift halde bulunan diyabaz ve trakitler (1:25.000'lik haritaya) haritalanabilecek boyutta olmayıp 50-100 m^2'lik küçük alanlarda yüzeylemektedirler. Diyabazlar; koyu kahve-yeşil renkli olup yer yer alterasyon ürünü kalsit ve türü bu çalışmada tanımlanmayan silis içerirler ve tüfleri kesmelerinden dolayı onlardan daha genç olmalıdırlar. En iyi bir şekilde

inceleme alanının kuzey kesimlerinde Bozkır-Hadim yolu kenarında gözlenen trakitler ise kahve ve açık sarı renklidirler. Bünyelerinde mevcut açık renkli feldispatların çoğu kaolinleşmiştir. Gaz boşluklarının da belirgin bir şekilde gözlendiği trakitlerde yastık lavların gözlenmemesi Kayabalı ve Ayhan (1987) tarafından trakitlerin bölgedeki denizin çekilmesinden sonra gerçekleşen küçük çaplı volkanik faaliyetler sonucunda oluşmuş olabilecekleri şeklinde yorumlanmıştır.

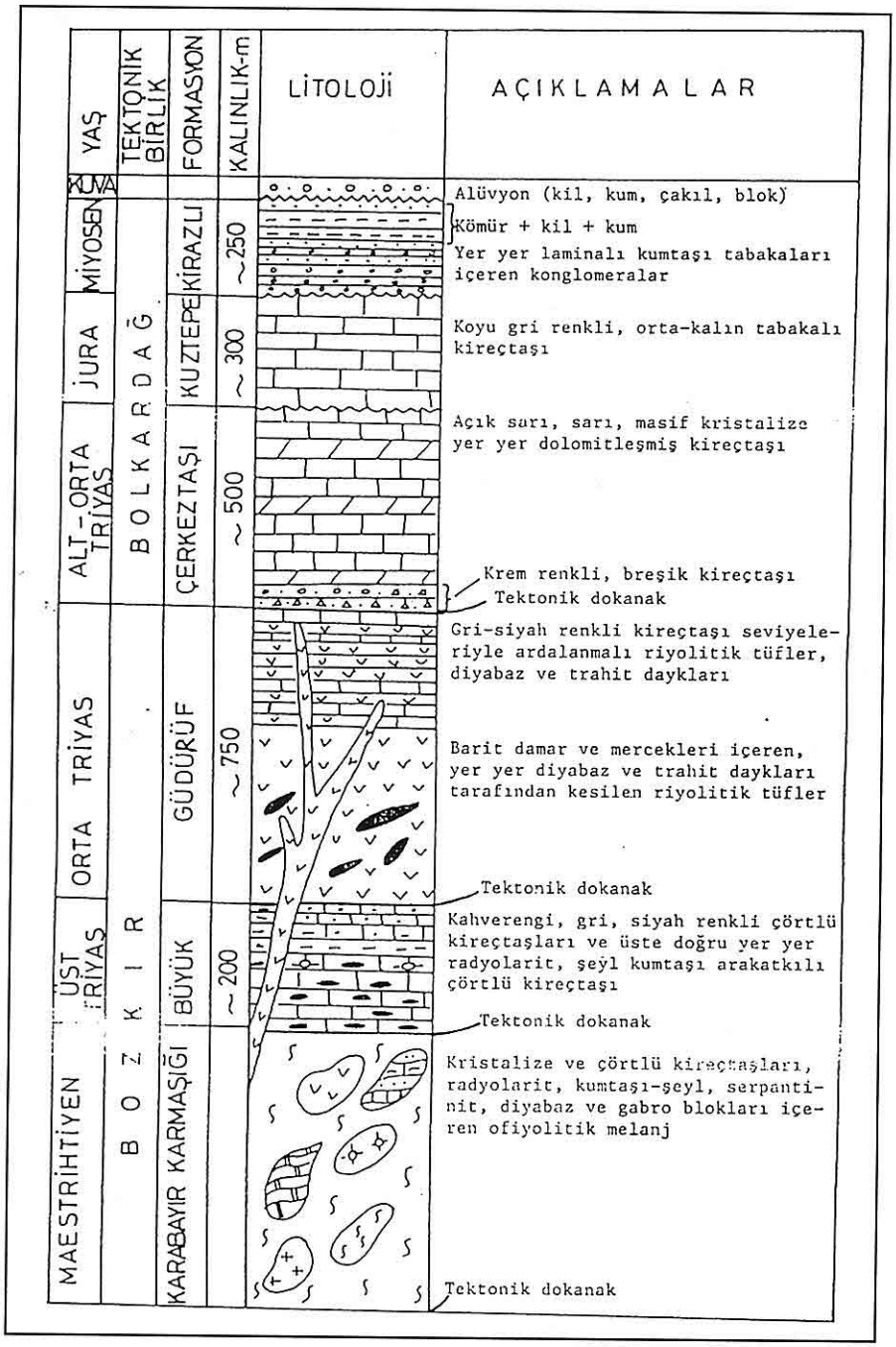
Güdürüf tüflerinin üst kesimlerinde yer alan kireçtaşları tabakalı ve sıklıkla tüflerle ardalanmalı olup gri-siyah renklidirler. Yapılan mikroskobik incelemeler bu kireçtaşlarının intrabiyomikrit olduğunu ortaya çıkarmıştır. Gökdeniz (1981) anılan kireçtaşlarında bulunan *Daonella* sp. ve radyolarya fosillerini dikkate alarak tüflerin Orta Triyas yaşlı olduğunu belirtmiştir. Turan (1997) da bulduğu kavkı parçalarına dayanarak Dedemli formasyonunun Mesozoyik'de oluştuğunu belirlemiştir. Gülburnu Tepe kuzeydoğusunda olduğu gibi Güdürüf tüfleri içinde yeşilimsi kahve renkli, ince taneli kumtaşlarına da rastlamak mümkündür. Bu kumtaşları karbonat çimentolu olup, laminalanma yer yer gözlenmekte ancak tabakalanma belirgin değildir. Yaklaşık 750 m'lik bir kalınlığa sahip olan (Arslan, 1988) Güdürüf tüflerinin alttan ofiyolitik melanj, üstten de pelajik kireçtaşları ile sınırlı olması; sözkonusu tüflerin Koçyiğit (1977) tarafından ofiyolitik dizinin üst seviyelerini oluşturan volkano-sedimanter bir birim olduğu şeklinde yorumlanmıştır. Yörede tüffitlerle birlikte yüzeyleyen kayaçların stratigrafik konumları Şekil 3'de özetlenmeye çalışılmıştır.

İnceleme alanında irili ufaklı yaklaşık 40 adet fay tesbit edilmiştir. İki adet bindirme fayı hariç tutulursa fayların büyük bir çoğunluğu gravite yada doğrultu atımlı faydır. Hem bu faylar için, hem de bölgede gözlenen kaya birimlerinde yer alan çatlaklardan yapılan gül diyagramları (Toplam 235 ölçü) bölgenin genelde kuzeydoğu-güneybatı yönlü kuvvetlerin etkisinde kaldığına işaret etmektedir.

2. BARİT ZUHURLARI

Gülburnu Tepe civarında, diğeri de Ayıkuz Tepe civarında olmak üzere Güdürüf formasyonu içinde iki ayrı lokasyonda çok sayıda barit zuhuru mevcuttur. Kataklastik bir dokuya sahip baritlerde barit kristallerinin çatlaklarına yerleşmiş muhtemelen ikincil klorit ve kuvars mineralleri gözlenmiştir. Ancak bunlar önemli miktarlarda olmayıp yaygın da değildir.

Gülburnu Tepe Zuhurları: ~0.5 km^2'lik bir alan içerisinde, damar ve mercekler (kafalar) şeklinde yüzeylemektedirler. Barit zuhurları; hem tüflerde, hem de tüffitlerde (Tüflerin kireçtaşlarıyla aratabakalı olduğu yerlerde) gözlenir. Bunlardan önemli olanları şunlardır: Gülburnu Tepe'nin hemen kuzeyinde 11.5 m uzunluğunda, 0.6 m kalınlığında, K75D doğrultulu bir damar ve bu



Şekil 3. İnceleme alanının genelleştirilmiş stratigrafik kesiti (Arslan, 1988'den değiştirilerek alınmıştır).

damarın hemen güneyinde 3x1 m ebadında bir mercektir. Aynı tepenin doğusunda 10 m uzunluğunda, 0.5 m kalınlığında, K70 D doğrultulu bir damar ile bu damara komşu 5 adet önemsiz sayılabilecek boyutta (örneğin 50x60 cm ebadında) barit kafaları bulunmaktadır. Bu damar ve kafalarda açılan yarmalardan çıkarılmış ~100 tonluk bir hazır barit yığını mevcuttur. Zuhurlardaki baritlerin rengi süt beyaz, pembemsi beyaz ve yer yer sarımsı beyazdır. Masif görünümlü, şeffaf ve yer yer de iri kristalli olarak bulunan baritlerin içinde zaman zaman yeşil renkli tüf breşleri de mevcuttur. Breşlerin boyutu genel olarak mm ile cm arasında değişmesine karşılık nadiren 7-8 cm çaplı tanelere de rastlamak mümkündür. Barit damarlarının yankayaç tüflerle ve kireçtaşlarıyla olan sınırı oldukça keskin ve düzgündür.

Ayıkuz Tepe Zuhurları: Ayıkuz Tepe'nin doğusunda birbirine yakın iki barit damarı mevcuttur. Bunlar biri 5x0.3 m ve diğeri de 3x0.5 m'lik boyuta sahiptir. Bunların yanısıra çok sayıda, oldukça küçük boyutlarda barit mercekleri de gözlenmektedir. Makro ve mikro özellikleri Gülburnu Tepe zuhurları ile aynıdır.

3. JEOKİMYASAL ANALİZ YÖNTEMLERİ VE ANALİZ VERİLERİ

Yöntemler: Bu çalışmada barit ve yankayaç örneklerinin ana ve iz element içerikleri XRFS (X-Ray Fluoresans Spectroscopy) ve ICP-MS (Inductively Coupled Plasma Mass Spectroscopy) aletleri kullanılarak tayin edilmiştir. XRFS ile yapılan tayinler Glasgow Üniversitesi (İskoçya) Jeoloji Bölümü jeokimya laboratuvarlarında, ICP-MS ile yapılan analizler ise İskoç Üniversiteleri Araştırma ve Reaktör Merkezi'nde (Scottish Universities Research and Rector Center, SURRC, Eastkilbride) gerçekleştirilmiştir. BaO ve SO_3 analizleri ICP-MS aracılığı ile yapılırken diğer tüm analizler (Ana ve iz element) XRFS aracılığı ile yapılmıştır. Barit örneklerinin mineralojik tayinleri ise XRD (X-Ray Difractometre) aleti kullanılarak yine Glasgow Üniversitesinde yapılmıştır.

Veriler: Güdürüf formasyonu içinde şekillenen barit oluşumlarından derlenen 5 adet, yan kayaç tüflerden derlenen iki adet numunenin XRFS ve ICP-MS'de yapılan analiz sonuçları Tablo 1'de verilmiştir. 5 adet barit örneğinde yapılan XRD çalışmaları sonucu elde edilen grafiklerden örneklerin tamamında cevherleşmenin barit şeklinde olduğu anlaşılmaktadır. Ayrıca B-3 örneğinde barit cevherleşmesine kalsitin de büyük oranda eşlik ettiği görülmektedir. Daha az olmakla birlikte benzer bir durum (Baritle birlikte kalsit mineralizasyonu) B-2, B-4 ve B-5 örneklerinde de mevcuttur. 5 adet barit örneğinin ortalama $BaSO_4$ ve Sr içerikleri sırasıyla %77.4 ve 3646 ppm'dir. Barit örneklerinde iz elementlerden sadece Sr, Ce ve kısmen de Cu üniform olarak dağılmıştır.

Tablo 1'deki verilerden yararlanılarak

Tablo 1. Bozkır baritlerinin ana (oksit cinsinden % ağırlık) ve iz element (ppm) içerikleri.

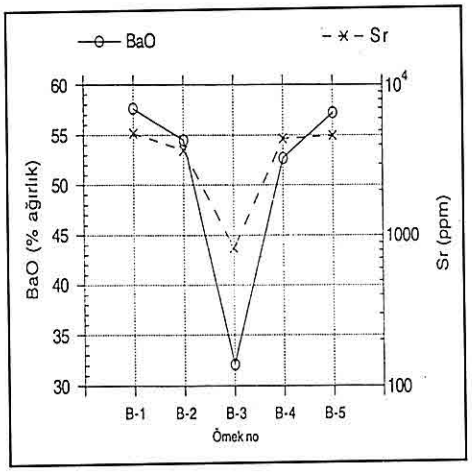
	B-1	B-2	B-3	B-4	B-5	B-6	B-7
BaO	57.6	54.5	32.1	52.7	57.2	656ppm	2619ppm
SO_3	30.10	28.5	16.8	27.6	29.9	a.e.	a.e.
SiO_2	4.60	1.80	0.09	0.97	0.13	87.47	81.80
TiO_2	0.13	0.13	0.06	0.12	0.14	0.19	0.23
Al_2O_3	3.6	3.3	1.0	2.9	3.4	6.3	8.4
FeO*	0.08	0.35	0.14	0.12	0.20	1.29	1.64
MgO	1.5	3.8	0.3	3.5	1.7	0.5	3.2
CaO	1.71	5.59	48.38	10.28	5.61	0.00	0.00
Na_2O	0.98	0.78	1.60	0.95	1.23	0.00	3.62
K_2O	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	4.07	5.15
Toplam	100.30	98.76	100.48	99.14	99.51	99.82	104.04
İz elm.							
Sr	4761	3669	824	4381	4597	19	28
Zn	41	525	2	2	452	77	72
Cu	110	127	26	95	188	3	36
Ni	11	5	3	6	2	2	4
Cr	148	21	1	36	29	10	10
Ce	168	142	172	198	134	26	27

* Toplam demir, a.e. Analiz edilmedi, Not: B-6 ve B-7 örnekleri yan kayaç tüf olup diğer örnekler barittir. Ayrıca t örneklerde BaO sütununda görülen değerler Ba değerleri olup ppm cinsindendir.

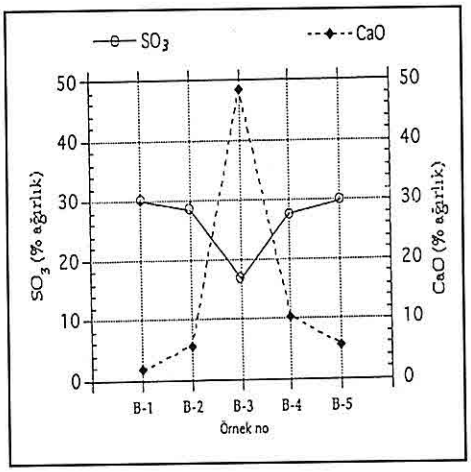
yapılan çalışmalarda BaO ile Sr arasında ayrıca da Sr ile Ce arasında pozitif bir korelasyonun varlığı görülmektedir (Şekil 4 ve 5). Buradan hareketle BaO ile Ce arasında da pozitif bir ilişkinin varlığından sözedilebilir. BaO ile SO_3 arasındaki pozitif korelasyon (Şekil 6), SiO_2 ile Al_2O_3 ve FeO arasında da gözlenmektedir (Tablo-1). Öte yandan SO_3 ile CaO arasında da negatif bir ilişki mevcuttur (Şekil 7).

4. TARTIŞMA VE SONUÇLAR

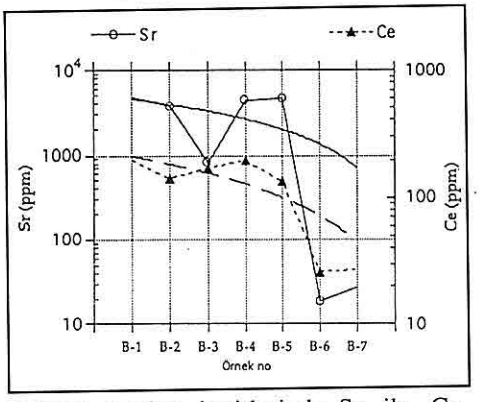
Bozkır yakınlarında, Güdürüf formasyonu içinde dar bir alanda ancak birçok sayıda yayılmış halde bulunan barit oluşumlarının yankayaç tüf ve kireçtaşlarıyla keskin dokanaklı olması cevherleşmenin hidrotermal süreçlerle ilişkili olduğunun en önemli göstergesidir. Barit-yankayaç sınırının keskin olması, cevherleşmenin metazomatik olmadığının bir delili olarak görülebilir. Baryumca zengin çözeltilerin tüf ve tüffitler içinde bulunan kırık ve faylar boyunca yükselirken basınç ve sıcaklık düşmesine bağlı olarak mineralleşip yine bu kırık ve faylar boyunca çökeldikleri düşünülmektedir. Formasyon üzerinde yer alan pelajik kireçtaşlarında barit cevherleşmesinin bulunmayışı cevherleşmenin sadece tüf ve tüffitlerle sınırlı, damar ve mercekler şeklinde olması strata-bound bir oluşuma



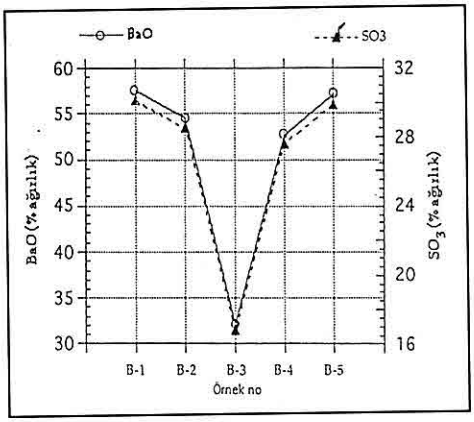
Şekil 4. Bozkır baritlerinde BaO ile Sr arasındaki pozitif korelasyon. Not: Grafiğin sağındaki y ekseni logaritmiktir.



Şekil 6. Bozkır baritlerinde BaO ile SO_3 arasındaki pozitif ilişki.



Şekil 5. Bozkır baritlerinde Sr ile Ce arasındaki pozitif korelasyon.



Şekil 7. Bozkır baritlerinde SO_3 ile CaO arasındaki negatif ilişki.

işaret eder. Üst seviyelerdeki tüflerle ardalanmalı gri - siyah renkli kireçtaşlarının Orta - Triyas yaşlı oluşu; cevherleşmenin Orta Triyas'da gerçekleştiğinin en önemli kanıtıdır. Baritin dışında herhangibir cevherleşmenin görülmemesi zuhurların monomineralik olduğunu gösterir.

BaO, Sr ve Ce arasındaki pozitif korelasyon mineralizasyon esnasında Ba, Sr ve Ce'nin mineralize çözeltilerde birlikte fraksiyonlaştığının bir göstergesidir. Elementlerin jeokimyasal akrabalığı dolayısıyle bu beklenen bir netice olmalıdır. SiO_2, Al_2O_3 ve FeO arasındaki pozitif korelasyon ise

mineralizasyon esnasında Si, Al ve Fe elementlerinin oksit fazını tercih ettiklerine işaret eder. BaO ile SO_3 arasındaki pozitif ilişki baryum (Ba^{+2}) ile sülfat iyonu (SO_4^{-2}) arasındaki kuvvetli afinite ile açıklanabilir. Nitekim Monnin ve Galinier (1988)'in yaptığı araştırmalar SO_2 iyonunun, çözeltilerde Ba^{+2} ve Ca^{+2} ile birlikte bulunması halinde önce baryumu tercih ederek barit mireralizasyonunu gerçekleştirdiği, şayet ortamda birleşmeden sonra artık SO_4 iyonu kalmışsa (Ortamın SO_4^{-2} konsantrasyonu oldukça yüksekse) jipsin oluşabildiğini göstermiştir. Bu durum aynı zamanda Bozkır baritlerindeki BaO ile CaO arasındaki negatif ilişkiyi de açıklar. Kalsiyum, baritlerin oluşumu esnasında daha çok karbonat fazında tüketilmiş olmalıdır. Zira örneklerin XRD grafikleri az veya çok kalsit mineralizasyonunun varlığını göstermektedir.

Maynard ve diğ. (1995) barit yataklarını tektonik yerleşimlerine göre kıtasal riftlerdeki ve orojenik bölgelerden uzak (peripheral foreland) barit yatakları diye iki gruba ayırmışlar ve monomineralik barit yataklarının oksijenli ve yarı-oksijenli ortamlarda oluştuğuna işaret etmişlerdir. Aynı yazarlar oksijensiz ortamda baryumun mineral olarak çökelemeyeceğini, buna mukabil Pb-Zn yataklarının teşekkül edebileceğini vurgulamışlardır. Volkanik yankayaçlı, eksalatif-sedimanter barit yataklarındaki baritlerde yeralan Sr'nin ise radyojenik olmadığı Maynard ve diğ. (1995) tarafından ayrıca ifade edilmektedir. Şayet, Maynard ve diğ. (1995)'nin bu yargıları doğru ise Bozkır baritleri yukarıdaki bulgulara göre Orta Triyas'da Anadolu'da bulunan kıtasal bir rifte bağlı olarak oluşmuş olmalılar (Muhtemelen Tetis'in Anadolu'ya uzanan kollarından birinin içinde veya kenarında, sığ-denizel bir ortamda). Maynard ve Okita (1991)'e göre manganez ve iz element içerikleri özellikle Zn ve Pb'nin çok düşük olması kıta kenarı barit yataklarının tipik özelliğidir. Çünkü denizel barit yataklarında barite Zn ve Pb mineralizasyonları da eşlik etmektedir. Bozkır baritlerinin monomineralik karekteri baritlerin kıtasal bir rifte bağlı olarak oluştukları savını kuvvetlendirmektedir. Bozkır baritlerinde ortalama 3646 ppm mertebesindeki Sr'nin en azından büyük bir kısmının radyojenik olmaması beklenilebilir. Kıta kabuğu kaynaklı, oldukça yüksek oranda radyojenik Sr Prekambriyen yaşlı stratiform barit yataklarında gözlenmektedir (Deb ve diğ. 1991).

Kumarapeli ve diğ. (1990), Güney Quebec'de (Kanada) Acton Vale Kireçtaşları içindeki barit yataklarında baryumun kaynağı olarak altere bazaltları göstermektedirler. Bazaltik kayaçlar modern barit-sulfit ve barit-silis bacalarında da baryumun kaynağıdır (Moore ve Stakes, 1990; Urabe ve Kusakabe, 1990). Bizim görüşümüze göre Bozkır baritlerinde de baryumun kaynağı muhtemelen baritlerin içinde bulunduğu riyolitik tüfler, yada bu tüflerin oluşumunu sağlayan volkanojenik çıkışlardır. Volkanik

kökenli bu baryuma barit oluşumu esnasında gri-siyah renkli kireçtaşlarından veya bu kireçtaşları içinde yer alan radyolaritlerden çözülen baryum da bir miktar katkı yapmış olabilir. Zira sedimanter süreçlerle ilişkili birçok barit yatağında baryumun kaynağı olarak radyolarit-diyatomit ve/veya organik kireçtaşları önerilmiştir (Church, 1979; Dehairs ve diğ., 1980; Bogoch ve diğ., 1986; Bishop, 1988; Graber ve Chafetz, 1990; Stamatakis ve Hein, 1993). Kireçtaşları içindeki organik malzemenin bozuşmasının ortamın pH'ını artırdığı ve bunun da barit mineralizasyonunu başlattığı bilinmektedir (Clark ve Moiser, 1989; Van Os ve diğ., 1991). Ancak Güdürüf formasyonu içindeki barit damarlarının keskin dokanaklı oluşu böyle bir kaynaktan gerek mineralizasyon öncesi, gerekse sonrası gerçekleşebilecek baryum göçünün yaygın alterasyona rağmen çok fazla önemli olmadığına işaret eder.

5. TEŞEKKÜR

Makalenin yazarları örneklerin XRD grafiklerinin çekilmesinde yardımlarını gördükleri Glasgow Üniversitesi Jeoloji Bölümünde görevli Dugie Turner ve Murdoch MacLeod'a, XRF analizlerini yapan John Gillece'e, ICP-MS analizlerini yapan Kate Simpson (İskoç Üniversiteleri araştırma ve reaktör merkezi)'a teşekkür eder.

6. KAYNAKLAR

Arslan, M., 1988, Karabayır-Soğucak (Bozkır) dolayının jeolojisi, barit ve kömür yatakları: Selçuk Üniversitesi, Mühendislik-Mimarlık Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Bitirme Ödevi (Yayımlanmamış).

Bishop, J. K. B., 1988, The barite-opal-organic carbon association in oceanic particulate matter: Nature, 332, 341-343.

Blumenthal, M., 1956, Karaman-Konya havzası güneybatısında Toros Silsileleri ve şist-radyolarit formasyonlarının stratigrafi meselesi: MTA Dergisi, 48, 1-36.

Bogoch, R., Buchbinder, B. ve Nielsen, H., 1987, Petrography, geochemisty, and evolution of barite concretions in Eocene pelagic chalks from Israel: Journal of Sedimentary Petrology, 57, 522-529.

Church, T. M., 1979, Marine barite: Mineralogical Society of America Short Course Notes, 6, 175-209.

Clark, S. H. B. ve Moiser, E. L., 1989, Barite nodules in Devonian shale and mudstone of western Virginia: U.S. Geological Survey Bulletin, 1880, 30p.

Deb, M., Hoefs, J. ve Baumann, A., 1991, Isotopic composition of two Precambrian stratiform barite deposits from the Indian shield: Geochimica et Cosmochimica Acta, 55, 303-308.

Dehairs, F., Chesselet, R. ve Jedwab, J., 1980, Discrete suspended particles of barite and the barium cycle in the open ocean: Earth and Planetary Science Letters, 49, 528-550.

Dinçer, M. A. ve Selvi, Y., 1983, Konya İli-Karaman (Habiller-Alanözü-Ağaçoba) Köyleri ve Bozkır-Söğüt Köyü civarı barit oluşuklarının ön raporu: MTA Raporu (Yayımlanmamış).

Gökdeniz, S.,1981, Recherches geologiques dans les Taurides Occidentales entre Karaman et Ermenek (Turquie):Le titre de docteur 3 eme cycle, Universite de Paris-Sud Centre D'Orsay, 202s.

Graber, K. K. ve Chafetz, H. S., 1990. Petrography and origin of bedded barite and phosphate in the Devonian Slaven Chert of Central Nevada. Journal of Sedimentary Petrograpy, 60, 897-911.

Kayabalı, İ. ve Ayhan, A., 1987, Habiller Köyü (Karaman-Konya) çevresinin maden jeolojisi raporu: MTA Raporu (Yayımlanmamış).

Koçyiğit, A., 1977, Karaman-Ermenek (Konya) bölgesinin tektoniği: Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 20, 1-8.

Kumarapeli, P. S., Kheang, L., Hoy. L. ve Pintson, H., 1990. Chalcopyrite-bornite and chalcopyrite-bornite-barite in the Acton Vale Limestone, southeastern Quebec: mineralized shelf-margin slivers in a Taconian nappe: Canadian Journal of Earth Science, 27, 27-39.

Maynard, J. B. ve Okita, P. M., 1991, Bedded barite deposits in the United States, Canada, Germany and China: Two major types based on tectonic setting: Economic Geology, 86, 364-376.

Maynard, J. B., Morton, J., Valdes-Nodarse, E. L. ve Diaz-Carmona, A., 1995, Sr isotopes of bedded barites: Guide to distinguishing basins with Pb-Zn mineralization: Economic Geology, 90, 2058-2064.

Monnin, C. ve Galinier, C., 1988, The solubility of celestite and barite in electrolyte solutions and natural waters at 25°C: a thermodynamic study: Chemical Geoloy, 71, 283-296.

Moore, W. S. ve Stakes, D., 1990. Ages of barite-sulfide chimneys from the Mariana Trough: Earth and Planetary Science Letters, 100, 265-274.

Özgül, N., 1976, Torosların bazı temel jeoloji özellikleri: Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 19, 65-78.

Sevim, İ., 1987, Üçpınar (Bozkır-Konya) yöresinin jeoloji incelemesi: S. Ü., Mühendislik-Mimarlık Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Bitirme Ödevi (Yayımlanmamış).

Stamatakis, M. G. ve Hein, J. R., 1993, Origin of barite in Tertiary marine sedimentary rocks from Lefka Island, Greece: Economic Geology, 88, 91-103.

Turan, A., 1997, Bağbaşı ve Korualan kasabaları (Hadim-Konya) arasındaki otokton ve allokton birliklerin stratigrafisi: Selçuk Üniversitesi, Mühendislik-Mimarlık Fakültesi Dergisi, 12 (1), 46-62.

Tuzcu, N., 1976, Toroslarda Karaman yöresindeki analsimli proklastiklerle ilgili gözlemler: Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 19, 77-84.

Urabe, T. ve Kusakabe, M., 1990. Barite silica chimneys from the Sumisu Rift, Izu-Bonin Arc: possible analog to hematitic chert associated with Kuroko deposits: Earth and Planetary Science Letters, 100, 283-290.

Van Os, B. J. H., Middelburg, J. J. ve de Lange, G. J., 1991, Possible diagenetic mobilization of barium in sapropelic sediment from the eastern Mediterranean: Marine Geology, 100, 125-136.

YERBİLİMLERİ ARALIK 1998 SAYI 33 ISSN 1019-1003
GEOSOUND DECEMBER NO

HİDROKARBON ARAMALARINDA SIVI KAPANIM VERİLERİNİN OLGUNLAŞMA PARAMETRESİ OLARAK KULLANILMASINA BİR ÖRNEK: EOSEN ANHİDRİTLERİ (HAFİK - SİVAS)

Orhan ÖZÇELİK, Fuat CEYHAN ve Mehmet ALTUNSOY
C. Ü., Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Sivas/Türkiye

ÖZET: *Sivas Tersiyer Havzasının önemli bir bölümünde yüzeyleyen Lütesiyen yaşlı Bozbel Formasyonu Konglomera, kumtaşı, çamurtaşı, şeyl, marn, kumlu kireçtaşı, killi kireçtaşı, tüfit, volkanik breş ve evaporitlerden oluşur. Üst düzeylerde yer alan jipsler içerisinde anhidritler de gözlenmiştir.*

Hafik güneyindeki Bozbel formasyonuna ait birimlerde petrol anakayası çalışmaları yapılmıştır. Bilinen yöntemler uygulanarak organik maddenin miktar, tür ve olgunlaşma dereceleri saptanmıştır. Bunun yanında anhidritlerdeki sıvı kapanım ölçümleriyle elde edilen 60°-90°C homojenleşme sıcaklığı değerleri ile organik ve inorganik jeokimyasal çalışmalar sonucu bulunan değerler deneştirildiğinde bir paralellik ortaya çıkmıştır. Bu sonuçlar sıvı kapanım çalışmalarında bulunan homojenleşme sıcaklıkları ile hidrokarbon oluşum zonlarının yorumlanabileceğini göstermiştir.

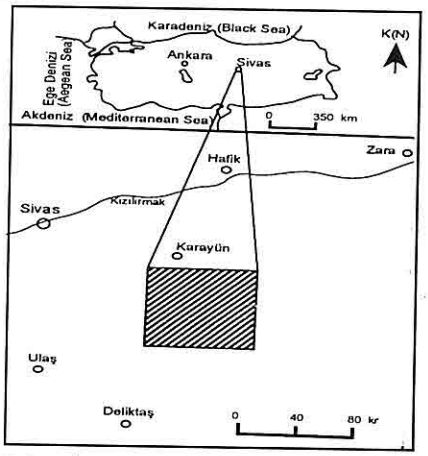
AN EXAMPLE THE USE OF FLUID INCLUSION DATA AS A MATURITY PARAMETER IN HYDROCARBON EXPLORATION: EOCENE ANHYDRITES (HAFİK-SİVAS)

ABSTRACT: *The Bozbel formation (Lutetian) what make up great part of the Sivas Tertiary Basin displays a range of lithofacies. The formation consists of conglomerates, sandstones, mudstones and shales, marls, limestones and sandy limestones, clayey limestones, tuffites, volcanic breccias and gypsum.*

Bozbel formation beds at the south of Hafik were studied as a petroleum source rock. Amount of organic matter, type and maturity degree were found employing known methods. Besides, measured fluid inclusion of anhydrite indicated ranges 60°C-90°C homogenisation temperatures (TH). Homogenisation temperatures of anhydrite fluid inclusions support organic and inorganic geochemical analysis results. These results proved that homogenisation temperatures will be used as a tool for interpreting hydrocarbon occurrence zones.

1. GİRİŞ

İnceleme alanı Sivas Tersiyer Havzası'nın orta bölümünde yer alır (Şekil 1).



Şekil 1. İnceleme alanının yer bulduru haritası.

Bu alanda geniş yüzlekler veren Lütesiyen yaşlı Bozbel formasyonunun üst düzeylerinde gözlenen jips katmanlarında anhidritler de belirlenmiştir. Formasyonu oluşturan birimlerden şeyller ve kireçtaşları ise organik madde açısından incelenmeye değer görülmüştür. Bu çalışma ile; toplam organik karbon miktarı, Rock - Eval pirolizi, vitrinit yansıması ölçümleri ve kil minerali analizi gibi ana kaya belirleme yöntemleri yanında sıvı kapanım incelenmesine de yer verilmiştir.

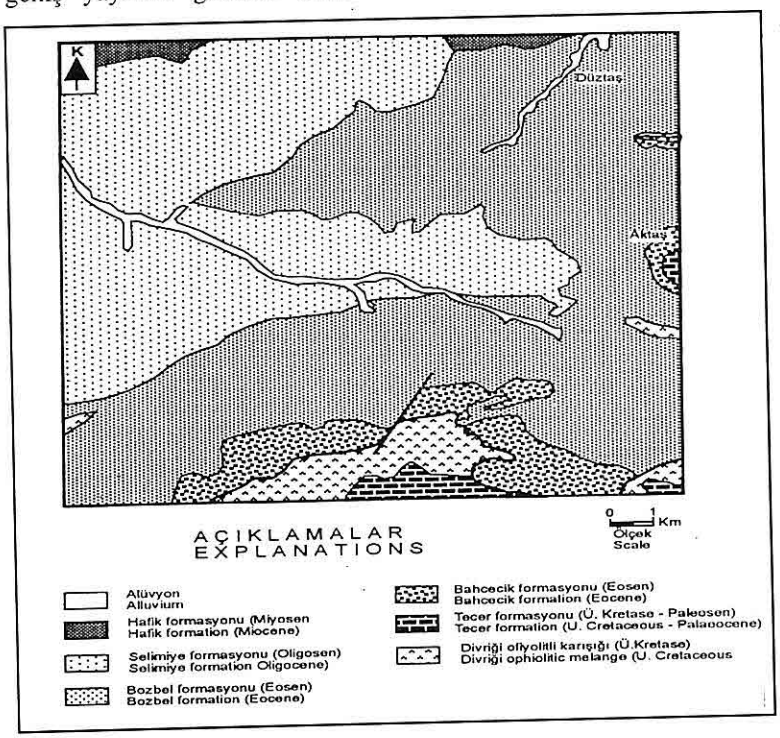
Sivas Tersiyer Havzasında ayrıntılı jeolojik çalışmalar 1970'li yıllarda başlamıştır. Kurtman (1973) bölgede çok geniş bir alanda formasyon adlaması yaparak bölgenin genel jeolojik ve tektonik özelliklerini ortaya koymuştur. Sungurlu ve Soytürk (1970) ile Meşhur ve Aziz (1980) gibi araştırıcılar yörede ilk petrol jeoloji amaçlı çalışmaları yapmışlardır. Daha sonra Korkmaz (1990) ile Özçelik ve Altunsoy (1991 ve 1996) özellikle Eosen yaşlı birimlerde organik jeokimyasal yöntemlerle petrol ana kayası çalışmaları gerçekleştirmişlerdir. Bölgede yukarıda anlatılanların dışında diğer jeolojik konularda da araştırmalar yer almaktadır. Bunlardan bazıları Gökçen (1981 ve 1982), Gökçe ve Ceyhan (1989), Tunç ve diğ., (1991), İnan ve diğ., (1993) ve Ceyhan (1996) tarafından yapılan maden yatakları, sedimantoloji ve tektonik ağırlıklı çalışmalardır.

Bu çalışmayla, sıvı kapanım yöntemi ile elde edilen homojenleştirme sıcaklığı yani mineral oluşum sıcaklığının, bilinen petrol ana kayası belirleme yöntemleriyle elde edilen hidrokarbon oluşum zonlarının deneştirilmesi ve sıvı kapanım bulgularının hidrokarbon oluşumunda olgunlaşma parametresi olarak kullanılabilirliğinin ortaya konması amaçlanmıştır.

2. GENEL JEOLOJİ

İnceleme alanı; Ketin (1966) tarafından Anatolit Tektonik Birliği olarak tanımlanan birliğin doğu ucunda Sivas Tersiyer Havzası içinde yer alır. Havza kuzeyde Tokat Metamorfitleri ve Tekelidağ karışığı (Yılmaz, 1981), güneyde ise Munzur kireçtaşları (Üst Karbonifer - Alt Kretase) ve üzerine tektonik dokanaklı olarak gelen Divriği ofiyolitli karışığı tarafından sınırlandırılır.

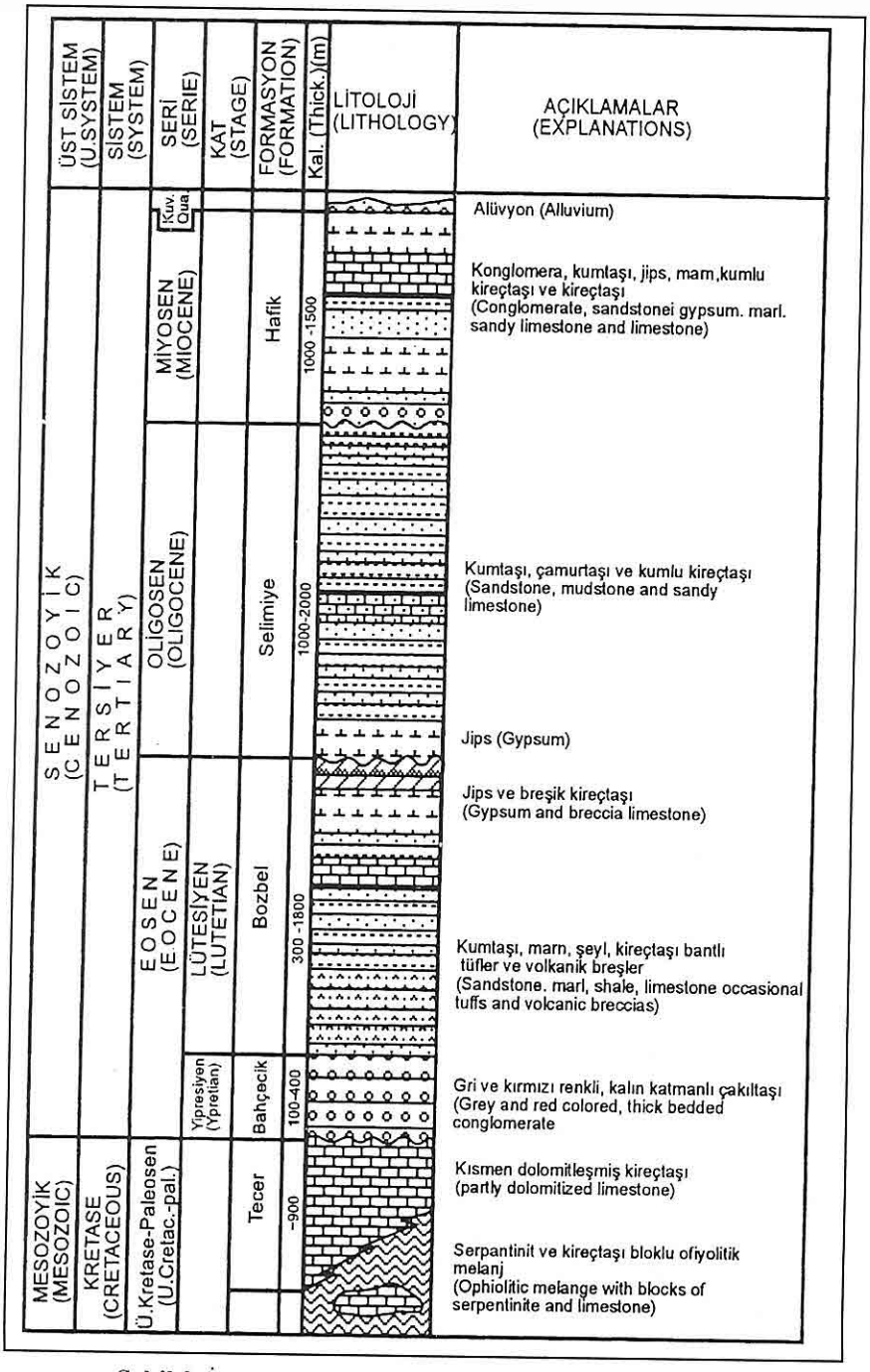
Çalışılan alan içerisinde Üst Kretase'den güncel'e kadar farklı tür ve yaşlarda geniş yayılımı görülen kalın sedimanter bir dizilim gözlenmektedir (Şekil 2 ve 3).



Şekil 2. İnceleme alanının basitleştirilmiş jeoloji haritası.

Bu dizilimin en alt bölümünde yer alan Divriği ofiyolitli karışığı serpantinit, dunit, radyolarit, amfibolit ve kireçtaşı bloklarından oluşur (Tunç ve diğ., 1991). Üst Kretase - Paleosen yaşlı Tecer formasyonunu oluşturan şelf kireçtaşları Divriği ofiyolitli karışığını ve diğer genç birimleri tektonik olarak üstler. Bu temel birimler İpresiyen yaşlı Bahcecik formasyonuna ait polijenik çakıltaşları tarafından uyumsuzlukla örtülür. Daha sonra, egemen olarak türbiditlerden oluşan Lütesiyen yaşlı Bozbel formasyonu yer alır.

Bu formasyonu jips, kumtaşı, çamurtaşı ve kumlu kireçtaşının bol olduğu kırmızı - bordo ve yeşil renklerdeki çökellerden oluşan Oligosen yaşlı Selimiye formasyonu uyumsuz olarak takip eder. Genellikle kırmızımsı renklerdeki konglomera, kumtaşı, jips, marn, kumlu kireçtaşı ve kireçtaşından oluşan Miyosen yaşlı Hafik formasyonu uymsuzlukla Selimiye formasyonunu izler. Miyosen birimleri alüviyal çakıltaşı, kumtaşı, silttaşı ve kiltaşından oluşan Kuvaterner yaşlı flüviyal sedimanlarla örtülür.



Şekil 3. İnceleme alanının genelleştirilmiş dikme kesiti.

Bölgesel olarak inceleme alanı birçok deformasyon fazından etkilenmiştir. Bunun sonucu olarak büyük ve küçük ölçekli kıvrımlar, bindirmeler ve ters faylar oluşmuştur. Genel etkilenim KD - GB doğrultusundadır.

Bozbel Formasyonunun Stratigrafisi

Bozbel formasyonu genel olarak çakıltaşı, kumtaşı, marn, şeyl, kireçtaşı, tüf, volkanik breş, jips ve breşik kireçtaşlarından oluşur. Çakıltaşları karbonat çimentolu olup çakılları Mesozoyik kireçtaşları ile ofiyolit kayaç parçalarından oluşmuştur. Kumtaşları ise yeşilimsi gri ve yeşil renkli, orta - kalın katmanlı, orta - iyi çimentoludur. Katman kalınlığı azaldıkca çimentolanma derecesi de artmaktadır. Kumtaşı katmanlarında oluk ve kaval yapıları ile sürüme izleri ve yük kalıpları gözlenmekte, bunların dışında laminalı ve teknemsi çapraz katmanlarda izlenmektedir.

Kumtaşları üzerine gri, siyahımsı gri renkli, katmanlı, katman kalınlığı 10-20 cm arasında değişen kalınlıklarda, H_2S kokulu, ince laminalı, iyi çimentolu, çatlaklı, kırıklı ve kırıkları kalsit dolgulu şeyl katmanları gelir. Şeyllerde bol miktarda organik madde izleri gözlenmiştir. İnceleme alanının kuzeydoğusunda çakıltaşı ve kumtaşlarının arasına gelen düzeylerde tüf ve volkanik breşler gözlenmiştir. Tüf ve volkanik breşler alt düzeylerde yeşil ve gri renkli olup üst düzeylerde sarımsı ve gri renklidirler. Tüflerin mikroskopik incelemelerinde bileşenlerin % 50'si kuvars kristallerinden oluşmuştur ve bunlar kristal tüf olarak adlandırılabilir.

Tüf ve volkanik breşler üzerine kumtaşı, marn, şeyl ve kumlu kireçtaşı ardalanımı gelmektedir. Marnlar, sarımsı yeşil renkli 5-7 m arasında değişen kalınlıklardadır. Marnların üzerinde ise açık kahve renkli, katmanlı, katman kalınlığı 5-15 cm arasında değişen kalınlıkta kumlu kireçtaşları görülür. Kumlu kireçtaşı katmanları normal derecelenmeli, laminalanmalı, orta - zayıf çimentolu ve fosillidir. Bunların jips ile kontağında, yer yer çatlak dolgusu şeklinde sölestin mineralleşmesi bulunmaktadır. Üst kısımlarda bulunan kumtaşı - kumlu kireçtaşı ve marn ardalanımı beyaz ve kirli beyaz renkli, katmanlı ve katman kalınlığı 5 cm ile 4 m arasında değişir. Kalınlığı yanal olarak artmaktadır. Kalınlığın artmasına paralel olarak katmanlar tıkızlaşmaktadır. Bu kalın jips tabakaları içinde kenarlarından itibaren jipse dönüşen anhidrit blokları bulunmaktadır. Anhidrit kristalleri yarı özşekilli, özşekilsiz, dörtgenimsi olup kenarlarından itibaren selenitik jipsler tarafından aşındırılmış ve boşlukları bu jipsler tarafından doldurulan yönlenmesiz kristaller şeklinde gözlenmiştir. En üst düzeylerinde ise beyaz renkli, katmanlı, katman kalınlığı 1-2 m arasında değişen, oldukça sert, tıkız, yer yer parçalanmış ve oldukça çatlaklı anhidrit katmanları yer alır.

Anhidrit katmanlarından alınan örneklerin mikroskopik incelemelerinde, yarı özşekilli, özşekilsiz, uzun dikdörtgen şekilli, iyi dilinimli, ikinci girişim renkli, tane kenarları girintili-çıkıntılı, yönlenmemiş kristalli ve boşluklarındaki

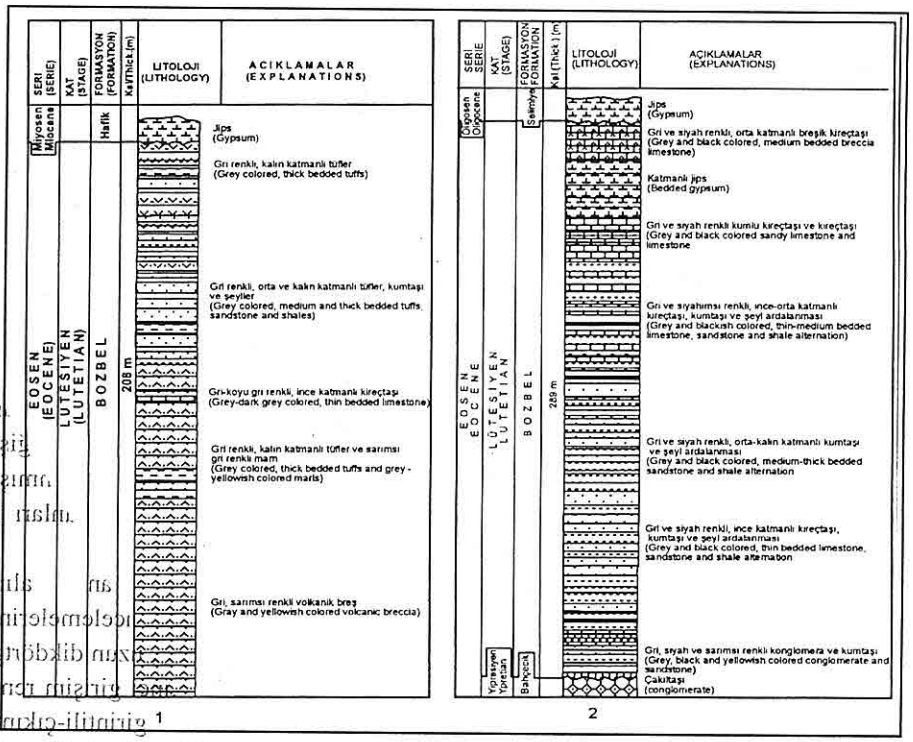
dolgular da anhidritleşmiş olan mozayik dokulu anhidritler oldukları saptanmıştır. Bunların içerisinde sölestin, kalsit ve jips mineralleri de gözlenmiştir. Bozbel formasyonu en üstte koyu gri-siyahımsı ve yeşilimsi renkli kumtaşı ile iyi katmanlanmalı ve yer yer breşik özellik kazanmış kireçtaşları ile son bulur.

Bozbel formasyonundan iki ayrı yerde ölçülü dikme kesit alınmıştır. Bunlardan ilki Aktaş ölçülü dikme kesiti olup kalınlığı 289 m dir. Bu kesitin üst düzeylerinde daha önce de değinildiği gibi jips ve anhidrit düzeyleri belirlenmiştir. İkinci ölçülü dikme kesit ise Düztaş yöresinden alınmış ve kalınlığı 209 m olarak ölçülmüştür (Şekil 4).

Bölgede yapılan diğer çalışmalarda dikkate alındığında inceleme alanında Bozbel formasyonunun kalınlığı 208 m. ile 1800 m. arasında değişmektedir. *Morozovella aragonensis* (NUTTALL), *Morozovella* sp. Mikrofosillerine dayanarak formasyonunun yaşı Lütesiyen (Eosen) olarak belirlenmiştir.

3. ANA KAYA OLGUNLAŞMA İNCELEMELERİ

Ekonomik miktarda petrol veya doğal gaz üretmiş, organik maddece zengin, gri ve siyah renkli, ince taneli çökeller petrol ana kayası olarak tanımlanırlar (Guillemont, 1964; Dow, 1978). Bir kayacın jeolojik devirler boyunca petrol



Şekil 4 Bozbel Formasyonundan alınan ölçülü dikme kesitler, 1- Düztaş kesiti, 2- Aktaş kesiti.

üretip üretmediği çeşitli organik ve inorganik laboratuvar analizleriyle ortaya konulabilmektedir. Kayaçlar içerisinde yer alan organik maddeler belirli fiziko-kimyasal koşullar sonucunda diyajenetik, katajenetik ve metajenetik evreleri geçirirler (Tissot ve Welte, 1984). Organik maddenin bu evrelerdeki durumuna göre petrol ve gaz oluşumu gerçekleşir. Meydana gelecek olan ürünlerin cinsini organik maddenin türü ve olgunluğu da belirlemektedir (Vanderbroucke ve diğ., 1976; Durand ve Espitalié, 1976; Bostick, 1979). Organik maddenin olgunluğunu belirlemek amacıyla vitrinit yansıması ölçümleri, Rock - Eval pirolizleri ve spor renk indisi gibi bazı organik jeokimyasal analizlerle kil ve zeolit minerali analizleri gibi bazı inorganik çalışmalar yapılmaktadır. Bu çalışmada yukarıda adı geçen analiz yöntemleri gerçekleştirilmiş, elde edilen sonuçlar daha sonra değinilecek olan sıvı kapanım analiz sonuçlarıyla korele edilmiş ve bazı sonuçlara varılmıştır. Toplam organik karbon (TOC), Rock - Eval pirolizi analizleriyle vitirinit yansıması ölçümleri Geochem Laboratuvarlarında (Chester - İngiltere), kil minerali analizleri ise Keele Üniversitesi (Keele - İngiltere) laboratuvarlarında yapılmıştır.

Toplam organik karbon miktarı (TOC)

Bozbel formasyonuna ait ana kaya özelliği taşıyan birimlerin toplam organik karbon miktarını belirlemek için ölçülü dikme kesitler boyunca derlenen örneklerden yararlanılmıştır. Aktaş ölçülü dikme kesitinde 8 örnekte, Düztaş ölçülü dikme kesitinde ise 1 örnekte toplam organik karbon miktarı ölçülmüştür (Tablo 1).

Tablo 1. Toplam organik karbon analiz sonuçları.

Örnek No	Toplam organik karbon (%)	Dağılım ve ortalama
001	0,47	0,09 - 0,47 0,17
002	0,09	
003	0,11	
004	0,11	
005	0,13	
006	0,14	
007	0,18	
008	0,23	
012	0,09	

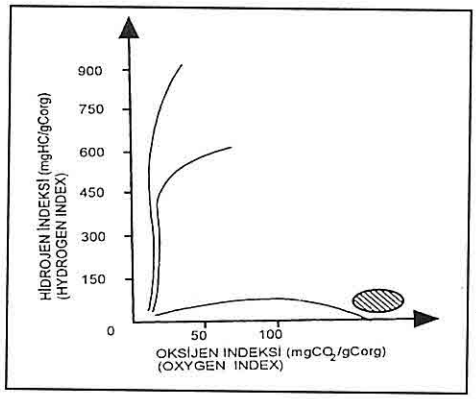
Bu değerler % 0.09-0.47 arasında değişmekte olup ortalaması % 0.17 dir. Ana kaya sınıflamalarına göre petrol oluşum potansiyeli açısından Bozbel formasyonu zayıf ana kayaya işaret etmektedir (Durand ve diğ., 1972; Jonathan ve diğ., 1976; Thomas, 1977; Kraus ve Parker, 1979).

Rock - Eval analizleri

Rock-Eval analizi, organik maddenin türü ve evriminin belirlenmesinde kullanılan yöntemlerdendir. Bu çalışmalar ile ana kayaların petrol ve gaz potansiyeli, organik maddenin tipi ve olgunluk derecesi ortaya konulabilmektedir (Espitalié ve diğ., 1977).

İnceleme alanında ana kaya özelliği taşıyan Bozbel formasyonundan alınan örneklerden 9 adedinde Rock-Eval pirolizi yapılmıştır. Elde edilen Toplam Organik Karbon oranı, S1, S2 ve S3

değerlerinden Hidrojen indeksi (HI) ve Oksijen ındeksi (OI) bulunarak Van Krevelen diyagramına ugulanarak her örneğin kerojen tipi saptanmıştır (Şekil 5).



Şekil 5. Rock-Eval pirolizi sonuçlarına göre Van Krevelen diyagramında kerojen tipleri (Espitalié ve diğ., 1977).

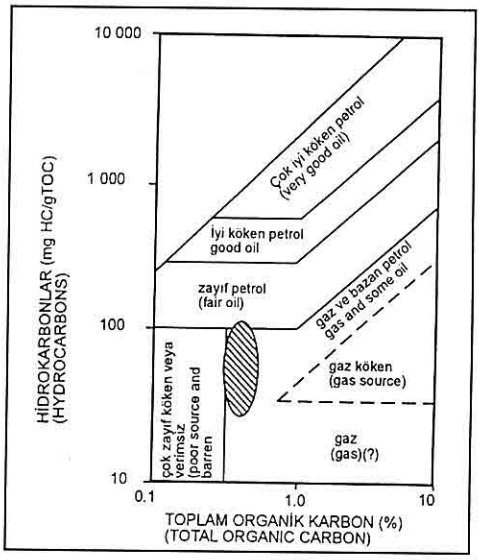
Toplam organik karbon ve Rock-Eval sonuçları Tablo 2' de özetlenmiştir ve bu değerlere göre HI düşük, OI ise yüksektir.

Tablo 2. Organik jeokimyasal analiz sonuçları.

Toplam organik karbon (TOC)(%)	0,09-0,-47
Egemen organik madde	karasal
Vitrinit yansıması (Ro)(%)	0,90-0,96
S1 (mgHC/gCorg)	0,07-0,08
S2 (mgHC/gCorg)	0,09-0,21
S3 (mgHC/gCorg)	0,54-0,78
Hidrojen indeksi (HI)	56-131
Oksijen indeksi (OI)	337-487
Tmax (^{0}C)	452-470
Jenetik potansiyel	0,16-0,29
Üretim indeksi	0,28-0,43

Sonuçlar; Bozbel formasyonuna ait örneklerin karasal organik maddelerden türemiş 3. Tip kerojenden oluştuğunu göstermektedir (Şekil 5).

Analizi yapılan örnekler Jackson ve diğ. tarafından yapılan köken zenginliği diyagramına uygulanmıştır (Şekil 6). Buna göre, incelenen örneklerin zayıf kökenli petrol ve gaz oluşturma kapasitesinde oldukları görülmüştür.



Şekil 6. Hidrojen indeksi ve toplam organik karbon değerlerine göre köken zenginliği diyagramı (Jackson ve diğ., 1985).

Rock-Eval pirolizleri sırasında açığa çıkan ısı, olgunluk göstergesi olarak kullanılabilmektedir. Tmax, pirolizin en yüksek ısısını gösteren bir parametredir. Bu ısı ise S2 pikinin maksimuma eriştiği değere karşılık gelmektedir. Artan derinlikle birlikte Tmax ısısının değeri de artmaktadır (Espitalié ve diğ., 1977). Bu ısı 430 °C den düşük olduğu zaman diyajenetik zonu, 430 °C - 465 °C arasında olduğu zaman katajenetik zonu,

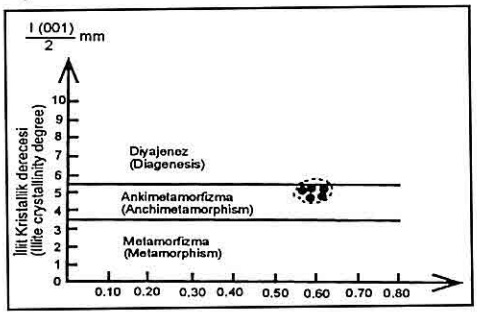
465 °C 'den büyük olduğu zaman da metajenetik zonu vermektedir. Analiz sonuçlarına göre Tmax değerleri 452-470 °C arasında olup katajenez zonuna işaret etmektedir.

Vitrinit Yansıması Ölçümleri

Organik madde olgunluğunun belirlenmesi amacıyla organik madde yoğunlaştırılabilen örneklerden kalıplar hazırlanmış ve bunlardan 6 tanesinde vitrinit yansıma değerleri ölçülebilmiştir. Tissot ve Welte (1984) sınıflamasına göre ölçümü yapılan maserallerde değerler 0.90-0.96 % arasında değişmekten olup ortalamsı ise 0.93 % dür. Bu veriler Rock-Eval pirolizi ile elde edilen sonuçları desteklemektedir ve katajenez evresine işaret etmektedir. Bozbel formasyonu kerojen slaytlarının mikroskobik incelemesi amorf organik madde varlığı yanında karasal organik madde miktarının egemen olduğunu göstermiştir. Bunlar daha çok odunsu ve kömürsü niteliktedirler. Kerojen slaylarında genellikle açık kahverengi olmak üzere kahverenginin değişik tonlarında spor renkleri izlenmiştir.

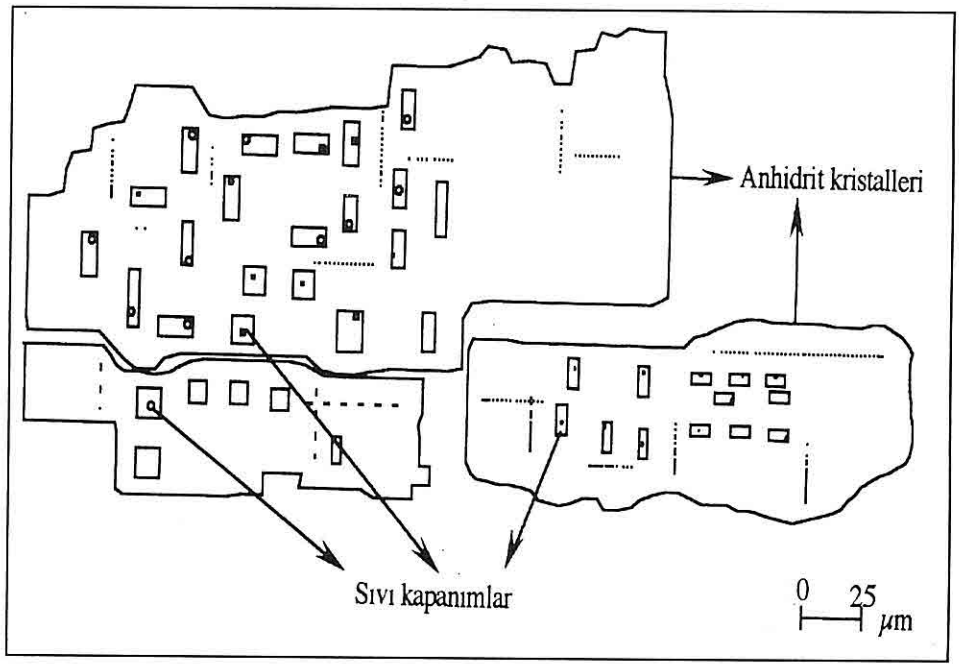
Kil Mineralleri Analizi

Standart X-Ray Difraksiyonu yöntemiyle çalışılarak 13 örnekte kil minerali elde edilmiş ve kil mineral parajenezleri ortaya konulmuştur. En yaygın kil minerali korensit olup bunu illit ve smektit izlemektedir. Bilindiği gibi likid hidrokarbon göçü, büyük ölçüde smektitin kil mineral grupları içerisinde transformasyonu yardımıyla olabilmektedir (Dunoyer de Segonzac, 1969). Bu yoruma göre Bozbel formasyonu diyajenez sonu, katajenez başlangıcında yer almaktadır. Ana kaya özelliği taşıyan formasyonda kırıntılı kayaçların yaygın olması bölgede egemen olarak detritik sedimantasyon çökeliminin egemen olduğunu göstermektedir. Bu özellik difraktomları çekilen kil minerallerinde de açıkça görülmektedir. Detritik kil minerallerinin çokluğu yanında yaygın illit oluşumuna rağmen 6 adet örnekte illit kristallenme derecesi ölçülmüştür. Değerler 4-6 mm arasındadır ve bu sonuçlar geç diyajenez - ankimetamorfik zona işaret eder (Şekil 7).



Şekil 7. İllit kristallik derecesi

Volkanoklastik sedimentlerdeki zeolitlerin büyük bölümü düzenli bir gömülme diyajenezi gösterir. Gömülme sırasında mineral zonlanması ısıya bağlıdır. Bu özellikleri nedeniyle zeolitler petrol ana kayası çalışmalarında olgunlaşma göstergesi olarak kullanılabilmektedirler. İnceleme alanının doğusunda, aynı yaştaki birimlerde zeolit mineralleri belirlenmiştir (Altunsoy, 1993). Analsim ve albitten oluşan bu zeolit minerallerinin oluşum ısı aralığı 91-150°C dir.

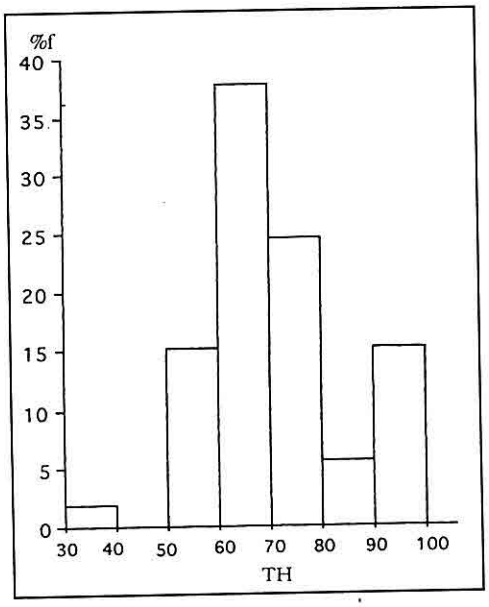


Şekil 9. Anhidrit kristallerindeki sıvı kapanımları.

tipi kondansör (long distance working condenser) 40X büyütmeli objektif ve Linkam TH 600 dondurma-ısıtma sistemi monte edilmiş, alttan aydınlatmalı polarizan mikroskop ile Cumhuriyet Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü Maden Yatakları-Jeokimya Anabilim Dalı Cevher Mikroskobisi Laboratuvarında incelenmiştir. Sıvı kapanım için örnekler ince levhalar halinde kuru olarak kesilmiş ve deviri ayarlanabilen disk (150 dev/ dakika) üzerinde aşındırma işlemleri yapılmıştır. İnceltilip aşındırılan kesitler soğuk yapıştırma tekniği ile camlara yapıştırılmış ve levhaların iki yüzeyide 100 devir/dakika hızlı disk üzerinde parlatılmıştır. Parlatma işlemi sırasında su kullanılmamıştır. Ölçümlerde kapanımlar 0.1-5°C/dak arasında değişen hızlarda ısıtılarak homojenleşme sıcaklıkları (TH) ölçülmüştür. Homojenleşme sıcaklıklarının ölçümünde 30°C'a kadar 5 dakika ısıtma hızı ve homojenleşme sıcaklıklarına doğru ise 30°C'dan sonra ise 0.5°C /dakika ve homojenlejme sıcaklığına çok yaklaşıldığında ise 0.1 °C/dakika ile ısıtma işlemleri yapılmıştır. Homojenleşme sıcaklıklarında ölçümler tekrarlanabilir olup, kapanım bir kaç ölçümden sonra değerlendirilmiş ve sızma ve çatlamalar ölçümler sırasında gelişmemiştir. İncelenen anhidritlerin yüzeysel koşulda oluşmaları nedeniyle kapanımlarda basınç düzeltmesi yapılmamıştır. Çünkü yüzeysel ortamlarda basınç sıcaklık üzerinde etken

olmayıp, ancak derin ve yüksek sıcaklıklarda oluşmuş minerallerde gelişmiş kapanımlarda etken olduğundan bu tür kristallerdeki kapanımlarda basınç düzeltmesi gerekir. Bu sıcaklıklardan yararlanılarak mineral oluşum sıcaklığı belirlenmeye çalışılmıştır. İncelemelerde kullanılan Linkam TH 600 sisteminin hassasiyeti + 0.1 °C den daha iyi olup, tekrarlanan ölçümler sırasında göz hata payının ise + 0.5 °C den daha az olduğu da görülmüştür. Dolayısıyla ölçüm sonuçlarının hata payı + 0.5 °C den daha azdır.

Bozbel formasyonunun üst düzeylerinde bulunan anhidritlerdeki sıvı kapanım homojenleşme değerleri (TH) Şekil 10' da görülmekte olup 52,4°C ile 95,9°C arasında değişmektedir. Bu TH değerleri 60 °C ile 70 °C aralığında yoğunlaşmaktadır. Homojenleşme sıcaklıkları ve dolayısıyla da oluşum sıcaklıkları bakımından her iki örnekteki anhidrit kristalleri arasında bir fark olmadığı gözlenmiştir.



Şekil 10. Anhidrit kristallerinde ölçülen homojenleşme sıcaklık (TH) değerlerinin % frekans diyagramı.

6. SONUÇLAR

Sivas Tersiyer Havzasının orta bölümlerini oluşturan Hafik güneyi yöresinde yüzeyleyen Lütesiyen yaşlı Bozbel formasyonundan iki adet ölçülü dikme kesit alınarak, istif ortaya konmuştur.

Bozbel formasyonuna ait şeyl ve kireçtaşı örneklerinden ölçülen Toplam Organik Karbon değerleri 0.09-0.47 % arasında değişmekte olup birim organik maddece zengin değildir.

Rock-Eval analizi sonuçlarına göre bütün örneklerde hidrojen ineksi (HI) düşük, oksijen indeksi (OI) ise yüksektir. Egemen organik madde karasal maddelerin yaygın olduğu 3. Tip kerojen olup hidrokarbon oluşturma potansiyeli düşüktür. Ancak gaz oluşturma potansiyelinden söz edilebilir. Tmax değerleri 452-470 °C arasında elde edilmiş olup katajenez evresine işaret etmektedir.

Vitrinit yansıma değerlerinin ortalaması 0.93 olup katajenetik evreye karşılık gelir. Petrol jenerasyonu açısından ise olgun safhayı göstermektedir.

Egemen kil mineralleri korensit, illit ve smektittir. İllit kristallenme derecelerinin ölçümünde Geç Diyajenez ve Ankimetamorfizma evrelerine karşılık gelen zonlar belirlenmiştir.

Bozbel formasyonunun üst düzeylerinden alınan örneklerde belirlenen anhidrit örneklerinde CH_4 kapanımları tespit edilmiştir. Anhidrit minerali üzerinde yapılan homojenleştirme çalışmalarıyla mineral oluşum sıcaklığının 60-90°C arasında olduğu görülmüştür. Bu veri daha önceki parametreleri desteklemekte olup geç diyajenez ve ankimetamorfizma evresine işaret eder.

Anhidritlerdeki birincil sıvı kapanımların varlığı, bu verilerin hidrokarbon aramalarında bir olgunluk parametresi olarak kullanılabileceğini, elde edilen sonuçlarla parelelliği ortaya koymuştur.

7. KATKI BELİRTME

Araştırmacılar, makalenin hazırlanması sırasında yardımı nedeniyle Arş.Gör. Nazan Yalçın (C.Ü.)'a teşekkür ederler.

8. KAYNAKLAR

Altunsoy, M., 1993, Karacaören (imranlı) - Diktaş (Divriği) yöresi Tersiyer çökellerinin sedimanter petroloji, petrol ana kayası ve organik fasiyes özelliklerinin incelenmesi: C.Ü.Fen Bilimleri Ens., Doktora Tezi, 278s (yayınlanmamış).

Braitcsh, O. 1971, Salt Deposits Their origin and Composition. 297p. New York, Berlin, Springer-Verlag.

Ceyhan, F., 1996, Sivas çevresindeki sölestin yataklarının jeolojisi, oluşumu ve kökeni: C.Ü. Fen Bilimleri Ens., Doktora Tezi, 223s (Yayınlanmamış).

Dow, W.G., 1978, Petroleum source beds on continental slope and rises: AAPG Bull., 62, 1584-1606.

Dunoyer de Segonzac, G., 1969, Les minÈraux argileux dans la diagenese passage au metamorphisme: Memorie du service de la Carte GÈol d'Alsace et de Lorraine, 29, 320p.

Durand, B., ve Espitalié, J., 1976, Gochemical studies on the organic matter from the daula Baisn II. Evoluation of kerogen: Geochim Cosmochim Acta, 40, 801-808.

Espitalié, J., Madec, M., ve Tissot, B., 1977, Sorce rocks characterization, 9 th. Offshore technology conference, 3, 439-444.

Eugster, H.P., Harvie C.E ve Weare J.H. 1980, Mineral Equilibria in six Compenent Seawater System Na-K-Mg-Ca-SO4-Cl-H2O at 25°C. Geochim. Cosmochim. Acta. V.44., p. 1335-1347.

Gökçe, A., ve Ceyhan, F., 1988, Sivas güneydoğusundaki Miyosen yaşlı jips çökellerinin stratigrafisi, yapısal özellikleri ve oluşumu: C.Ü. Müh. Fak. Derg., Seri-A, Yerbilimleri, 5, 1, 91-111.

Gökçen, S.L., 1981, Zara - Hafik güneyindeki Paleojen istifinin sedimantolojisi ve paleocoğrafik evrimi: Yerbilimleri 8, 1-21.

Gökçen, S.L., 1982, Zara - Hafik (SE-Sivas) ve Refahiye (SW-Erzincan) bölgeleri Eosen flişinin sedimanter petrolojik karşılaştırılması: Yerbilimleri 9, 141-147.

Guillemont, J., 1964, Courd de geologie du petrole, Sociate des editions technip., Paris.

Hardie, L.A.,1967, The Gypsum-Anhydrite Equlibrium At One Atmosphere Pressure. The American

Mineralogist, V. 52, s.171-197.

Heydari E. 1997., The Role Of Bruial Diagenesis in Hydrocarbon Destruction and H2s Accumulation, Upper Jurasic Smackover Formation, Black Creek Field, Mississippi. AAPG Bult. V.81, No.1., p. 26-45.

Holliday, M. A.,. 1973, Early Diagenesisi ān Nodular Anhydrite Rocks. āns. Min. Metal. Aug. B , p.81 - 84.

İnan, S., Öztürk, A., ve Gürsoy, H., 1993, Ulaş - Sincan (Sivas) yöresinin stratigrafisi: Doğa - Türk Yerbilimleri Derg., 2, 1-15.

Jonathan, D., Le Tran, K., Oudin, J.L., ve Van der Weide, B.M., 1976, Les Methodes d'etude physico - chimique de la matiere organique: Bull Centre Rech. Pau., SNPA, 10, 89 -108.

Ketin, İ., 1966, Türkiyenin tektonik birlikleri: MTA Derg., 66, 20-35.

Korkmaz, S., 1990, Sivas Havzasında ana kaya fasiyesi ve petrol oluşumunun jeokimyasal yöntemlerle araştırılması: Jeoloji Mühendisliği Derg., 37, 61-68.

Kraus, G.P., ve Parker, G.A., 1979, Geochemical evaluation of petroleum source rock in Bonaparte Gulf - Timor Sea Region. NW Australia: AAPG Bull., 63, 2021 - 2041.

Kurtman, F., 1973, Sivas-Hafik-Zara ve ımranlı bölgesinin jeolojik ve tektonik yapısı: MTA Derg., 80, 1-32.

Meşhur, M., ve Aziz, A., 1980, Sivas Baseninin jeolojisi ve hidrokarbon olanakları: TPAO Rap. No:1530 (Yayınlanmamış).

Moller. N., 1988, The Prediction of Mineral Solubilities in Natural Waters: A Chemical Equilirium Model for Na-Ca-Cl-SO4-H2O system to high Tempereture and Concentration. Geochim. Cosmo. Act. V.52., p. 821-837.

Mossop, G.D. ve Shearman, D.J. 1973, Origin of Secondary Gypsum. İnst. Min. Metal. November. B, p. 147 - 153.

Özçelik, O., ve Altunsoy, M., 1991, Bolucan (Zara - Sivas) yöresinde Selimiye formasyonunun (Oligosen) organik fasiyes özellikleri: Akdeniz Üniv., Isparta Müh. Fak. Derg., 6, 145-153.

Özçelik, O., and Altunsoy, M., 1996, Clastic petrofacies, provenance and organic facies of the Bozbel Formation (Lutetian) in the Eastern Sivas Basin (Turkey): Marine and Petroleum Geology, 13, 5, 493-501.

Roedder, E.,. 1984, Fluid İnclusions. Minerological Society of America. V 12, 646 p.

Shepherd, T.J., Rankin, A.H. ve Alderton, D.H.M. 1985, A practical Guide to Fluid Inclusion Studies. Blackie and Son Limited. Glaskow 239 p.

Sonenfield, P. Ve. Perthuisot., J.P. 1989. Brines and Evaporites. Short Course Presented at the 28th International Geological Congres V.3, p.126.

Sungurlu, O., ve Soytürk, N., 1970, Sivas Havzası ve civarının jeoloji etüdü: TPAO Rap. No:570 (yayınlanmamış).

Thomas, B.M., 1979, Geochemical analysis of hydrocarbon occurrences in Northern Perth Basin, Australia: AAPG Bull., 63, 1092-1107.

Tissot, B., and Welte, D.H., 1984, In: Petroleum formation and occurrence: Springer-Verlag.

Tunç, M., Özçelik, O., Tutkun, S.Z., ve Gökçe, A., 1991, Divriği-Yakuplu-Ilıç-Hamo (Sivas) yöresinin temel jeolojik özellikleri: 15, 225-245.

Vanderbroucke, M., Albrecht, P., ve Durand, B., 1976, Geochemical studieson the organic matter from the Duala Basin III. Comparison with the early Toarsian shales: Geochim Cosmochim Acta, 40, 1241-1249.

Warren, J, K. , 1989, Evaporite Sedimentology. 285p. Prenci Hall New Jersey.

Yılmaz, A., 1981, Tokat ile Sivas arasındaki bölgede ofiyolitli karışığın kökeni, iç yapısı ve yerleşme yaşı: T.J.K.Bült., 24/1, 31-38.

YERBİLİMLERİ GEOSOUND | ARALIK DECEMBER 1998 | SAYI NO 33 | ISSN 1019-1003

GÜMÜŞHACIKÖY (AMASYA) Pb-Zn YATAKLARI ÇEVRESİNDE DEREKUMU ÖRNEKLERİ JEOKİMYASI İNCELEMELERİ

Ahmet GÖKÇE ve Gülcan BOZKAYA
C.Ü., Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Sivas/Türkiye

ÖZET : *Gümüşhacıköy (AMASYA)' e bağlı Gümüş Nahiyesi yakınlarındaki gümüşce zengin kurşun-çinko yataklarının varlığı uzun zamandır bilinmektedir. Bu çalışmada, bilinen yatakların batıya doğru devamlılıklarını araştırmak amacıyla yapılmış jeoloji ve derekumu örnekleri jeokimyası incelemelerinin sonuçları tartışılmaktadır.*

Yataklar çevresinde, Permo-Triyas' tan güncele kadar, değişik yaşlarda birimler yüzeylenmekte olup, yaşlıdan gence doğru, Saraycık Metamorfitleri (Permo-Triyas), Karaali Karışığı (Üst Jura - Alt Kretase), Alan Çökelleri (Eosen), Güyemözü Çökelleri (Miyosen) ve Alüvyonlar (Kuvaterner) şeklinde ayrılmışlardır. İnceleme alanının batı kesiminde Alan Çökelleri, kuzey ve kuzeybatı kesimlerinde ise Güyemözü Çökelleri geniş alanlar kaplamaktadır. Bu kesimlerde, bilinen cevherleşmelerin yan kayacını oluşturan Karaali Karışığı' na ait kayaç türleri yüzeylememektedir.

Derekumu örnekleri jeokimyası incelemelerine başlarken en uygun kimyasal analiz yöntemini ve tane boyu fraksiyonunu belirlemek amacıyla yapılan ön incelemelerde, 3 adet örnek, 7 ayrı tane boyu fraksiyonuna ayrılacak şekilde elenmiş ve 5 ayrı yöntemle Pb ve Zn içerikleri analiz edilerek karşılaştırılmıştır. Cevherleşmelerin kolay çözülen cevher ve gang minerallerinden oluşması nedeniyle, derişik HCl ile soğuk atak esasına dayalı analiz yöntemi en uygun kimyasal analiz yöntemi olarak, -315 - +200 mikron tane boyu fraksiyonu ise en uygun fraksiyon olarak belirlenmiştir. Daha sonra tüm örneklerin belirtilen tane boyu fraksiyonları ayrılmış ve belirtilen yöntemle analiz edilmişlerdir.

Yapılan istatistiksel değerlendirmelerde, eşik değer Pb için 221.3 ppm, Zn için ise 229.0 ppm olarak belirlenmiş ve daha yüksek değerler anomali topluluk olarak kabul edilmiştir. Anomali değerlerin sahadaki dağılımları incelendiğinde ise, anomali sahaların bilinen cevherleşmeler civarında oluştuğu ve diğer yerlerde bilinmeyen cevherleşmelerin varlığına işaret eden, anomali oluşumlarının bulunmadığı görülmüştür.

STREAM SEDIMENT GEOCHEMISTRY STUDIES AROUND THE GÜMÜŞHACIKÖY (AMASYA) Pb-Zn DEPOSITS

ABSTARCT : *Silver bearing lead-zinc deposits in the Gümüşhacıköy (AMASYA) district have been known for a long time. This study deals with the result of the geologic*

and stream sediment geochemistry studies which aim to investigate the continuity of the deposits through the western part of the mineralised area.

In the study area, lithological units from Permo-Triassic to Quaternay age are observed. These units are classified as, Saraycık Metamorphics (Permo-Triassic), Karaali Melange (Upper Jurassic - Lower Cretaceous), Alan Sediments (Eocene), Güyemözü Sediments (Miocene) and Alluvium (Quaternary). Alan Sediments of Eocene age dominate within the western part of the area, while the Güvemözü Sediments of Miocen age dominate within the northern and northwestern parts. The rock types of the Karaali Melange which host the known deposits are not observed in these parts of the area.

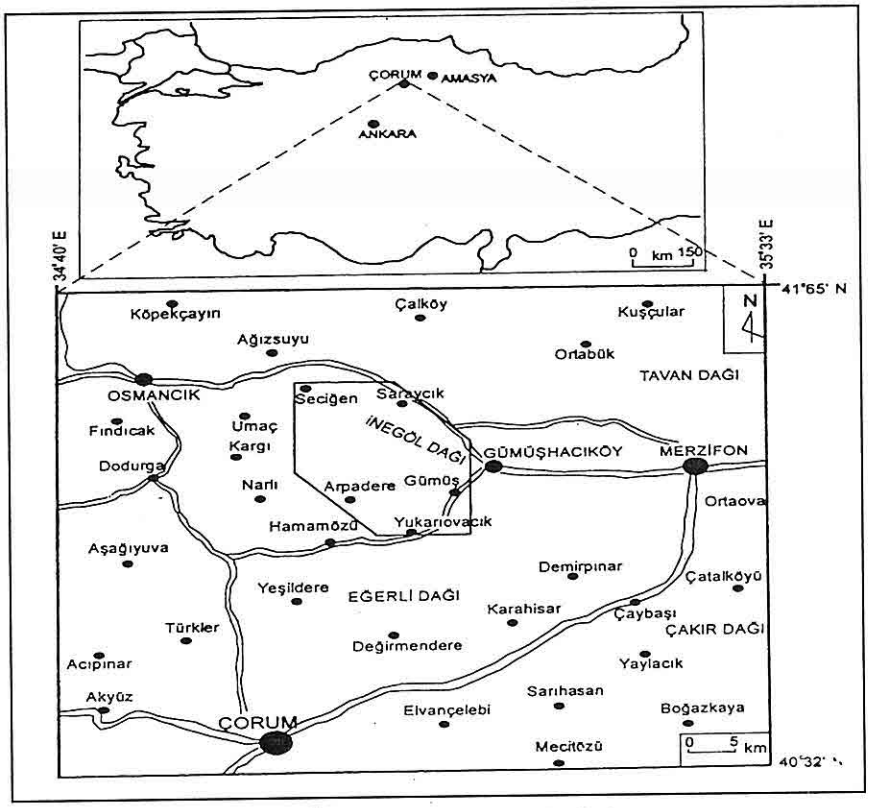
At the begining of the stream sediment geochemistry studies, 3 samples (one of them represents the unmineralised area, the others represent the mineralised area) were sieved into 7 different grain size fractions and lead zinc contents were analysed using 5 different methods, to identify the most suitable method of chemical analysis and grain size fraction for geochemical prospecting studies. Because of the easily soluble characteristcs of gangue and ore minerals of the mineralisation within the area, a method of chemical analysis based on the cold HCl attack was identified as the most suitable method and -315 - +200 micron fraction was identified as the most suitable grain size fraction for the mentioned purpose. During the following episodes of the studies, all of the collected stream sediment samples were sieved to separate the identified fraction and the they were analysed by the identified method.

Statistical treatment studies showed that the thresholds were 221.3 ppm for Pb and 229.0 ppm for Zn. The higher values were assumed as anomalies and their dispersions were marked on the drainage maps. These geochemical studies showed that the possibility of finding new lead, zinc deposits is very low within the investigated area.

1. GİRİŞ

Gümüşhacıköy (AMASYA)' e bağlı Gümüş Nahiyesi yakınlarındaki gümüşce zengin kurşun-çinko yataklarının varlığı uzun zamandır bilinmektedir (Şekil 1). Bu cevherleşmeler ve yakın çevresi, çok sayıda jeolojik incelemeye konu olmuştur.

Yatakların bulunduğu bölgede ilk jeolojik çalışmalar Blumenthal (1948 ve 1950), Alp (1972) ve Ayhan (1973) tarafından başlatılmıştır. Daha sonra Didik (1982), inceleme alanı çevresinde petrol jeolojisi amaçlı, Yılmaz ve diğ. (1988), Tüysüz ve diğ. (1990), Genç ve diğ. (1991), Poyraz (1991) ve Tüysüz (1993) gibi araştırıcılar ise genel jeoloji amaçlı incelemeler yapmışlardır. İnceleme alanındaki Pb-Zn-Ag cevherleşmelerine ait ilk jeolojik incelemeler ise Unterhössel (1936) tarafından başlatılmış olup Schumacher (1937), Kovenko (1937), Pilz (1938) ve Coronini (1964) gibi araştırıcılar tarafından cevherleşmeler çevresinde basit krokiler şeklinde, 1/5.000 ve 1/1.000 ölçekli jeoloji haritaları, işletme galerilerinde yeraltı gözlemleri ve değişik



Şekil 1. İnceleme alanının coğrafik konumu.

ölçekli yeraltı haritaları ile rezerv hesaplamaları gibi incelemeler yapılmıştır. 1990-1992 yılları arasında ÇİNKUR Madencilik A.Ş. tarafından cevherleşmelerin derinlere doru devamını araştırmak ve potansiyeli belirlemek amacıyla galerili arama çalışmaları yapılmıştır.

Son olarak yazarlar yöredeki Pb-Zn yatakları çevresinin jeolojisini ve bilinen yatakların çeşitli özelliklerini incelemişlerdir (Dündar, 1996; Bozkaya (Dündar) ve diğ., 1996). Yapılan bu incelemeler sırasında, cevherleşmelerin İnegöl Dağı boyunca batıya doğru devam edebileceği kanısına varılmış ve buralarda jeolojik ve derekumu örnekleri jeokimyası incelemelerinin yapılmasında yarar görülmüştür.

Düşünülen bu çalışma, 1996 ve 1997 yıllarında gerçekleştirilmiş (Gökçe ve Bozkaya, 1997) olup, elde edilen bulgular ve sonuçları bu yayında tartışılmaya çalışılacaktır.

2. İNCELEME ALANININ JEOLOJİSİ VE BİLİNEN Pb-Zn CEVHERLEŞMELERİNİN ÖZELLİKLERİ

Litostragrafik Birimler

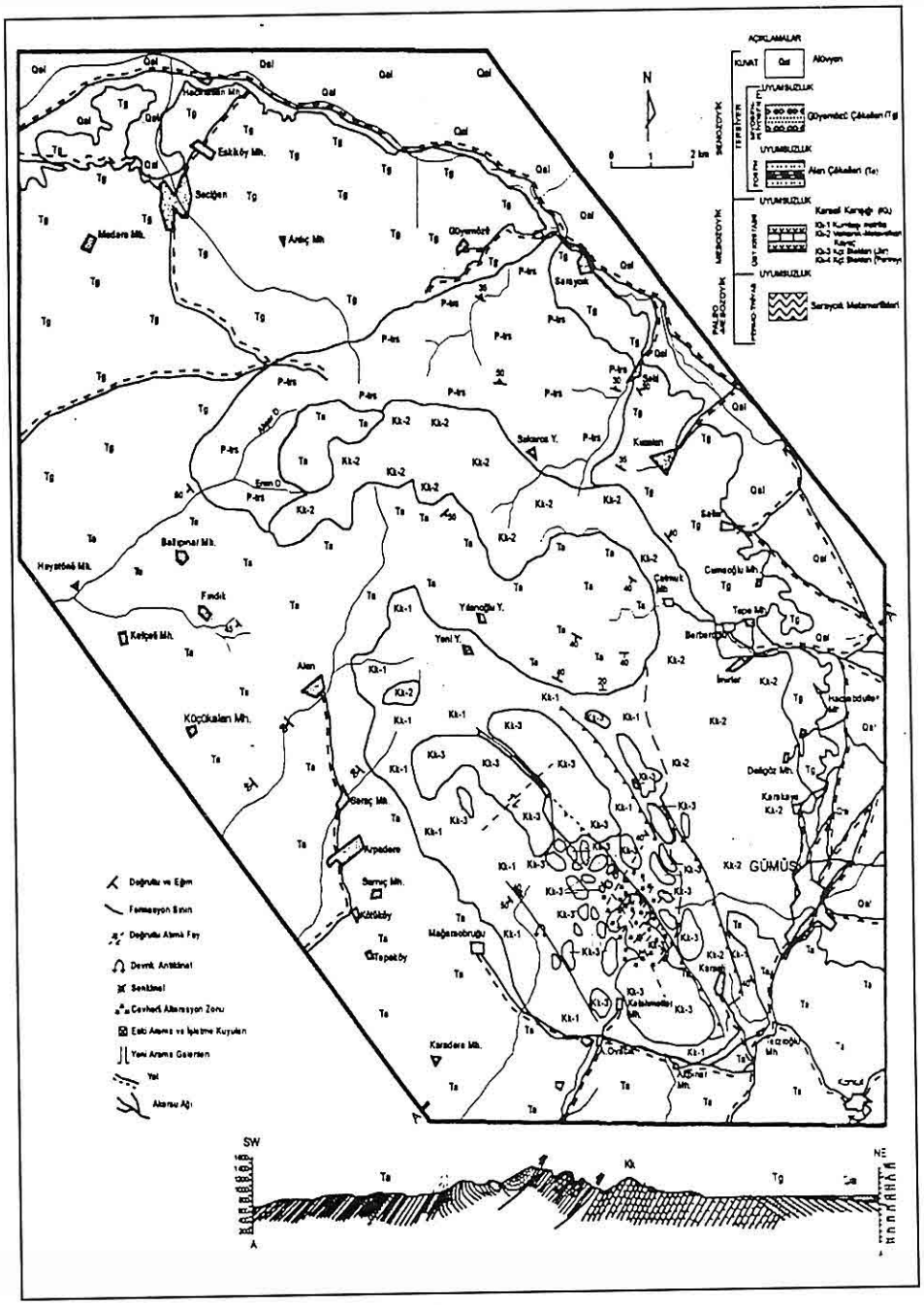
Yazarlar tarafından yapılmış önceki çalışmalarda (Dündar, 1996 ve Bozkaya

(Dündar) ve diğ., 1996); bilinen yatakların çevresinde yüzeyleyen birimler, yaşlıdan gence doğru, Saraycık Metamorfitleri (Permo-Triyas), Karaali Karışığı (Üst Kretase), Alan Çökelleri (Eosen), Güyemözü Çökelleri (Miyosen) ve Alüvyonlar (Kuvaterner) şeklinde ayrılmıştır. Bu çalışmada yapılan jeolojik incelemelerde ise aynı birimlerin batıya doğru devam ettikleri ve inceleme alanının batı kesiminde Eosen yaşlı Alan Çökellerinin, kuzey ve kuzeybatı kesimlerinde ise Miyosen yaşlı Güyemözü Çökelleri'nin geniş alanlar kapladığı gözlenmiştir. Belirtilen kesimlerde, bilinen cevherleşmelerin yan kayacını oluşturan Karaali Karışığı' na ait kayaç türleri gözlenmemektedir (Şekil 2).

Saraycık Metamorfitleri (P-trs), İnegöl Dağı' nın kuzey eteklerinde, Saraycık ve Seki Köyleri arasında, Kovaçöp ve Seki Derelerinin vadilerinde yüzeylemektedir. Gri ve sarımsı boz renkli, kolay dağılan, şistozite düzlemleri iyi gelişmiş şistler şeklindedirler. Bu birimden alınan örneklerden yapılmış incekesitlerde kuvars, serisit ve kloritin hakim bileleşenler oldukları ve kuvars-serisit-klorit - şist şeklinde isimlendirilebilecekleri görülmüştür. Birim içinde yaş verebilecek fosil bulunmamış ve yaşı Permo-Triyas olarak kabul edilmiştir.

Karaali Karışığı (Kk), inceleme alanının doğu ve güneydoğu kesimlerinde yüzeylemektedir. Birim, tabanda serpantinleşmiş ultramafik kayaçlardan ve radyolaritlerden türemiş çakılllardan oluşan konglomeralarla başlayıp, üste doğru kumtaşı-çamurtaşı ardalanması ve tüfit arakatkıları şeklinde devam eden, taneli sedimanter kayaçlar (Kk-1), bu kayaçlar ile yanal geçişli volkanik ve metavolkanik kayaçlar (Kk-2) ve en üst seviyelerinde de Jura-Kretase yaşlı kireçtaşları (Kk-3)' ndan oluşmaktadır. Matriks içinde yer yer, çakıltaşı yığışımları şeklinde Permiyen yaşlı kireçtaşı blokları (Kk-4) da gözlenmektedir. Birim, kendi içinde antiklinal ve senklinaller oluşturacak şekilde ileri derecede kıvrımlanmış ve belirtilen kayaç türleri, deformasyona karşı farklı davranışlar göstermeleri nedeniyle, bloksu bir görünüm kazanmışlar, ayrıca bindirme zonları boyunca birbirlerini üzerlemişlerdir. Bu olaylar sonucunda birim bir karışık şeklini almıştır. Jura - Kretase yaşlı kireçtaşlarında bulunan fosiller yardımıyla birimin yaşı, Üst Jura - Alt Kretase olarak saptanmıştır.

Alan Çökelleri (Ta), inceleme alanının batı kesiminde Alan ve Kefçeli Köyleri çevresinde, doğu kesiminde ise Gümüş Nahiyesi'nin güneyinde yüzeylemektedir. Batıya doğru genişleyerek devam etmektedir. Karaali Karışığının değişik kayaç türleri üzerinde açılı uyumsuzlukla yeralmaktadır. Tabanda iri çakıllı konglomeralarla başlamakta, üste doğru kumtaşı, çamurtaşı, kiltaşı ve marn ardalanması şeklinde devam etmektedir. Yer yer kireçtaşı ve tüfit arakatkıları da bileşime katılmaktadır. Birimden alınan



Şekil 2. İnceleme alanının basitleştirilmiş jeolojik haritası

örneklerde yaş verebilecek fosil bulunamamış, önceki araştırıcılarca önerilen Lütesiyen (Eosen) yaşı benimsenmiştir.

Güyemözü Çökelleri (Tg), inceleme alanının kuzey ve kuzeybatı kesimlerinde yaygın bir şekilde yüzeylemektedir. Çok az pekişmiş ve kötü boylanmalı konglomera, kumtaşı ve çamurtaşı ardalanması şeklindedir. Bu kayaç türlerinin bağıl bollukları ve tabaka kalınlıkları çok değişkendir. Birim içinde yaş verebilecek fosil bulunamamıştır. Ancak inceleme alanının güneybatısında Dodurga Kasabası yakınlarındaki kömürlü birimlere benzerlikleri göz önünde bulundurularak Miyosen (Miyo-Pliyosen?) yaşlı oldukları kabul edilmiştir.

Alüvyonlar (Qal), güncel akarsu yataklarında ve düzlüklerde, kaba taneli, kötü boylanmalı pekişmemiş çakıllı ve kumlar şeklinde gözlenmektedirler.

Yapısal Özellikler

İnceleme alanı içinde şistozite ve tabakalanma düzlemlerinin konumları ve kıvrımlanma durumları incelendiğinde, Saraycık Metamorfitleri' nin şistozite düzlemlerinin D-B/40-50°K konumlu oldukları, Karaali Karışığı' nın matriksi durumundaki kumtaşlarında tabaka doğrultularının K35B yönünde yoğunlaştığı ve 30-60° ile KD' ya ve GB' ya eğimli oldukları, bu birimin kendi içinde antiklinal ve senklinaller oluşturacak şekilde ileri derecede kıvrımlandığı ve içerdiği kayaç türlerinin, deformasyona karşı farklı davranışlar göstermeleri nedeniyle parçalanarak, bloksu bir görünüm kazandıkları, özellikle kireçtaşlarının antiklinal ve senklinallerin oluşumu sırasında aşırı uzama sonucu koparak, bloklar haline geldiği gözlenmektedir. Alan Çökelleri' ne ait tabaka konumları taban seviyelerde dokunağın konumuna bağlı olarak değişikler göstermektedir. Ancak, dokunaktan uzaklaştıkça yaklaşık D-B/ 40-50°G konumlu olarak düzgün bir istif oluşturmaktadır. Aynı birimin inceleme alanının doğu kesimindeki yüzleklerinde tabaka konumları çok daha düzensiz bir dağılım sergilemektedir. Güyemözü Çökelleri' nde ise tabaka düzlemleri, genellikle D-B/20-35°K konumludurlar.

Diğer yandan Karaali Karışığı içinde GB-KD doğrultulu sıkışma rejimine bağlı olarak KB-GD doğrultulu ve KD yönlü bindirme zonlarının geliştiği ve bu zonlar boyunca içerdiği kayaç türlerinin üst üste bindirdikleri gözlenmektedir. Ayrıca bindirme hatlarına yakın yerlerde gelişen yırtılmalar sonucu GB-KD doğrultulu, az miktarda sağ atımlı doğrultu atımlı faylar oluşmuştur. Bu yapısal özelliklerin, daha genç birimler içinde gözlenmemesi, Eosen öncesi bir dönemde oluştuklarını düşündürmektedir. Daha sonra bölge K-G yönlü bir sıkışma rejiminin etkisinde kalmış ve Eosen ve Miyosen yaşlı birimlerin tabakaları D-B doğrultulu ve K ve G eğimli olacak şekilde kıvrımlanmışlardır.

Bilinen Cevherleşmelerinin Özellikleri

Bilinen cevherleşmelere ait mostralar ve eski madencilik çalışmalarına ait izler Kelahmetler Köyü kuzeyindeki Karlıdoruk Tepe ve Karlı Tepe

çevresinde görülmektedir. Yataklar çevresinde, Karaali Karışığı' na ait kumtaşı, kireçtaşı ve volkanik-metavolkanik kayaçlar yüzeylemekte olup, cevherleşmeler KB-GD doğrultulu ve GB eğimli bindirme zonlarından birisine çok yakın konumludurlar. Ayrıca cevherleşmelerin yakınında, bindirmelere dik doğrultuda gelişmiş kırık hatları yaygındır.

Yörede 3 farklı tip cevherleşme saptanmıştır (Dündar, 1996 ve Bozkaya (Dündar) ve diğ., 1996).

Birinci tip cevherleşmeler, yüzeye yakın kesimlerde kumtaşları ile kireçtaşlarının dokunaklarında, özellikle kireçtaşı bloklarının alt dokunakları boyunca gelişmiş breşik zon içinde, silisli-karbonatlı travertenimsi çökeller içinde saçınımlar ve düzensiz şekilli cepler şeklinde gözlenmektedir. Bu travertenimsi çökeller KB-GD doğrultulu olarak oldukça geniş bir alanda yayılım göstermektedirler ve eski imalatların tamamı bu zon içinde açılmışlardır. Bu tip oluşumlarda cevher mineralleri ileri derecede oksitlenmiş olup (sarı-kahverengi-siyah renkli), alınan örnekler kırıldığında pirit, kalkopirit, galenit gibi cevher mineralleri ile kuvars ve kalsit gibi gang mineralleri gözlenmektedir.

İkinci tip cevherleşmeler, Üst Jura-Alt Kretase yaşlı kireçtaşlarında gözlenen K60D / 80-85GD konumlu kırık hatlarını ve ilişkili karstik boşlukları dolduran, damar tipi cevherleşmeler şeklindedirler. Bu tip cevrleşmeler, devamlılıkları fazla ve eski yıllarda önemli miktarda üretim yapılmış oluşumlardır.

Üçüncü tip cevherleşmeler ise, kireçtaşlarının tabaka düzlemlerine paralel olarak gelişmiş, K45B / 40 KD konumlu yeralma tipi zenginleşmeler şeklindedir. Bu tip cevherleşmeler genellikle ince ve devamsızdırlar.

Cevherleşmelerden alınmış örneklerde, XRD ve mikroskopik yöntemlerde yapılan incelemelerde cevher minerali olarak; yüzeyden (Çökük II) alınan örneklerde limonit, jips ve kalkofanit-aurorit, G2 galerisinden alınan örneklerde ise sfalerit, galenit, polibasit/pearseit, fahlerz, pirit, kalkopirit ve pirotin gözlenmiştir. Ayrıca, ikinci tip cevherleşmelerin üst seviyelerinden kazılmış olabilecek, galeri önü pasalardan alınan örneklerde kovellin, markazit, serüsit, anglezit, malahit ve azurit, gang minerali olarak ise kalsit ve kuvars gözlenmiştir. Bu minerallerden sfalerit, galenit, polibasit/pearseit, fahlerz, pirit, kalkopirit, pirotin gibi minerallerin birincil mineraller oldukları, kovellin, piroluzit, markazit, serüsit ve anglezit, kalkofanit-aurorit, götit, limonit ve jips gibi minerallerin ise yüzeysel koşullarda birincil minerallerin bozunması sonucu olarak oluşmuş, ikincil mineraller oldukları kabul edilmiştir.

Yazarlar, cevherleşmelerin Karaali Karışığı içinde gelişmiş bindirme ve fay zonları boyunca gelen hidrotermal çözeltilerin ürünlerini yüzeye çıktıkları yerlerde veya kireçtaşlarının tabanlarında oluşturdukları travretenler içinde veya kireçtaşı tabakaları arasındaki boşluklar ile bunları kesen kırık ve çatlaklar boyunca çökeltmeleri şeklinde epijenetik

olarak oluştuklarını düşünmektedirler. Hidrotermal suların kökenini belirleyebilmek ise mümkün olamamıştır.

Bu açıklamalardan anlaşılacağı gibi, yörede bilinen cevherleşmeler, dorudan Karaali Karışığı' na ait kireçtaşlarına ve cevher getirici çözeltilerce oluşturulmuş travertenlere bağlılık göstermektedirler. Yataklar çevresinde Karaali Karışığı içinde bindirme zonlarının varlığı ve bunları kesen kırık zonlarının sıklığı, bir başka önemli özelliktir. Cevherleşmelerin batıya doğru devamlılıkları araştırılırken, bu özellikler devamlı olarak gözönünde bulundurulmuşlardır.

3. DEREKUMU ÖRNEKLERİ JEOKİMYASI İNCELEMELERİ

Örnek Alımı

Saha çalışmaları sırasında, derekumu örneklerinin toplanması jeolojik incelemelerle birlikte yürütülmüştür. Bu örnekler dere kollarının ayrıldıkları noktaların biraz yukarılarından (5-10 m kadar) alınmışlardır. Örnek aralıklarının 1 km' yi geçmemesine dikkat edilmiştir. İnceleme alanının batı ve kuzeybatı kesimlerinde, Alan Çökellerinin ve Güyemözü Çökellerinin kalın sedimanter istifler oluştukları yerlerde, Pb-Zn cevherleşmelerinin bulunma olasılığının olmadığı düşünülerek derekumu örnekleri seyrek olarak alınmıştır. Buralardan alınan örneklerde Pb ve Zn içeriklerinin düşük olduğu görülmektedir. Alınan örneklerin yerleri, Pb ve Zn için ayrı ayrı hazırlanarak sunulmuş anomali haritalarında (Şekil 5 ve 6) gösterilmiştir.

Ön İncelemeler

Bilindiği gibi derekumu örnekleri ile jeokimyasal prospeksiyona başlamadan önce, en uygun tane boyu fraksiyonunu ve en uygun kimyasal analiz yöntemini belirlemek amacıyla ön incelemelerin yapılması gerekmektedir. Bu amaçla, cevhersiz yerden 1 adet (DK-1), cevherli yerden ise 2 adet (DK-16; bilinen cevherleşmeler çok yakın, DK-17; bilinen cevherleşmelerden uzak) olmak üzere 3 adet örnek seçilerek belirtilen ön incelemeler yapılmıştır.

Seçilen örnekler; 800-630-500-400-315-200-100 mikron' luk eleklerden oluşan bir elek setinde elenmiş ve her tane boyu fraksiyonu öğütüldükten sonra Pb ve Zn içerikleri 5 ayrı yöntemle analiz edilmiştir.

Belirtilen ön incelemelerde kullanılan kimyasal analiz yöntemlerine ait bilgiler Tablo 1' de toplu halde görülmektedir. Yöntemlerden, I., II., III. ve V. yöntemler, örneklerin çeşitli çözücülerle çözüldükten sonra AAS yöntemi ile okunması şeklinde uygulanmış yaş yöntem, IV. yöntem ise XRF spektrometresi ile yapılan kuru yöntemdir. Uygulanan yaş yöntemlerden yalnızca II. yöntemde tam çözülme olmuş, I., III. ve V. yöntemlerde tam çözme olamamış ve çözünmeyen kalıntılar süzülerek analiz işlemlerine devam edilmiştir. I., II., III. ve IV: yöntemler değişik kaynaklardan alınmış (kaynaklar için bkz. Tablo 1) ve kısmen değiştirirlerek uygulanmıştır. V. yöntem ise inceleme alanındaki cevherleşmelerin kolay çözülebilir mineralojik bileşimleri (sülfürlü ve oksitli cevher mineralleri ve

Tablo 1. En uygun kimyasal analiz yöntemini belirlemek amacıyla denenmiş yöntemler hakkında özet bilgiler

Yöntem No	Tanıtım
I	Macalalad et al. (1988)' den değiştirilerek uygulanmıştır. 0.5 gr örnek tartılarak teflon behere konmuş ve 4 ml kral suyu ilave edilmiştir. Isıtıcı tabla üzerinde 30 dakika kaynatıldıktan sonra, 10 ml %10' luk tartarik asit ilave edilmiş ve bidistile su ile 50 ml' ye tamamlanmıştır. Süzüldükten sonra A.A.S.' de okuma yapılmıştır.
II	Cumhuriyet Üniv. Jeoloji Müh. Bölümü Jeokimya Lab. uygulanmakta olan bir yöntemden değiştirilerek uygulanmıştır. 0.5 gr örnek tartılarak teflon behere konmuş ve üzerine 20 ml derişik HF+HNO3 (1:1) ilave edilmiştir. Isıtıcı tabla üzerinde kuruluğa kadar buharlaştırılmış, üzerine 15 ml HCl (1:1) ilave edilip tekrar buharlaştırılmıştır. Tortu bidistile su ile çözülmüş ve 25 ml' ye tamamlanarak A.A.S.' de okuma yapılmıştır.
III	Köksoy ve Topçu, (1976)' dan değiştirilerek uygulanmıştır. 0.5 gr örnek tartılıp teflon behere konmuş ve 15 ml HNO3 ilave edilerek 30 dakika kaynatılmıştır. Soğutulduktan sonra, 15 ml bidistile su ilave edilmiş ve hacmi (1:1)' lik HNO3' le 30 ml' ye tamamlanmıştır. Çözelti tekrar kaynatılarak, iyice karıştırılmış, soğutulduktan sonra süzülerek A.A.S.' de okunmuştur.
IV	Cumhuriyet Üniv. Jeolo1Üi Müh. Bölümü Jeokimya Lab. uygulanmakta olan bir yöntem olup, 10 gr örnek tartılıp 10 damla polivinil prolidonla karıştırılmıştır. Örnek alüminyum kaplara konarak yaklaşık 10 ton basınç uygulanarak pastil yapılmıştır. Pastiller argon metan gazı tüplü Rigaku marka 3270 model X.R.F. Spektrometresinde analiz edilmiştir.
V	0.5 gr örnek tartılıp teflon behere konmuş ve 10 ml derişik HCl ilave edilerek karıştırılmış ve oda sıcaklığında 24 saat bekletilmiştir. Süzüldükten sonra bidistile su ile 50 ml' ye tamamlanıp, A.A.S.' de okuma yapılmıştır.

karbonatlı gang mineralleri) göz önünde bulundurularak, doğrudan cevherleşme ile ilgili dağılımı verebileceği ve kolayca uygulanabileceği düşünülerek yazarlar tarafından bu çalışmada geliştirilmiştir.

Seçilen örneklerin, belirlenen tane boyu fraksiyonlarında belirtilen 5 ayrı yöntemle elde edilmiş analiz sonuçları Tablo 2' de toplu halde görülmektedir. Tam çözülme olması nedeniyle II. yönteme ait analiz sonuçları, diğer yaş yöntemlere göre daha yüksektir. XRF yöntemine (IV. yöntem) ait analiz sonuçları ise yaş yöntemlerin hepsine ait

Tablo 2. En uygun tane boyu fraksiyonunu belirlemek amacıyla seçilmiş örneklerin değişik tane boyu fraksiyonlarında 5 ayrı yöntemle elde edilmiş analiz sonuçları

YÖNTEM		Pb					Zn				
	Tane Boyu	Cevh.siz DK-1	Cevherli DK-16	Cevherli DK-17	Fark (16-1)	Fark (17-1)	Cevh.siz DK-1	Cev.li DK-16	Cev.li DK-17	Fark (16-1)	Fark (17-1)
I	-800+630	35	1820	63	1785	28	64	845	112	781	48
	-630+500	40	1890	116	1850	76	76	962	112	886	36
	-500+400	40	1917	102	1877	62	69	965	115	896	46
	-400+315	40	1925	175	1885	135	68	845	132	777	64
	-315+200	53	1670	184	1617	131	77	677	133	600	56
	-200+100	53	1247	208	1194	155	102	336	133	234	31
	-100	66	639	125	573	59	85	215	109	130	24
II	-800+630	55	1926	81	1871	26	84	930	123	846	39
	-630+500	59	1974	139	1915	80	89	1041	133	952	44
	-500+400	70	1945	129	1875	59	87	1011	135	925	49
	-400+315	75	1926	201	1851	126	84	859	151	775	67
	-315+200	97	1785	206	1688	109	99	637	156	538	57
	-200+100	92	1219	239	1127	147	146	313	157	167	11
	-100	113	572	-	459	-	107	202	-	95	-
III	-800+630	30	1637	125	1607	95	64	849	110	785	46
	-630+500	32	1727	128	1695	96	72	918	117	846	45
	-500+400	44	1732	129	1688	86	67	943	121	876	54
	-400+315	41	1782	190	1741	149	64	780	136	716	72
	-315+200	50	1631	199	1581	149	67	608	142	541	75
	-200+100	55	1219	218	1164	163	95	297	136	202	41
	-100	69	602	-	533	-	68	179	-	111	-
IV	-800+630	55	3626	129	307	74	53	1148	192	1095	139
	-630+500	56	3904	205	3848	149	84	1327	195	1243	111
	-500+400	57	3854	190	3796	133	71	1280	194	1208	122
	-400+315	55	4125	288	4071	233	64	11506	230	11441	166
	-315+200	56	3830	306	3774	250	67	943	235	876	168
	-200+100	65	2968	285	2903	220	117	449	213	332	95
	-100	72	-	-	-	-	74	-	-	-	-
V	-800+630	40	1733	63	1693	23	67	884	123	817	56
	-630+500	42	1854	116	1812	74	69	1001	116	932	47
	-500+400	56	1785	102	1730	47	63	999	117	936	54
	-400+315	53	1928	169	1875	116	63	830	133	767	70
	-315+200	64	1658	179	1594	139	69	659	164	590	95
	-200+100	69	1231	208	1162	115	100	312	130	212	30
	-100	85	607	126	522	41	79	220	109	141	30

sonuçlardan daha yüksektir.

Tablo 2' de, örneklerin Pb-Zn analiz sonuçlarının tane boyu fraksiyonlarına bağlı değişimleri incelendiğinde, cevherli ve cevhersiz bölgelerden alınan örnekler arasındaki faklılığın -315 - +200 mikron tane boyu fraksiyonlarında en fazla olduğu ve ayrımın en kolay yapılabileceği görülmektedir.

Bazı örneklere ait tekrarlanmış analiz sonuçlarından, tüm yöntemlerde tekrarlanabilirliğin %98' den daha iyi olduğu gözlenmiştir. Ayrıca, örnekler arasına katılan ve Pb-Zn içeriği bilinen bir standart örneğin denenen yöntemlere ait analiz sonuçlarından yararlanılarak

hesaplanmış doğruluk değerleri Tablo 3' te görülmektedir.

Tablo 3. Denenen kimyasal analiz yöntemlerinin, analiz sonucu bilinen bir standart örneğe ait sonuçlardan yararlanılarak belirlenmiş doğruluk değerleri

Yöntem No	Doğruluk; Pb için	Doğruluk; Zn için
I	% 91.9 (-)	% 91.8 (-)
II	% 97.5 (-)	% 98.8 (-)
III	% 90.8 (-)	% 87.2 (-)
IV	% 81.5 (+)	% 92.1 (+)
V	% 92.5 (-)	% 88.4 (-)

(-)' ler gerçek değerden daha küçük,
(+)' lar gerçek değerden daha büyüktür.

II. yöntemde doğruluğun hem Pb için hem de Zn için en iyi olduğu, ancak diğer sulu yöntemlerde de doğruluğun jeokimyasal prospeksiyon çalışmaları için kötü sayılmayacak sınırlar içinde kaldığı görülmektedir (%91' den daha iyi). Pb, Zn içeriği bilinen standart örneğe ait analiz sonuçları, yaş yöntemlerde gerçek değerlerine göre daha düşük iken, XRF yönteminde daha yüksektir. Bu durum XRF yönteminde nedeni bilinmeyen ilave girişimlerin olduğunu düşündürmektedir.

Yapılan bu incelemeler sonucu, doğrudan cevherleşme ile ilgili olabilecek dağılımı yansıtması, kolay, hızlı ve ucuz olması, tekrarlanabilirlik ve doğruluk bakımından diğer yöntemlere göre önemli bir olumsuzluk bulunmaması nedeniyle V. yöntem 'en ugun kimyasal analiz yöntemi' olarak seçilmiştir.

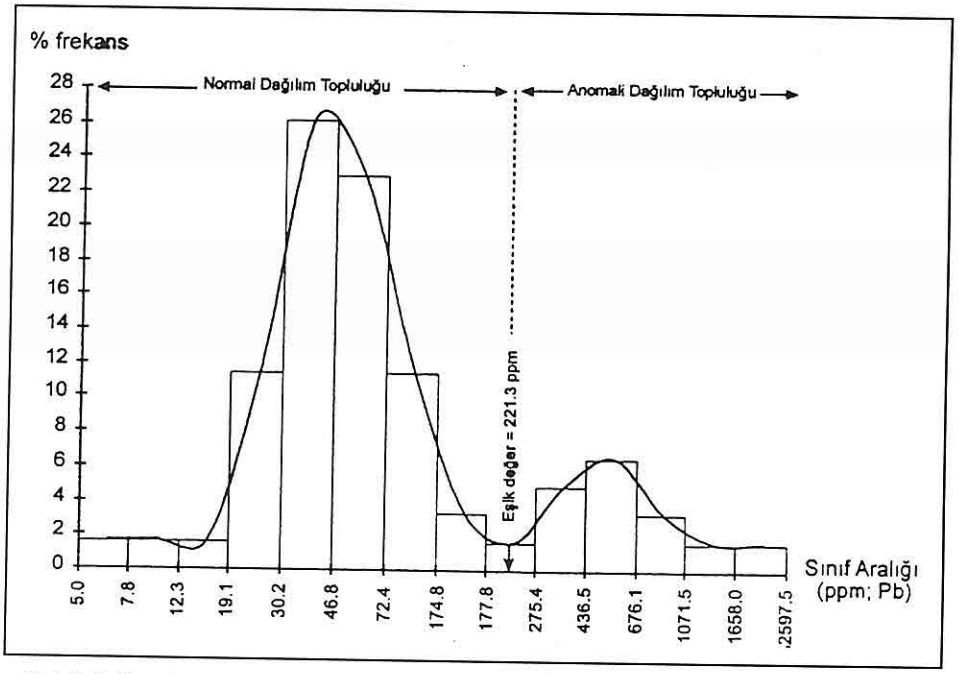
Yapılan bu incelemeler ve değerlendirmeler sonucunda, -315 -+200 mikron tane boyu fraksiyonu 'en uygun fraksiyon' olarak seçilmiş ve tüm örneklerin bu tane boyu fraksiyonu ayrılıp öğütüldükten sonra V. yöntemle analiz edilmeleri uygun bulunmuştur.

Derekumu Örneklerinin Pb-Zn İçerikleri ve Değerlendirilmesi

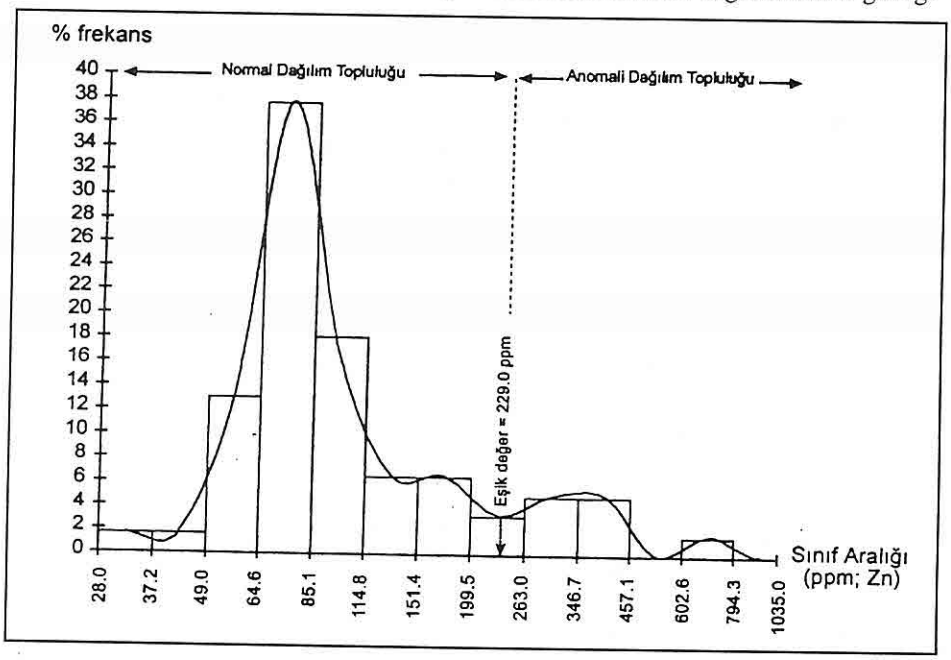
Örneklerin Pb içerikleri 5 ile 1658 ppm arasında, Zn içerikleri ise 28 ile 1035 ppm arasında değişmektedir. Dağılım aralıklarının çok geniş olması, dağılımların logaritmik olduğunu göstermektedir. Analiz sonuçları, en büyük ve en küçük değerler arasındaki logaritmik farklar dikkate alınarak ve eşit logaritmik aralıklı sınıflar oluşturularak istatistiksel değerlendirmeye tabi tutulmuşlardır.

Örneklerin Pb içerikleri ile ilgili istatistiksel değerlendirme sonuçları Şekil 3' te, Zn içerikleri ile ilgili istatistiksel değerlendirme sonuçları ise Şekil 4' te görülmektedir. Bu şekillerden Pb için eşik değerin; 221.3 ppm, Zn için ise 229.0 ppm olduğu belirlenmiş ve yüksek değerli topluluklar anomali dağılım toplulukları olarak kabul edilmiştir.

Diğer yandan, Karaali Karışığı içindeki değişik kayaç türlerinin Pb ve Zn içerikleri incelendiğinde, Pb içeriğinin maksimum 93 ppm, Zn içeriğinin ise maksimum 120 ppm olduğu görülmektedir (Dündar, 1996; Bozkaya (Dündar) ve diğ., 1996). Derekumu örneklerinin Pb ve Zn içerikleri, bu



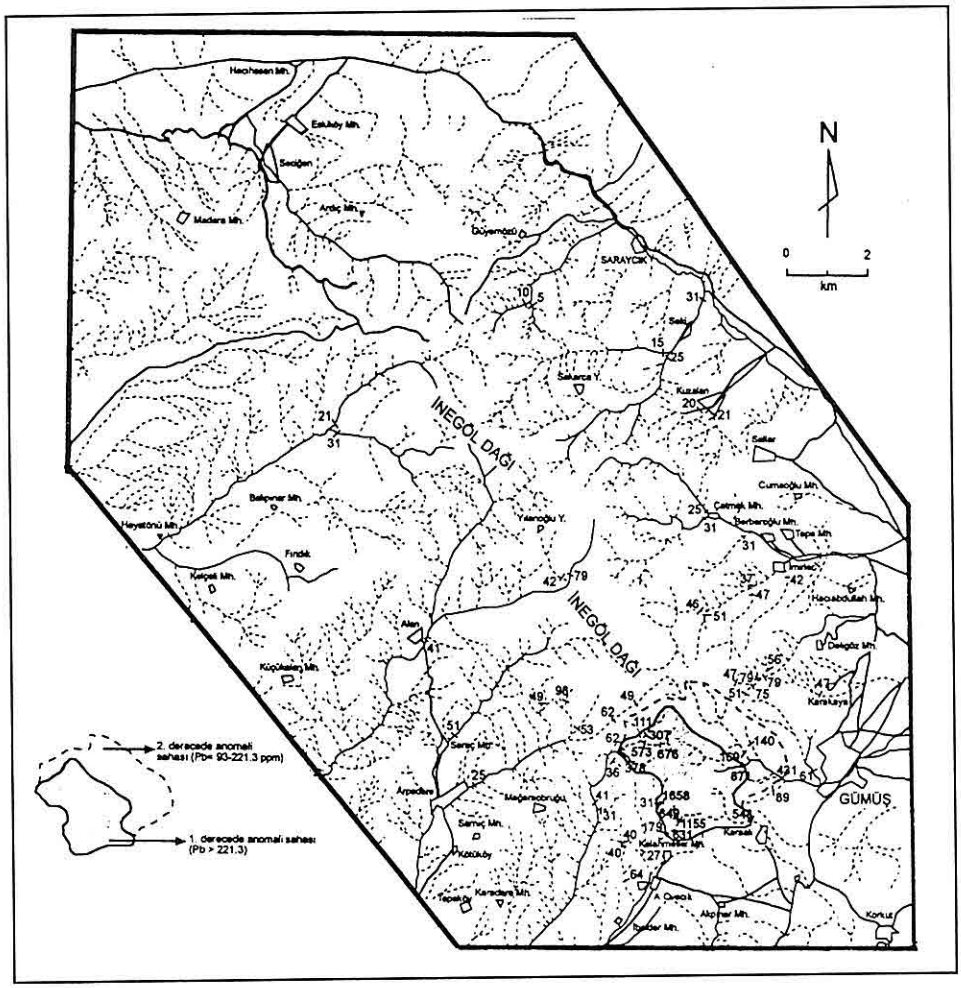
Şekil 3. Dere kumu örneklerinde Pb içeriklerinin istatistiksel değerlendirme grafiği



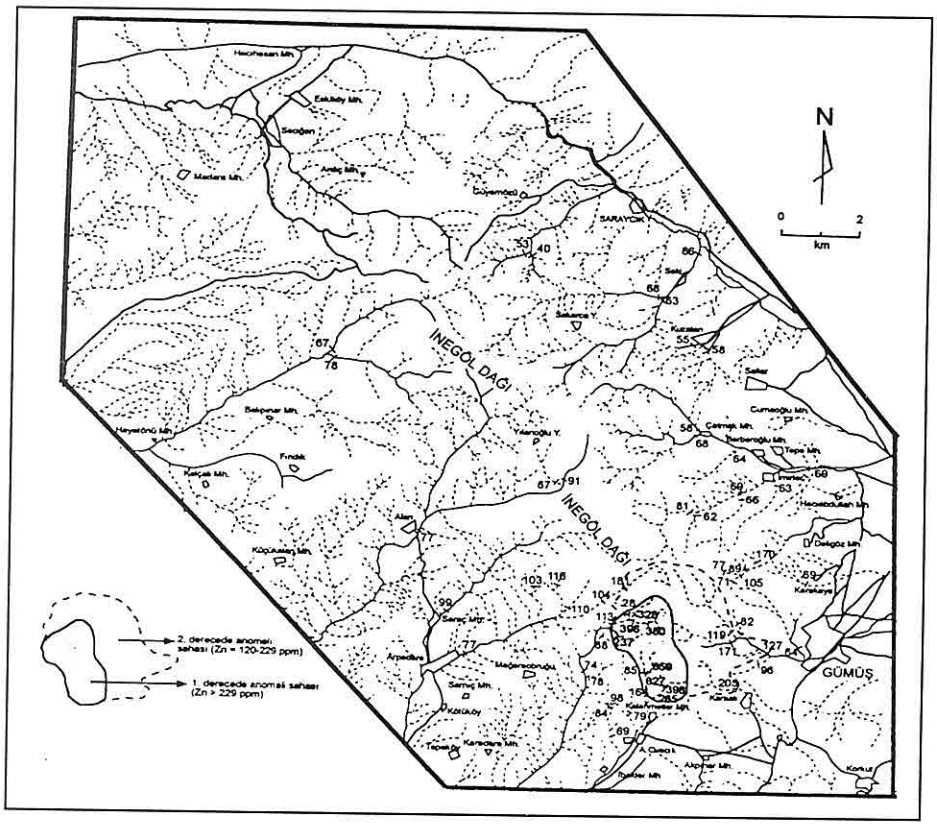
Şekil 4. Dere kumu örneklerinde Zn içeriklerinin istatistiksel değerlendirme grafiği

değerlere göre çok yüksek olup, normal dağılım topluluğu içinde bu değerlerden daha büyük değerlerin cevherleşmelerden etkilendiği düşünülebilir. Bu nedenle, belirtilen maksimum değerler ile eşik değerler arasında kalan Pb (93 ile 221.3 ppm aralığı) ve Zn (120 ile 229.0 ppm aralığı) değerleri ve sahada kapladığı alanlar ikinci derecede anomali sahalar olarak değerlendirilebilirler.

Pb ve Zn için anomali toplulukların harita üzerindeki dağılımları incelendiğinde, anomali sahaların İnegöl Dağı' nın güneydoğu yamaçlarında, bilinen cevherleşmeler çevresinde konumlandığı görülmektedir (Şekil 5 ve 6). Bu durumda, bilinen yatakların yakın çevresi dışında, başka yerlerde yeni cevherleşmelerin bulunması olası görülmemektedir.



Şekil 5. Dere kumu örneklerinde Pb içeriklerinin sahadaki dağılım haritası ve olasıl anomali sahası



Şekil 6. Dere kumu örneklerinde Zn içeriklerinin sahadaki dağılım haritası ve olasıl anomali sahası

4. SONUÇLAR VE ÖNERİLER

Sonuçlar

i. Bilinen cevherleşmeler çevresinde yüzeyleyen birimler batıya doğru devam etmektedir. İnceleme alanının batı kesimi Eosen yaşlı Alan Çökelleri ile kuzey ve kuzeybatı kesimleri ise Miyosen yaşlı Güyemözü Çökelleri ile kaplı olup, cevherleşmelerin yan kayacını oluşturan Karaali Karışığı' na ait kayaç türleri bu kesimlerde yüzeylememektedirler.

ii. En uygun analiz yöntemini belirlemek amacıyla 5 ayrı yöntem denenmiş ve cevhereleşmelerin kolay çözülebilir cevher ve gang mineral içerikleri dikkate alınarak tarafımızdan geliştirilen, derişik HCl ile soğuk atak esasına dayanan analiz yöntemi (V. yöntem) en uygun yöntem olarak seçilmiştir.

iii. En uygun tane boyu fraksiyonunu belirlemek amacıyla yapılan ön incelemelerde -315 - +200 mikron tane boyu fraksiyonu 'en uygun tane boyu fraksiyon' olarak seçilmiş ve tüm örneklerin bu tane boyu fraksiyonuna ayrılıp öğütüldükten sonra V. yöntemle analiz edilmişlerdir.

iv. Örneklerin Pb içerikleri 5 ile 1658 ppm arasında, Zn içerikleri ise 28 ile 659 ppm arasında değişmektedir. İstatistiksel değerlendirmeler sonucunda; Pb için eşik değerin 221.3 ppm, Zn için ise 229.0 ppm olduğu belirlenmiş ve yüksek değerli topluluklar anomali dağılım toplulukları olarak kabul edilmiştir.

v. Pb ve Zn için anomali toplulukların harita üzerindeki dağılımları incelendiğinde, anomali sahaların İnegöl Dağı' nın güneydoğu yamaçlarında, bilinen cevherleşmeler çevresinde konumlandığı saptanmış ve bilinen yatakların yakın çevresi dışında, başka yerlerde yeni cevherleşmelerin bulunması olasılığının zayıf olduğu sonucuna varılmıştır.

5. ÖNERİLER

Arama çalışmaları bilinen cevherleşmeler çevresinde yoğunlaştırılmalı, 1/2.000 veya 1/.1000 ölçekli jeolojik haritalar yapıldıktan sonra jeofizik, sondaj veya galeri yöntemleri ile arama çalışmalarına devam edilmelidir.

6. TEŞEKKÜR

Bu yayın, Cumhuriyet Üniversitesi, Araştırma Fonu tarafından desteklenen M-89 No' lu proje çalışmasının bir bölümünü kapsamaktadır. Sağlanan maddi destek için; C.Ü. Araştırma Fonu' na, örneklerin kimyasal analizi sırasında gösterdikleri yardımlar için C.Ü. Jeoloji Müh. Bölümü' nden Doç. Dr. Hüseyin YALÇIN, Kimya Müh. Fatma YALÇIN ve Uzman Ümit ŞENGÜL' e teşekkür ederiz.

7. KAYNAKLAR

Alp, D., 1972. Amasya yöresinin jeolojisi. İ.Ü. Fen Fakültesi Monografileri, 100s.

Ayhan, A., 1973. Samsun ili Vezirköprü kazasının batı ve güneyine ait ön rapor. M.T.A. Rap. No: 5116, 26s.

Blumenthal, M., 1948. Bolu civarı ile Aşağı Kızılırmak Mecrası arasındaki Kuzey Anadolu silsilelerinin jeolojisi. M.T.A. Enst. yayını, Seri B. No: 13, 150s.

Blumenthal, M., 1950. Orta ve Aşağı Yeşilırmak bölgelerinin (Tokat, Amasya, Havza, Erbaa, Niksar) jeolojisi hakkında. M.T.A. Enst. yayını, Seri D, No: 4, 153s.

Bozkaya (Dündar), G., Gökçe, A. ve Efe, A. 1996.Gümüşhacıköy (Amasya) Pb-Zn-Ag yataklarının jeolojisi. C.Ü. Müh. Fak. Dergisi, Seri-A Yerbilimleri C.13, S. 1, 73-91.

Coronini, G., 1964. Gümüşhacıköy kurşun yatağı hakkında rapor. M.T.A., Maden Etüd Dairesi Rap. No: 3513. 6s.

Didik, S., 1982. Gümüşhacıköy (Amasya) yöresinin jeolojisi ve petrol olanakları. M.T.A. Derleme Rap. No: 8122 (Yayınlanmamış), 14s.

Dündar (Bozkaya), G., 1996. Gümüşhacıköy (Amasya) Kurşun-Gümüş Yataklarının Jeolojisi. C.Ü. Fen Bilimleri Enst., Yüksek Lisans Tezi. 81 s.

Genç, Ş., Kurt, Z., Küçümen, Ö., Cevher, F., Saraç, G., Acar, ş., Bilgi, C., şenay, M. ve Poyraz, N., 1991. Merzifon (Amasya) dolayının jeolojisi. M.T.A. Rap. No: 61. 57s.

Gökçe, A. ve Bozkaya, G., 1997. İnegöl Dağı (Gümüşhacıköy-AMASYA) Çevresinin Jeolojisi ve Derekumu Örnekleri Jeokimyası. C.Ü. Araştırma

Fonu, Proje No: M-89, 41 s.

Poyraz, N., 1991. Merzifon (Amasya) dolayının jeolojisi. M.T.A. Rap. No: 61. 57s.

Kovenko, V., 1937. Gümüşhacıköy maden ocağı hakkında rapor. M.T.A. Rap. No: 397. 21s.

Köksoy, M. ve Topçu, S., 1976. Jeokimyasal prospeksiyonun tanıtımı ve laboratuvar teknikleri. M.T.A. Eğitim Serisi Kitapları, 16: 96 s.

Macalalad, E., Bayoran, R., Ebarvia, B. and Rubeska, I., 1988. A concise. analytical sheme for 16 trace elements in geochemical exploration samples using exclusively AAS.J. Geochem. Explor., 30: 167-177.

Pilz, R., 1938. Gümüşhacıköy kurşun yataklarının istikşafına dair projeler hakkında rapor. M.T.A. Rap. No: 414. 11s.

Schumacher, 1937. Keban-Bolkardağ-Gümüşhacıköy - Gümüşhane - Denek madenlerindeki gümüş-kurşun-çinko zuhuratına ait rapor ve hülasa, M.T.A. Rap. No: 402, 20s.

Tüysüz, O., 1993. Karadeniz' den Orta Anadolu' ya bir jeotravers: Kuzey Neo-Tetisin Tektonik Evrimi. TPJD Bülteni, c. 5/1, s 1-33.

Tüysüz, O., Yiğitbaş, E. ve Serdar, H. S., 1990. Orta Pontidlerin Erken Mesozoyik evrimine bir yaklaşım: Paleo-Tetis- Karakaya kenar denizi problemi. Türkiye 8. Petrol Kongresi, Bildiriler, Petrol Jeologları Derneği -TMMOB Petrol Mühendisleri Odası, 351-362.

Unterhössel, F., 1936. Gümüşhacı köyündeki simli kurşun cevher yataklarının tetkiki hakkındaki rapor. M.T.A. Rap. No: 396. 19s.

Yılmaz, Y. ve Tüysüz, O., 1988. Kargı masifi ve dolaylarından Mesozoyik tektonik birliklerinin düzenlenmeleri sorununa bir yaklaşım. TPJD Bülteni, c.1/1, s.73-86.

YERBİLİMLERİ GEOSOUND | ARALIK DECEMBER 1998 | SAYI NO 33 | ISSN 1019-1003

BÖLÜKYAYLA-1 KUYUSUNDAKİ KARABOĞAZ FORMASYONUNUN ORGANİK JEOKİMYASAL AÇIDAN İNCELENMESİ

Orhan KAVAK

D.Ü., Maden Mühendisliği Bölümü, Diyarbakır/Türkiye

ÖZET : *Güneydoğu Anadolu Bölgesinin kuzey-kuzeybatı kesiminde üretilen petrolün kaynak kayasına yönelik çalışmalar Üst Kretase yaşlı Karaboğaz formasyonunun belirli bir potansiyele sahip olduğunu göstermiştir. Çoğun genel amaçlı ve bölgesel ölçekte ele alınan bu çalışmalarda yeterli ayrıntı bulunmamaktadır. Bölükyayla-1 kuyusundaki Karaboğaz formasyonunun jeokimyasal özellikleri Adıyaman ve çevresinde bulunan kuyularda yer alan Karaboğaz formasyonunun kaynak kaya potansiyelinin detaylı araştırılması açısından çalışılmıştır. Kuyudaki Karaboğaz formasyonundan alınan örneklerden yapılan organik jeokimyasal analizler yardımıyla birimin kaynak kaya potansiyeline yönelik parametreler ve değişimleri saptanmıştır. Adet olarak yapılan 9 TOK, 6 Piroliz, 1'er Özütleme, İnce kolon kromatografisi, Kolon kromatografisi ve GC analizleri sonucunda TOK değerlerinin 0.82-1.70 arasında, Tmax 439-448°C, Hidrojen Indeksi (HI) 156-181 mgHC/gCorg arasında değiştiği ve birimin genel olarak TYP II denizel organik madde içerdiği ve ortaolgun-olgun olduğu tespit edilmiştir. Organik madde miktarı, organik madde tipi ve olgunlaşma düzeyi açısından ayrıntılı olarak değerlendirilen Karaboğaz formasyonunun orta derecede bir kaynak kaya potansiyeline sahip olduğu saptanmıştır.*

ORGANIC GEOCHEMICAL INVESTIGATION OF KARABOĞAZ FORMATION IN BÖLÜKYAYLA-1 WELL

ABSTRACT : *Studies on source rocks of petroleum produced in the north-northwestern part of the South East Anatolia have shown that the Karaboğaz formation of Upper Cretaceous age has an important petroleum potential. These studies, however, were not detailed enough and were carried out with general aims on regional scales. Geochemical properties of Karaboğaz formation in Bölükyayla-1 well were studied in order to investigate resource rock potential in detail in the Adıyaman region.The parameters and variations of resource rock potential in Karaboğaz formation samples were determined using organic geochemical analysis. The analyses of 9 TOC, 6 Pirolys, 1 extraction, 1 thin colon chromatography, 1 colon chromatography and 1 GC showed that the values were as follows; TOC as 0.82-1.70, Tmax as 439-448°C, Hydrogen index (HI) as 156-181 mgHC/gCorg, and formation generally resembles TIP II and contains oceanic matter, which is semimature-mature. Karaboğaz formation was found to possess fairly good resource rock potential assessed in detial by the amount and type of organic matter and the maturity level.*

1. GİRİŞ

Bu çalışmada Bölükyayla-1 kuyusundaki (Şekil 1) Karaboğaz formasyonunun organik jeokimyasal açıdan kaynak kaya özelliklerinin belirlenmesi amaçlanmıştır. Kaynak kaya potansiyelinin incelenmesi öncesinde bölgesel jeoloji, jeofizik bulgularının yşığında ve saha çalışmasıyla litostratigrafik birimler irdelenmiş birimlerin ilişkilerinin ortaya konulmasından sonra Karaboğaz formasyonunun bölgedeki konumu ve diğer birimlerle ilişkilerinin tanımlanması hedeflenmiştir.

Saha gözlemleri, kuyu verileri ve tanımlamalar gözetilerek incelenecek düzeyler tespit edildikten sonra bölgesel yayılım, yapı ve kalınlık değişimleri gözetilerek kuyu seçimi yapılmış ; bu kuyudan derlenen numunelerden faydalanılarak organik jeokimyasal analizler yardımıyla kaynak kaya özelliklerinin ortaya çıkarılması amaçlanmıştır.

Bu çerçevede Karaboğaz formasyonunun içerdiği organik madde tipi, miktarı, olgunlaşması saptanması hedeflenmiştir. Bu amaçla organik karbon miktarının tayini, piroliz, ekstraksiyon, ince kolon kromatografisi, kolon kromatografisi, gaz kromatografisi analiz yöntemleriyle organik jeokimyasal veriler elde edilmeye çalışılmıştır.

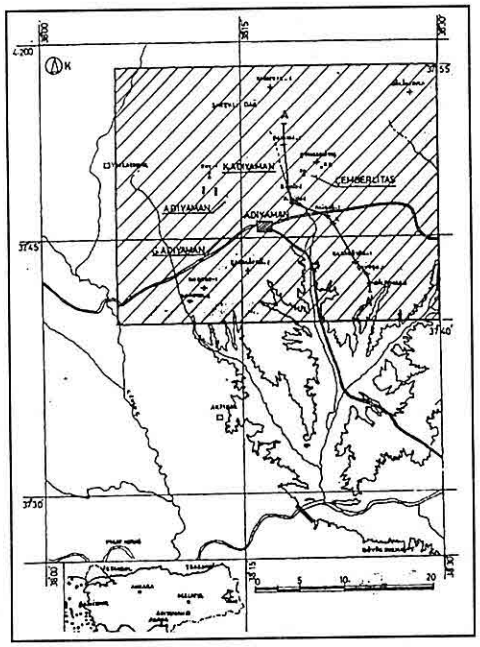
2. MATERYAL VE METOD

Bölükyayla-1 kuyusunun laboratuar çalışmalarının tamamı karot numuneleriyle yapılmıştır. Kuyunun mevcut numuneleri arşivden çıkartılarak, uygun olup olmadıkları tespit edilmeye çalışılmıştır. Seçilen kuyudan toplam olarak 9 adet numune alınmıştır. Her noktadan organik jeokimya incelemeleri için, numuneler derlenmiştir. Numunelerin konumları sistematik olarak belirlenmiş ve numaralandırılmıştır. Çalışmalar değerlendirilirken, karmaşık numunelerin güvenilir olmayan analiz sonuçlarına sebep olacağına karar verildiğinden, mevcut bulunan 9 adet karot numunesiyle jeokimyasal analiz çalışmalarına başlanmıştır. Organik jeokimya çalışmaları (Şekil 2) için ayrılanlar temizlenip, kurutulduktan sonra öğütülerek analizlere hazır hale getirilmişlerdir. Bu araştırmada toplam 9 adet Toplam Organik Karbon (TOK) analizi yapıldıktan sonra bunun verilerinden faydalarak 6 adet piroliz analizi yapılmasına karar verilmiştir. Daha sonrada, 1'er adet ekstraksiyon, ince kolon kromatografisi, kolon kromatografisi,GC analizi yapılmıştır. Kromotografik analizlerinden elde edilen grafikler paket programlarından faydalanılarak değerlendirilmiştir.

3. BULGULAR

3.1 Stratigrafi

Organik jeokimyasal analizlerin sonucları acısından kuyuların seçimi sırasında kuyunun derinliği ve kesilen birimlerin yanısıra, özellikle bu kuyularda Karaboğaz formasyonudan karot alınmış olmasına, kuyuda petrol bazlı çamur kullanılmamış oluşuna, kuyuda fay kesilmemiş oluşuna dikkat edilmiştir (Şekil 1). Seçilen kuyudan çeşitli seviyelerinden 6 adet numune



Şekil 1. Çalışma alanının orun haritası.

derlenmiştir (Şekil 3). Çeşitli analizler için derlenen karotların alındığı kuyunun, numunelerin litolojik tanımlamaları ve stratigrafik konumları aşağıda verilmiştir.

Karot no: 2. Derinlik: 3268.00-3276.50 m. Kurtarım: %50. Karotun uzunluğu: 425 cm. Formasyon : Karaboğaz/ Karababa-C formasyonu Litoloji: 0.00-250 cm' si Kireçtaşı, siyah renkli, mikro kristalli, zayıf poroziteli, düzensiz çatlaklı, çatlakları kalsit dolgulu, killi siyah renkli çört bantlı, mikro fosilli, çatlakları çok az miktarda canlı petrol emareli, 250-425 cm' si Kireçtaşı, bej renkli, mikro kristalli, sert kesif çatlaklı, çatlakları kalsit dolgulu, mikro fosilli, saçılmış piritli, kuvars kumlu, glokonili, çatlakları yer yer canlı petrol emareli (Şekil 3).

3.2. Organik jeokimyasal açıdan kaynak kaya potansiyelinin araştırılması

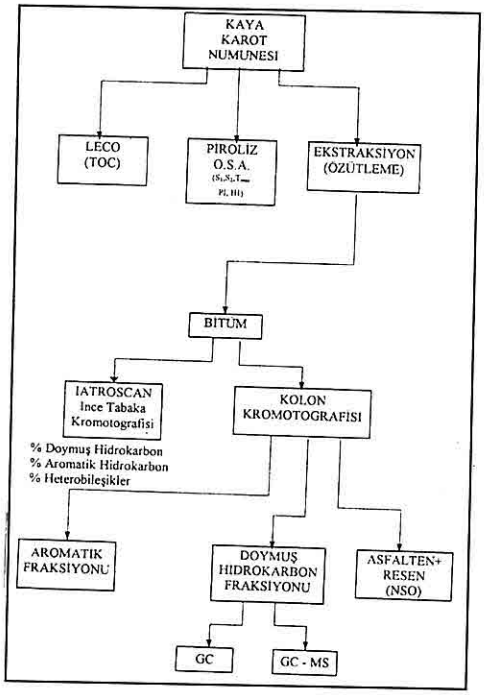
Petrol ve gaz kaynak kayalar içerisindeki organik maddenin kimyasal yapısının sıcaklığın etkisiyle değişimi sonucunda meydana gelmektedir. Oluşan hidrokarbonların miktar ve niteliği, organik maddenin bazı özelliklerine bağlıdır. Bu nedenle, kaynak kayaların belirlenmesi için içlerindeki organik madde ile ilgili aşağıdaki üç özelliğin saptanması gerekmektedir (Tissot. ve diğ. 1984).

1) Organik madde miktarı 2) Organik madde tipi 3) Organik madde olgunluğu

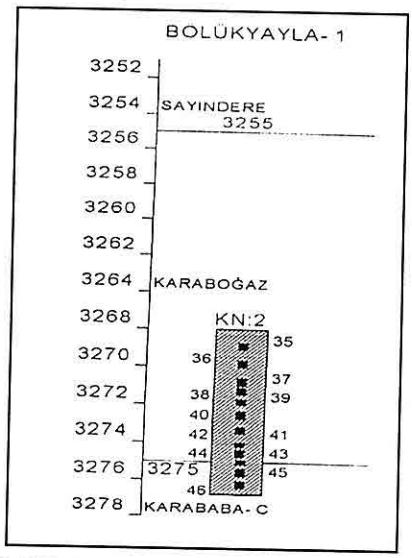
Bu çalışmada, bölgedeki potansiyel ana kayaların en önemlisi olan Karaboğaz formasyonunun ayrıntılı olarak incelenmesi amacıyla ele alınmıştır. Bu potansiyelin, bir kaynak kayanın en önde gelen unsurları olan organik madde (OM) miktarı, türü ve olgunluğu ile çökelme ortamının organik fasiyesi açısından değerlendirilmesi hedeflenmiştir.

3.2.1. Organik madde miktarı

Kaynak kayaların petrol türetebilmeleri ve oluşan petrolün atılması (expulsion) için belirli miktarda organik madde içermeleri gerekmektedir. Çökel kayalar içindeki organik madde miktarı ağırlık yüzdesi olarak verilen " Toplam Organik Karbon (TOK) " miktarıyla ifade edilir. Petrol ve gaz çökel kayaçlar içerisinde yer alan organik maddeden türediği için, oluşan bu hidrokarbonların miktarı, organik madde miktarı ile doğrudan ilişkilidir. Bir kayaçtan petrol atılması



Şekil 2. Jeokimyasal analiz akış şeması.



Şekil 3. Kuyudan alınan numune derinlikler

için gerekli olan minimum organik madde miktarı, kırıntılı kayaçlar için % 0.5 (Ronov,1958), karbonat kayaları için % 0.3 (Gehman, 1962; Welte,1965; Hunt, 1979; Tissot, 1984) toplam organik karbon (TOK) olarak öngörülmüştür. Bir kayacın içerdiği organik madde miktarı genellikle organik madde tipi ile yakından ilişkilidir (Ebukanson ve diğ.,1986). TOK organik madde zenginliğini gösterdiğinden dolayı düşük TOK değerleri içeren numuneler için diğer detaylı organik jeokimyasal analizlerin yapılmasına gerek yoktur. Organik karbon içeriğine göre kırıntılı kayaların kaynak kaya potansiyeli aşağıdaki şekilde tanımlanmıştır (Tissot. ve diğ. 1984).

Toplam Organik Karbon (%)	Potansiyel
<0.5	Zayıf (kaynak kaya olamaz)
0.5-1.0	Orta
1.0-2.0	İyi
2.0 <	Zengin

Birimlerin TOK miktarı açısından değerlendirilmesi, histogramlar, TOK haritaları ve değişim grafikleri ile yapılabilir. Toplam Organik Karbon analizinin hangi aralıklarla ve sayıda yapılacağı kuyu loglarının verileri, birimlerin sedimantolojik-petrografik özellikleri, mevcut karot-kırıntı örneklerin değerlendirmeleri ve kuyu kesitinin özellikleri göz önünde bulundurularak yapılır.

Bu çalışmada 6 adet karot numunesinin tamamında Toplam Organik Karbon analizi yapılmıştır (Tablo 1). Çeşitli

seviyelerden alınmış olan bu numunelerin analizi sonucunda ölçülen değerler % 0.82-%1.70 arasında değişmektedir. TOK değerlerinin düzensiz olmasının sebebi olasıkla Karaboğaz formasyonunun düzensiz topografyaya sahip bir havzada çökelmiş olmasıdır (Soylu ve diğ .1993). Ayrıca organik madde miktarını etkileyen birincil biyolojik üretkenlik, fizoko-kimyasal koşullar, tane boyu, sedimantasyon hızı ve kayacın cinsi ile bağlantılı olarak değişebilmektedir. Genelde çökeller üzerinde yer alan su kütlesi organizmalarca ne kadar zenginse, çökeller de organik madde bakımından o kadar zengin olmaktadır. Biyolojik üretkenlik organik madde miktarları ile genellikle pozitif korelasyon göstermektedir. Organik maddeler oksijenli ortamlarda süratla bozunmaktadır. Organik maddenin korunması için anoksik koşullar gereklidir. Çökellerdeki organik madde miktarını etkileyen bir diğer faktörde tane boyudur. Çoğunlukla tane boyu küçüldükçe sedimanlar içindeki organik madde miktarı giderek artmaktadır (Demaison ve diğ. 1980). Ayrıca sedimantasyon hızı arttıkça, sedimanlar içindeki organik madde miktarı korunumunun arttığı bilinmektedir (Heath ve diğ. 1977). Kaynak kaya fasiyesinin homojen olmadığını göstermektedir. Karaboğaz formasyonunun çökeldiği şelfin bu kesiminin daha iyi korunmuş olması en olasılı nedendir. Bu kesimde kalınlığın da fazla oluşu gözetildiğinde, çalışma alanının bu kesiminde şelf içi havza olarak tanımlanabilecek bir depresyonun bulunduğu söylenebilir.

3.2.2. Organik Madde Tipi (türü)

Bu çalışmada Organik madde tipi piroliz analizi sonucunda Hidrojen indeksi (HI) ve olgunlaşma grafikler ve bitümenlerin GC analiz sonuçları kullanılarak belirlenmeye çalışılmıştır.

OM nin kimyasal sınıflaması amacıyla piroliz yöntemi kullanılmıştır. Çeşitli seviyelerden alınmış olan 9 adet numune üzerinde TOK miktarının saptanmasından sonra TOK sonuçları ve numunelerin genel dağılımı göz önünde bulundurularak, 6 adet örnek için piroliz analizi yapılmasına karar verilmiştir. Piroliz analizinde inert bir ortamda ısıtılan organik maddeden çıkan hidrokarbonlar saptanır ve S1, S2 pikleri kaydedilir. S1 piki kaya içerisindeki serbest hidrokarbonları S2 piki, ise kerojenin parçalanması sonucu ortaya çıkan hidrokarbonları temsil eder. Bu işlem sırasında ayrıca S2 pikinin maksimum olduğu sıcaklık (Tmax) olarak ölçülür. S1 ve S2 miktarlarının değerlendirmesi ile parametreler hesaplanamıştır. Hidrojen İndeksi (HI) = S2 / TOK (mgHC/gCorg) Genetik Potansiyeli (GP) = S1 (ppm) + S2 (ppm) HI değerleri kayanın içindeki kerojenin hidrojence, OI ise oksijence zenginliğini temsil etmektedir. Genel olarak 200 den büyük HI değerleri petrol türümüne uygun organik maddeyi işaret eder. S1 + S2 piklerinin ppm cinsinden toplanmasıyla elde edilen (GP) parametresi esas olarak petrol türüm potansiyelini göstermektedir. Bu

değerlere göre, formasyonlar 2000 ppm kaynak kaya potansiyeli yok, 2000-6000 ppm orta derecede kaynak kaya, 6000 ppm iyi kaynak kaya şeklinde sınıflandırılmaktadır (Soylu, 1988). Piroliz sonucu belirlenen kerojenin kimyasal yapısına bağlı olarak önerilmiş bir diğer organik madde sınıflaması aşağıdaki grupları içerir (Tissot ve diğ. 1974; Espitalie ve diğ. 1977).

TİP I : Algal, organik maddeyi temsil eder. TİP II : Spor, kütikil ve diğer otsu organik maddeleri içerir. TİP III : karasal organik maddeleri yada aşırı bakteri etkisi ile bozunarak hidrojenini kaybetmiş organik madde kalıntılarını temsil eder.

Karaboğaz formasyonunun değişik seviyelerinden alınan numunelerde en düşük ve en yüksek Hidrojen indeksi (HI) 156 ve 181 mgHC/gCorg ve en düşük,en yüksek Tmax değerleri de 439 °C ve 448°C olarak bulunmuştur. Piroliz sonuçlarının tamamı Tablo 1' de verilmiştir.Örneklerin içerdiği kerojen tipini saptamak amacıyla hidrojen indeksi değerleri Tmax değerlerine karşı bir diyagramda gösterilmiştir (Şekil 4). Bu şekilde Karaboğaz formasyonunun TİP II kerojen içeridiği görülür.Karaboğaz formasyonunun içerdiği organik madde tipinin, algal kökenli organik maddeden, karasal organik maddeye doğru yöneldiğine işaret etmektedir. Çalışma alanının genelinde HI ve TOK değerlerinin az çok paralel bir değişim sunduğu görülür. Bu Langford-Blanc-Valleron (Langford ve diğ., 1990) tarafından da belirtilmiş ve sık görülen bir olgudur.

HI değerlerine göre OM kalitesinin iyi kalitede bir kaynak kaya potansiyeline sahip olduğu ortaya çıkmaktadır Analizlerden elde edilen S1, S2, Tmax değerleri ile, bunların yardımıyla hesaplanan HI ve GP (S1+S2) değerleri birlikte Tablo 1' de sunulmuştur.

Piroliz analizlerinin yanı sıra kaynak kayalardan ekstraksiyon (özütleme) sonucu elde edilen bitümlerden Alifatik (Doymuş) hidrokarbon, Aromatik hidrokarbon ve Resen+Asfalten yüzdelerini tespit etmek için ince kolon kromatografisi (Itro scan, Ayırma) analizi uygulanmıştır. Denizel organik maddeden türeyen petrollerde genel olarak doymuşlar % 63-70, aromatikler % 25-60 arasında değişirken, karasal organik maddelerden türeyen petrollerde alkanlar % 60-90, aromatikler % 10-30 arasında değişir (Tissot ve diğ. 1984). Denizel organik maddelerden türeyen petrollerde doymuş hidrokarbon miktarı karasal organik maddelerde türeyen petrollere göre çok daha fazla iken, aromatikler daha azdır (Tissot ve diğ. 1984). Bu çalışmada 1 örnek için ayırma analizi yapılmıştır. Numunelerde doymuş miktarı hidrokarbon % 68, Aromatik hidrokarbon miktarı % 27, Resen ve Asfalten miktarı % 5 arasında değişmektedir (Tablo 1) Bu değerle göz önüne alındığında denizel organik maddeden türeyen hidrokarbon olduğu kanısına varılmıştır.

Karaboğaz formasyonunundan alınan 1 adet örnekten ektraksiyon ile elde edilen bitümler hidrokarbon ve hidrokarbon olmayan fraksiyonlara kolon kromatografisinde ayrılmış ve doymuş hidrokarbonlar gaz kromatografisi

Tablo 1. TOK, Piroliz, Eks., İnce tab. Kro. analizleri sonucunda elde edilen değerler.

KUYU ADI	NO	TOC (%)	S1 mgHC/gr	S2 mgHC/gr	T_{MAX} °C	HI mgHC/gCorg	PI	GP(ppm) 1+S2	T (nnm)	DOYMUŞ (%)	AROMATIK (%)	RES+AST (%)
B-LİKYAYLA-1	35	1.57	1,88	2,85	439	181	0.40	4730	*	*	*	*
B-LİKYAYLA-1	36	1,04	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
B-LİKYAYLA-1	37	1.19	0,8	2,07	447	173	0.28	2870	*	*	*	*
B-LİKYAYLA-1	38	1,53	1,12	2,4	448	156	0.32	3520	*	*	*	*
B-LİKYAYLA-1	39	1.50	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
B-LİKYAYLA-1	40	1.64	0,99	2,84	447	173	0.26	3830	1751	68.07	26.96	4.96
B-LİKYAYLA-1	41	1,27	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
B-LİKYAYLA-1	42	1.70	0,8	2,89	448	170	0.22	3690	*	*	*	*
B-LİKYAYLA-1	43	0.82	1,02	1,32	442	160	0.44	2340	*	*	*	*

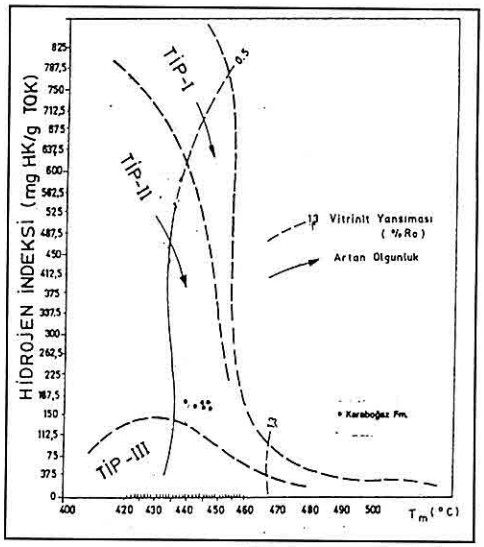
yardımıyla incelenmiştir. Doymuş hidrokarbonların gaz kromatografisi analizlerinden elde edilen kromatogramlar hidrokarbonların genel dağılımı, organik madde tipi, olgunlaşma ve çökelme ortamı ile ilgili bilgiler taşırlar. Petroller içinde bulunan doymuş hidrokarbonlar n-alkanlar, izo-alkanlar ve siklo-alkanlardır. n-alkanların dağılımı, eğer petrol herhangi bir değişime uğramamış ise, petrolün türediği özgün organik maddenin bileşimini yansıtır. Karasal organik maddelerden türeyen petrollerde yüksek karbon sayılı, denizel organik maddelerden türeyen petrollerde ise düşük karbon sayılı n-alkanlar baskındır (Hunt, 1979). n-alkanlar organik madde tipine göre değişimler gösterirler. Denizel organik maddeden türeyen petrollerde ve bitümlerde n-C15 ve n-C16 gibi düşük molekül ağırlıklı alkanlar çoğunluktadır (Albrecht ve diğ. 1976). Karasal organik maddeden türeyen bitümlerde n-C29 ve n-C31 gibi alkanlar çoğunluktadır (Bray ve diğ. 1961). n-C17-n-C20 alkanlar baskın olduklarında ise, bakteri ve alg gibi organik maddeden oluşmuş bitümlere işaret eder. Ancak, alterasyon, özgün n-alkan dağılımını etkiler ve değiştirir. Bu değişim biyolojik bozunma sırasında bakterilerin n-alkanları yok etmesi sonucu ortaya çıkar. Çift sayılı karbon atomlarının tek sayılı atomlarına olan baskınlığı petrollerin karbonat kaynak kayadan türediğini gösterir. Bunun nedeni karbonat ortamlarında çift sayılı yağ asitlerinin indirgenerek çift sayılı n-alkanların oluşmasıdır (Tissot ve diğ. 1977; Palacas ve diğ.1984). İlk olarak Bray ve Evans (1961) tarafından önerilen ve tek sayılı karbon atomlarının çift sayılı karbon atomlarına oranını gösteren karbon tercih indeksi CPI, 1' den küçük ise çift karbonlu n-alkanların baskın ve kaynak kaya litolojisinin karbonat niteliğinde olduğu; CPI 1' den büyük ise, tek karbonlu n-alkanların hakim olduğu karasal organik maddeden türedikleri söylenebilir. İzo-alkanlar petrollerde ve bitümlerde çok miktarda bulunmalarına karşın, özellikle iki izo-alkan Pristan (Pr) ve Fitan (Ph), organik jeokimyasal çalışmalarda oldukça yaygın olarak kullanılırlar. Pr fitolden oksitlenme, Ph ise indirgenme sonucunda meydana gelmektedir (Tissot ve Welte 1984). Bu nedenle yüksek Pr/Ph oranı

(Demaison ve diğ. 1980) oksitleyici ortamı, düşük Pr/Ph (Albrecht ve diğ. 1976) oranı ise indirgeyici ortamı belirtir. Ancak Pr ve Ph için klorofilden başka kaynaklarda öne sürülmektedir (Goosen ve diğ. 1984) Ayrıca Pr/Ph 1' den küçük ise hem anoksik (indergeyici), hem tuzlu, hem de denizel organik madde söz konusudur. 1' den büyük Pr/Ph ise oksitleyici ortam ve karasal ortamı göstermektedir (Powell ve Mckirday 1973). Pr/n-C17, Ph/n-C18 oranları türedikleri kaynak kayanın çökelme ortamına ilişkin bazı ip uçları verir.

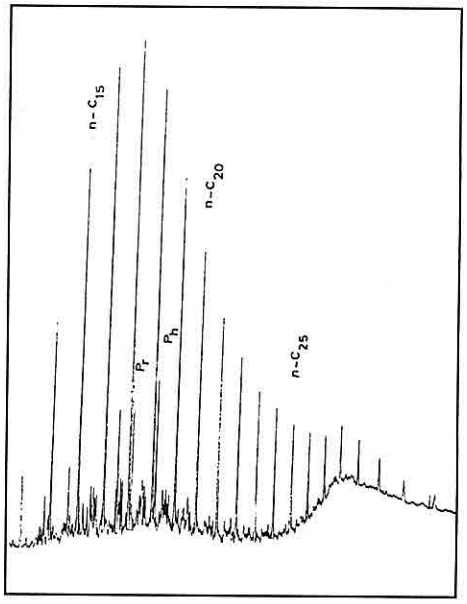
Bu çalışmada yapılan 1 adet GC analizinin sonuçlarına bakıldığında, n-alkan dağılımlarında 15-19 karbon atomlu n-alkanlar (n-C15-n-C19) bütün analizlerde baskındır (Şekil 5). Bu da organik maddenin denizel ortamda oluştuğuna işaret etmektedir. CPI (2n C29/C28+C30) değerlerinin de 1 dolayında oluşu (Tablo 2) çift karbonlu atomların hakim olduğunu ve bu da bitümlerin karbonatlı bir kaynak kayadan türediklerini gösterir. Pr/Ph 1 den küçük olması anoksik (indirgeyici) bir ortamı işaret eder (Tablo 2). Bunun yanısıra denizel organik maddece zengin olduğunu gösterir. Ph/Pr-Pr/n-C17 grafiğine bakıldığı zaman örneklerin tamamına yakını indirgen bir çökelme ortamını işaret etmektedir.

3.2.3. Organik Madde Olgunluğu

Sedimanlar içinde korunarak biriken organik madde diyajenez evresinden geçtikten sonra, sıcaklık etkisinde kalmadığı sürece oldukça duraılıdır veya küçük değişimler geçirir. Fakat,



Şekil 4. HI-Tmax diyagramı yardımıyla Karaboğaz birimi organik mad. tipleri



Şekil 5. 40 nolu ör. elde edilen bitümlerde C 15 doymuş hidrokarbonların gc'si.

Tablo 2. Gaz kromatogramı değerlendirilmesi sonucu hesaplanan parametreler.

KUYU ADI	Numune no	CPI	Pri/Phy	Pri/n-C_{17}	Ph/Pr
BöLÜKYAYLA-1	40	0.98	0.79	0.26	1,27
CPI= 2n-C29/ (n-C28+n-C30) (Philippi,1965) (pik yüksekliğine Göre)					

gömülme arttıkça artan sıcaklık ile birlikte bu duraylılığını kaybederek fiziksel ve kimyasal bazı değişimlere uğrar (Tissot ve diğ. 1984). Organik maddenin geçirdiği bu değişimler geri dönüşümlü değildir. Kayaç içerisinde dolaşan çözeltiler veya ortamda mevcut olan iyonlar da bu organik maddeyi etkilemektedir. Petrol ve gaz, organik maddelerin artan sıcaklığın etkisiyle altında geçirdiği tersinmez kimyasal reaksiyonların sonucunda oluşmaktadır. Organik maddenin ısı ve zamanın etkisi altında değişim gösterdiği bu evrim termal olgunlaşma olarak tanımlanır. Kaynak kayaların olgunlaşma düzeyini saptamak için bir çok yöntem geliştirilmiştir. Bunlar ; a) Kerojene dayalı olgunlaşma parametreleri b) Bitumlere dayalı olgunlaşma parametreleri c) İnorganik bileşenlere (kil minerallerine) dayalı olgunlaşma parametreleri. Bu parametre örneklerin mineral içeriği uygun olmadığından, bu çalışmada kullanılmamıştır. Olgunlaşmanın kerojene dayalı olarak belirlenmesinde yaygın olarak iki yöntem kullanılmaktadır.

1) Optik yöntemler (Bu yönteme bu çalışmada yer verilmemiştir). 2) Kimyasal yöntemler

Kimyasal yöntemler

Piroliz : Piroliz analizleriyle elde edilen verilerden olgunlaşma değerlendirmesinde iki parametre kullanılır. a) **Üretim indeksi** (PI) = S1/ S1+ S2 b) **Tmax** değerleri

Üretim indeksi bir kayanın içinde serbest halde bulunan sıvı hidrokarbonların genetik potansiyele oranını göstermektedir. PI artan olgunluk değeri ile artar (Espitalie ve diğ. 1977). Bu değişim dışarıdan göç yoluyla gelen hidrokarbonlarca oluşabileceğinden, PI olgunluk parametresi olarak kullanılması sınırlıdır. Tmax değeri piroliz sırasında kerojenin parçalanması sonucu açığa çıkan hidrokarbon miktarının maksimuma ulaştığı sıcaklığı temsil eder (Espitalie ve diğ. 1977). Bu parametre artan olgunlaşma ile düzenli olarak artar. Tmax değerlerinin TİP III kerojen için petrol oluşumu açısından temsil ettiği olgunlaşma seviyeleri şöyledir (Espitalie ve diğ. 1977).

Tmax °C	Olgunlaşma Derecesi
<435	Olgunlaşmamış
435-445	Erken-orta olgun
445-460	Orta-ileri olgun
460	Aşırı olgun

Bu yöntemin, kısa zamanda sonuç vermesi, az miktarda örnekle

gerçekleştirilebilmesi, ve bitkisel malzeme içermeyen dolayısıyla vitrinitin bulunmadığı karbonatlı ve/veya Devoniyen öncesi kayaçların olgunluk derecesi hakkında fikir vermesi, en önemli avantajlarındandır. Ancak aşırı olgun zonlarda kerojenin içindeki tüm hidrokarbonlar tüketildiği için güvenilirliğini kaybeder. Dow'e göre petrol oluşum zonu, 0.6-1.35% vitrinit yansıması, 3.5-7.0 spor renk indeksi ve 435-460 C Tmax değer aralıklarında tanımlamıştır. Espitalie vd., (1977) ise bu zonun 0.1-0.4 üretim indeksi(PI) değerleri arasında olduğunu belirtmiştir. Bu çalışmada yapılmış 4 adet piroliz analiz sonucunda Tmax en düşük 430°C, en yüksek 436°C olarak bulunmuştur (Tablo 1).Genel olarak Tmax degerlerine göre Erken-orta olgun olduğu görünmektedir.

Bitüme bağlı olgunlaşma parametreleri

Bu çalışmada Tmax değerlerinin yanısıra Gaz kromatografisi (GC) analizi sonuçlarından elde edilen olgunlaşma parametreleri de değerlendirilmiştir. Numunedeki GC analizlerinde gözlenen küçük moleküler ağırlıklı n-alkan miktarı olgunlaşma ile artar ve yüksek karbon sayılı n-alkanlar parçalanması sonucu oluşan düşük karbon sayılı n-alkanlar meydana gelir (Philippi 1965). Bunun yanısıra tek karbon sayılı atomlarının çift karbon sayılı atomlarına oranını gösteren Karbon Tercih İndeksi (CPI) olgunlaşma derecesiyle değişir ve bu değer olgun örneklerde 1 civarında dır. İncelenen örneklerde CPI değerlerinin 1'e yakın değerde olması (Tablo 2) numunelerin olgun ve erken olgun düzeyde olduğunu göstermektedir (Tablo 2). Olgunlaşma parametreleri topluca değerlendirildiğinde Karaboğaz formasyonundan alınan numunelerin çoğunluğunun orta olgun - olgun olduğu görülür.

4. SONUÇLAR

Bu çalışma kapsamında elde edilen sonuçlar; Karaboğaz formasyonunda toplan organik karbon (TOK) miktarı genel olarak %1'in üzerindedir.Elde edilen TOK değerlerine göre,Karaboğaz formasyonu orta derecede bir kaynak kaya potansiyeline sahiptir. Karaboğaz formasyonundaki piroliz analizleri sonucunda çalışma alanının genelinde TİP II bir organik maddenin yaygın olduğu; HI değerlerinin, düşük olduğu ve Karaboğaz formasyonu türüm potansiyeline göre "orta-iyi kaynak kaya" sınıfına girmektedir. GC analizleri sonucunda elde edilen n-alkanların dağılımı kerojenin denizel organik maddeden oluştuğunu ve Pr/Ph ile Pr/n-C17 oranları anoksik (indirgeyici) bir ortamı işaret etmektedir. Tmax değerlerine bakıldığında, Karaboğaz formasyonunun petrol türüm penceresinde olduğu ortaya çıkmıştır. Çalışma alanının genelinde, örneklerin orta olgun-olgun sınıfına girdikleri saptanmıştır. Bitümlere bağlı olarak elde edilen olgunlaşma parametrelerinde CPI değerleri 1.00 dolayında bulunmuştur. Bu sonuçlarda Karaboğaz formasyonunun orta olgun - olgun olduğunu desteklemektedir.

5. KAYNAKLAR

Albrecht, P., Vanderbroucke, M. And Mandengue,M., Geochemical studies on the organic matter from the Douala Basin (Cameroon) part 1 : Evolution of the extractable organic matter and the formation of petroleum Geochim. Cosmochim. Acta., v.40, p.791-799, 1976.

Bray, E.E., And Evans,E.D., Distribution of n-paraffins as a clue to recognition of source beds. Geochim. Cosmochim. Acta, v.22, p.2-15, 1961.

Demaison, C.G.J. And Moore, G.T., Anoxic environments and oil source bed genesis , AAPG Bull., C.64, No: 8, p.1179-1203, 1980.

Ebukanson, E.J., And R.R.F. Kinghron., Oil and gas accumulations and their possible source rock in southern England, Journal of Petroleum Geology, v.9 n.4, p.413-428, 1986.

Ediger, V.Ş. ve Soylu, C., Petrol jeologlary için organik jeokimya, TPAO Arş. gr. eğitim yayınları no: 23, 169 s, 1993.

Espitalie, J., La Porte, J.L., Madec, M., Marquis, F., Leplat, P., Paulet, J.and Boutefeu, A., Methode rapide de characterisation des roches meres de leur potential petrolier et de leur degre d'evolution. rev.inst.fran.pet.,v.32, p.23-42, 1977.

Gehman, H. M., Jr., O. M. in limestones, Geochimica Cosmo. Acta, v. 26, p.885-897, 1962.

Goosens, H., De Leeuw, J. W., Schenk, P. A. And Brassel, S. C., Tocopherols as likely precurcors of pristane in ancient sediments and crude oils :Nature, v. 312,p. 440-442, 1984.

Heath, G. R., Moore,T.C. And Dauphin,J.P., Organik carbon in deep-sea sediments in : R.N.Andersen (Ed.), The fate of fos. fuel CO2 in the oceans: plenuem press, New York, 1977.

Hunt, J. M., The origin of petroleum in carbonate rocks, in G.V. chilingar, H.J.Bissel and R.W. Farbridges eds, Carbonate Rocks, New York. Elsevier, p.225-251, 1967.

Hunt, J.M., Pet. geochemistry and geology, W. H. Freeman and co.,sanfransisco, 617,1979 p.

Langford, F.F., And M.M. Blanc-Valleron., Interpreting R. E. Pyrolysis data sing graphs of pyrolizable hydrocarbons u.s. total organic carbon: AAPG Bul, v.74, p.799-804, 1990.

Palacas, J. G., Anders, D.E. And King, J.D., South Florida basin-a prime example of carbonate source rocks of petroleum : in petroleum geochemistry and source rock potential of carbonate rocks : AAPG Studies in geology v. 18, p.71-96, 1984.

Philippi, G.T., On the depth, time and mechanism of petroleum generation. geochim.cosmochim.acta, v.29, p.1021-1049, 1965.

Powell, G.T.,and D.M.Mckirday., Relationship between ratio of pristane to phytane, crude oil composition and geologic environment, in Australia:Nature phy. Sci. v. 243, p.37-39,1973

Ronov, A.B., Organic carbon in sedimentary rocks (in relation to presence of petroleum), n.5, p.510-536, 1958.

Soylu,C, Petrol aramacılığında organik jeokimya,TPAO Arama Rap no:3345,106s, 1988.

Soylu, C., Iztan, H., Harput, B., Illeez, Y.H., Tekin, T., Adıyaman bölgesinde bulunan Kretase yaşlı birimlerin petrol türüm potansiyelleri TPAO Rap No: 3375, 180 s, 1993.

Tissot, B. P., Durand, B., Espitalie, J. And Combaz, A., Influence of the nature and diagenesis of organic matter in formation of petroleum, AAPG Bull., C. 58,p. 499-506, 1974.

Tissot, B., Pelet, R., Rouccache, J. And Combaz, A., Utilisation des alcanes comme fossiles geochimiques des environnements geologiques. In. Advances in organic geochemistry 1975. Combos, R and Goni, J. (eds), Madrid, 1977.

Tissot. B., And Welte, D., Petroleum formation and occurrence , second edition, Springer-Verlag, 699 p, 1984.

Welte, D.H., Relation between petroleum and source rock, AAPG, v. 49, 2246 p.2267, 1965.

YERBİLİMLERİ ARALIK 1998 SAYI 33 ISSN 1019-1003
GEOSOUND DECEMBER NO

OLUCAK (GÜMÜŞHANE) YÖRESİ, ÜST KRETASE YAŞLI VOLKANİK VE SUBVOLKANİK KAYAÇLARIN PETROGRAFİSİ-PETROKİMYASI VE TORUL GRANİTOYİDİ İLE OLAN KÖKENSEL İLİŞKİSİ

Hakan ÇOBAN ve Şemsettin CARAN
S. D. Ü., Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Isparta/Türkiye

ÖZET : *Doğu Pontid kuzey ve güney zonu sınırında yer alan Olucak (Gümüşhane-Torul) ve yakın çevresinde Üst Kretase geniş bir alanda yüzeylenir ve mağmatik kayaçlar (Karaburun dasiti-Torul granitoyidi) ile volkano-sedimanter birimlerle (Kermutdere ve Tepeköy formasyonları) temsil olunur. Üst Kretase volkanizması iki faza ayrılarak incelenmiştir. İlk faz (erken faz) Kermutdere formasyonu volkanitlerini içerir. Bu fazda kayaçlar, bazaltik trakiandezit/trakiandezit ve fonolit bileşiminde olup, silisçe kararlı bir mağma ile silisçe tüketilmiş bir mağmayı işaretlerler. Fazın taban seviyeleri plajiyoklaz (nötr) + sanidin + hornblend ve klinopiroksence (ojit), üst seviyeleri ise plajiyoklaz (asit-nötr) + sanidin + nefelin + sodalit(nozean) + klinoamfibol (arfvedsonit) ve olivince zengin kayaçlarla karakteristiktir. Üst Kretasede ayırtlanan ikinci faz (geç faz) ise Tepeköy formasyonu volkanitlerini içerir. Geç fazdaki kayaçlar riyolit - dasitik tüf bileşiminde olup silisçe zengin bir mağmayı karakterize ederler. Geç faz riyolitleri hızlı soğuma ürünü perlitik dokuludur ve kuvars + sanidin + asit plajiyoklaz içerirler. Dokusal olarak Üst Kretase volkanitlerinde gözlenen plajiyoklazlardaki erime inklüzyonları, iğnemsi apatitler, kuvars-mafik mineral inlüzyon birlikteliği(ocellar tekstür), volkanitlerin eşyaşlı mafik ve felsik iki mağmanın homojen karışımı (magma mixing) ile oluşabileceğini işaretleyen veriler sunar. Volkanitlere ait kayaç örnekleri üzerinde gerçekleştirilen petrokimyasal analizler Kermutdere formasyonuna ait volkanitlerin alkalin(şoşonitik)-kalkalkalen mağma karakterine sahip olduklarını Karaburun dasiti ve Tepeköy formasyonu volkanitlerinin de kalk-alkalen mağma karakterli olduklarını göstermiştir. Bu karakterler kayaçların mineralojik bileşimleri ile de uyumludur. Bu petrografik - petrokimyasal özellikler ve iz elementlere dayalı petrojenetik parametreler Üst Kretase volkanitlerinin farklı mağma kaynaklarından beslenmiş olabileceklerini işaretlemekte olup Tepeköy formasyonu volkanitleri ve Karaburun dasitinin ise Üst Kretasede sokulum yapan Torul granitoyidinin sokulumuna bağlı kenar fasiyesleri olarak subvolkanik ve volkanik ekstrüzyonları olabilecekleri şeklinde yorumlanmıştır.*

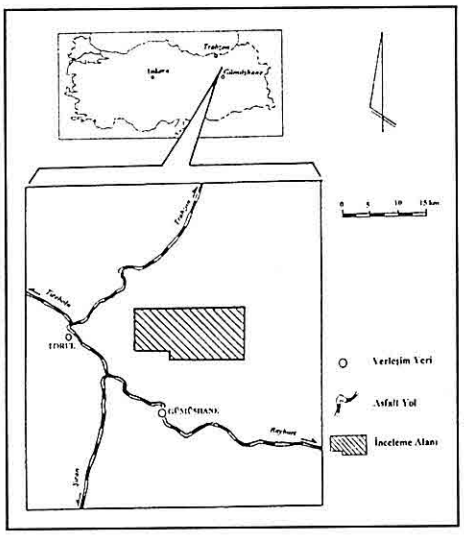
PETROGRAPHY AND PETROCHEMISTRY OF THE UPPER CRETACEOUS AGED VOLCANIC AND SUBVOLCANIC ROCKS IN OLUCAK (GÜMÜŞHANE - TORUL) REGION AND THEIR'S GENETIC RELATION TO TORUL GRANITOIDE

ABSTRACT : *The study area includes the Olucak (Gümüşhane-Torul) and It's surrounding areas located at between the northern and southern zones of the East Pontid. Upper Cretaceous outcrops wide spreadly in the region and consist of magmatic rocks (Karaburun dacite-Torul granitoide) and volcano-sedimentary rocks (Kermutdere-Tepeköy formations). Two phases were determined in the Upper Cretaceous volcanism. The first phase (early phase) includes the volcanics of Kermutdere formation. In this phase, rocks have basaltic trachyandesite/trachyandesite and phonolitic composition and indicate silica - saturated and silica-undersaturated magmas. The bottom level of the phase consist of the rocks having plagioclase (neutral)+ sanidine+ hornblende+clinopyroxene(augite). The upper part of the phase is composed of the rocks having plagioclase(acide neutral) + sanidine + nepheline + sodalite (nosean) + clinoamphibole (arfvedsonide) and olivine. The second phase (late stage) is characterized by a silica over-saturated magma and includes rhyolitic to dacitic rocks in composition (Tepeköy formation). The rhyolites in the second phase have a perlitic texture and are a rapidly cooled magma origin. Some textural features ,observing in Upper Cretaceous volcanites , such as melting inclusions in plagioclases, occurrence of needle-shaped apatites, ocellar texture (mafic mineral inclusion bearing quartz) are the evidences of the same aged homogene magma-mixing between both mafic and felsic magmas. The petrochemical analysis of volcanics show that the volcanics of Kermutdere have alkaline(shoshonitic) - calcalkaline magma character and the Karaburun dacite-Tepeköy formation volcanics have calcalkaline magma character. These characters are associated with their mineralogic composition. These petrografic-petrochemical aspects and petrogenetic trace elements parametres of Upper Cretaceous volcanics indicate that volcanics are derived from different magma origines . Tepeköy formation and Karaburun dacite are interpreted that as Karaburun dacite and Tepeköy formation volcanics are the marginal subvolcanic and volcanic extrusion facies of the Torul granitoide, which intruded in the Upper Cretaceous age.*

1. GİRİŞ

İnceleme alanı Doğu Pontid kuzey ve güney zonu sınırında Torul ve Gümüşhanenin kuzey-kuzey doğusunda, Olucak ve civarını çevreleyen yaklaşık 250 km^2'lik bir alanı

kapsar (Şekil 1).



Şekil 1. İnceleme alanı yer bulduru haritası

Çalışma alanının içinde bulunduğu Doğu Pontid kuşağı kuzey ve güney zonu sınırında, bir çok araştırıcı tarafından jeolojik amaçlı çalışmalar yapılmıştır. Gattinger (1962) 1/500 000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritasını derleyerek Trabzon paftasına ait kısımda Gümüşhane yöresine ait granitleri, Liyas yaşlı kireçtaşlarını, Üst Kretase filişini ve Eosen volkanik ve filiş serisini tanımlamıştır. Tokel (1972) Gümüşhane bölgesinde yaptığı jeolojik incelemede stratigrafik ve volkanik tarihçeyi ortaya koymuştur. Bölgede Paleozoyik sonrası Jura, Üst Kretase ve Eosen yaşlı üç volkanik faz ayırtlayan araştırıcı Üst Kretaseyi alkalen volkanizma ile belirlemiş ve kayaçların andezit trakiandezit bileşimli olduğunu ortaya koymuştur. Eren (1983) ve Hacıalioğlu (1983), Gümüşhane (Kale-Vavukdağı) civarında yaptıkları jeolojik çalışmalarında bölgede yüzeylenen birimlerin litofasiyes özellikleri ve mikrofasiyes analizlerini yaparak, Üst Kretasenin derin deniz ortamını yansıttığını, volkanotortul karakterli olduklarını belirlemişlerdir. Taslı (1984), İkisu (Gümüşhane) - Hamsiköy civarının jeolojisine yönelik çalışmasında Üst Kretasenin yoğun bazaltik volkanizma ile başladığını ve yer yer türbidit karakterli tortullaşmanın bu volkanizmaya eşlik ettiğini belirtmiştir. Bektaş ve Gedik (1988), Bayburt - Maden bölgesindeki jeolojik incelemelerinde Üst Kretasede lösitli şoşonitik volkanizmayı belirlemişlerdir.

Çalışma alanında Mesozoyik ve Senozoyik zaman aralığında Liyas, Üst Kretase ve Eosen yaşlı üç volkanik faz ayırt edilmiş olup bu çalışma Üst Kretase volkanizmasına bağlı volkanik ve subvolkanik kayaçların mineralojik, petrografik ve petrokimyasal karakteristikleri ile yörede Üst Kretasede sokulum yapmış olan Torul granitoyidi ile olan kökensel ilişkisine yöneliktir. Mağmatik kayaçların petrokimyasal karakteristiklerinin belirlenmesi amacıyla 9 adet kayaç örneği, M.T.A. enstitüsü laboratuvarında atomik absorbsiyon spektrofotometrisi ile tümkayaç kimyasal analizleri yapılarak ana oksit ve bazı iz elementleri saptanmış ve C.I.P.W. normları hesaplanmıştır.

2. STRATİGRAFİ

İnceleme alanında beş litostratigrafi

birimi ve üç litodem birimi yüzeylenmektedir (Şekil 2).

Litostratigrafi birimleri tabandan tavana doğru Kırıklı, Berdiga, Kermutdere, Tepeköy ve Alibaba Formasyonlarından oluşur (Şekil 3). Kırıklı Formasyonu, Liyas yaşlı olup, sedimanter ara seviyeler içeren volkanik ve subvolkanik kayalardan; Berdiga Formasyonu ise (?Dogger) Malm-Alt Kretase yaşlı olup, dolomit ve dolomitize kireçtaşlarından oluşur ve temeli uyumsuz olarak örter. Bölgede en geniş yayılıma sahip olan Üst Kretase (Kampaniyen - Mestrihtiyen) yaşlı Kermutdere Formasyonu ile dar alanda yüzeylenen Mestrihtiyen yaşlı Tepeköy Formasyonu volkano-sedimanter kayalarla temsil olunurlar. ?Yipresiyen-Lütesiyen yaşlı Alibaba Formasyonu Eosen öncesi kayaları uyumsuz olarak örter. Formasyon tabanda sedimanter birimler üzerine gelen volkanik kayalardan oluşur. İnceleme alanındaki litodem birimleri ise bölgeye Üst Kretase sonunda sokulum yapan Karaburun subvolkanik dasiti ile Torul granitoyidi ve Orta-Üst Eosende yerleşen Acısu granitoyididir. Sahadaki en genç çökelleri Kuvaterner yaşlı travertenler oluşturur.

3. PETROGRAFİ

Çalışma alanında Üst Kretase volkanizması iki faza ayrılarak incelenmiştir. İlk fazı Kermutdere formasyonu volkanitleri oluşturur. İkinci fazı ise Tepeköy formasyonu volkanitleri ve Karaburun subvolkanik dasiti temsil eder.

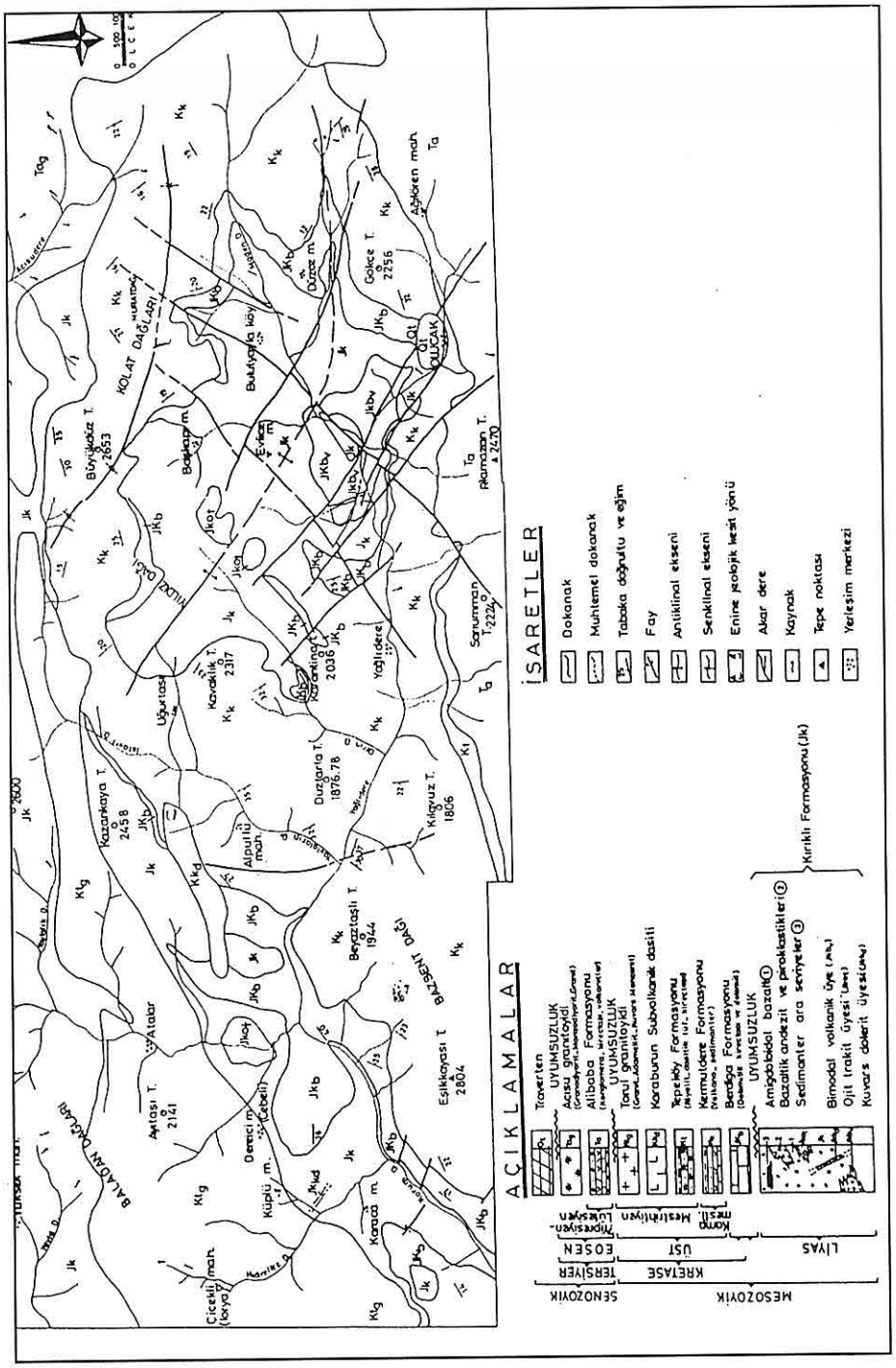
Kermutdere formasyonu (Kk) volkanitleri

İnceleme alanında Kermutdere formasyonunu karakterize eden subsidans havza özellikli volkano-tortul serideki magmatik aktivite, Doğu Pontidlerde kılavuz seviye olarak tanınan kırmızı renkli pelajik biyomikritik kireçtaşlarının çökelmesinden sonra etkinlik kazanmıştır. Volkanizma derin denizel karakterli olup, tabanda hornblendli bazaltik trakiandezit/trakiandezit, üst seviyelerde ise trakiandezit/fonolit kompozisyonludur. Volkanitler sedimanter birimlerle lav akıntılarıyla sil şekilli veya özellikle üst seviyelerde riftleşme ortamındaki gerilme rejimine bağlı kırık sistemlerinde dayk şekilli yerleşim sunarlar.

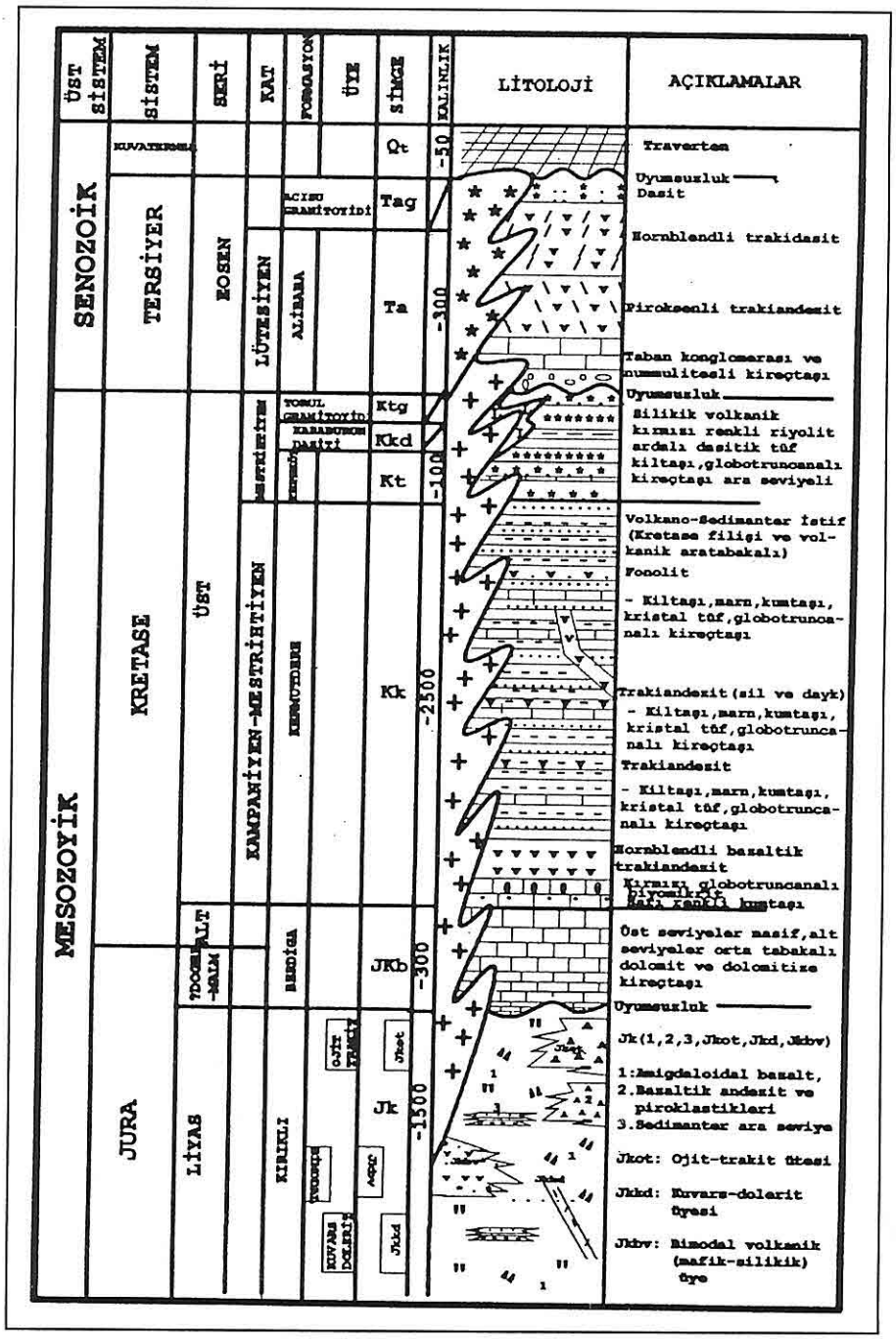
Hornblend - bazaltik trakiandezit

Alpullu mahallesi dolayında ve Uğurtaşı kuzeydoğusunda, kırmızı renkli Globotruncanalı kireçtaşları üzerine kalın bir lav akıntısı şeklinde gelir. El örneklerinde hornblend ve feldispat fenokristalleri gözle tespit edilebilir. Formasyon taban seviyelerinde koyu gri - siyah renklidir ve üst seviyelerde sarımsı bej renkli trakiandezite geçiş gösterir.

Doku ve Mineraloji : Hornblend ve feldispat fenokristallerinin, ince taneli mikrolit içeren pilotaksitik hamur içinde dağıldığı tipik porfirik dokuludurlar. Kayacı oluşturan başlıca mineraller, plajiyoklaz (oligoklaz - andezin), hornblend, sanidin, ojit, apatit ve



Şekil 2. İnceleme alanına ait jeoloji haritası



Şekil 3. Çalışma alanına ait genelleştirilmiş stratigrafik sütun kesit (ölçeksiz).

opaklardır.Latalar şeklinde, özşekilli ve prizmatik olan plajiyoklaz fenokristallerinin tane boyutları, 2-3 mm arasında değişmekte olup, genellikle normal zonlanma gösterirler. Normativ bileşimlerine göre plajiyoklazları oligoklaz ve andezin (An20-An24) karakterize eder. Çoğunlukla yoğun karbonatlaşma gösterirler. Kayaç içerisinde özşekilli hornblend fenokristallerinin tane boyutları 1 - 2 mm arasında değişmekte olup bunlar tüm kayaç hacminin % 10'unu oluşturur. Aşırı hidrotermal alterasyona bağlı olarak gelişen hornblend psödomorflarında silis dolgu gözlenir ve genellikle manyetit tarafından ornatılmışlardır. Sanidin fenokristalleri ise hamur içerisinde iri tane boyutlu olarak porfirik dağılım sunarlar ve erken kristallenme ürünüdürler. Uzun prizmatik ve tabuler biçimli sanidin fenokristallerinden psödomorf sekonder silis dolguları da yaygındır. Kayaç içerisinde % 2-3 oranında bulunan klinopiroksenleri soluk yeşil renkli ojit temsil etmekte olup, düzensiz taneler halinde bulunurlar ve sönme açıları 38° - 45° arasında değişir (Levha 1, Şekil1). İri taneli ve özşekilli kristallenen ojitler erken kristallenme ürünü olup, karbonatlaşma yaygın alterasyon ürünlerindendir. Ayrıca aşırı hidrotermal alterasyona bağlı olarak, karbonatlaşma, kloritleşme, silisleşme ve özellikle kayaç çatlaklarında plajiyoklazların resorpsiyonu ile gelişmiş zeolitleşmeler yaygındır. Opak mineraller % 10-15 oranında bulunur ve tane boyutları 0.01 mm civarındadır. Normativ bileşimlerine göre opakları ilmenit ve manyetit karakterize eder. Ayrıca hornblendler içerisinde ve hamurda iğne şekilli küçük taneler halinde otomorf apatit inklüzyonları da gözlenir.

Trakiandezit

Uğurtaşı ve İstavridere güneyi, Murat Dağı kuzeyi ve Madendere doğusunda, grimsi-yeşil, sarımsı-gri renkli olup, özellikle, gösterdiği küresel ayrışmalar (eksfoliyasyon) ile tipiktir.

Doku ve Mineraloji : Kayaç, ince kesitte orta - iri tane büyüklüğüne sahip feldispat fenokristallerince zengindir. Hamur içerisinde porfirik, yer yer trakitik doku sunarlar (Levha1, Şekil 2). Mikrolitik feldispat içeren hamur içerisinde kayacı oluşturan esas mineralleri plajiyoklazlar (albit, oligoklaz, andezin), alkali feldispat (sanidin), hornblend, ve opaklar şekillendirir. Kayaç içerisinde % 3 oranında da serbest kuvars bulunur. Plajiyoklazların normativ kimyasal bileşimlerine göre anortit içerikleri An6.37 - An20.58 olarak tespit edilmiştir. Optik determinasyonları sonucu, sönme açılarına göre asidik-nötr karakterli oldukları saptanmıştır. Uzun prizmatik latalar şeklinde, otomorf fenokristaller halinde bulunan plajiyoklazlar, aynı zamanda mikrolitler şeklinde hamur içerisinde de bulunurlar. Karbonatlaşmanın yaygın olarak gözlendiği fenokristallerin yer yer hamur tarafından mantolandığı da gözlenir.

LEVHA 1

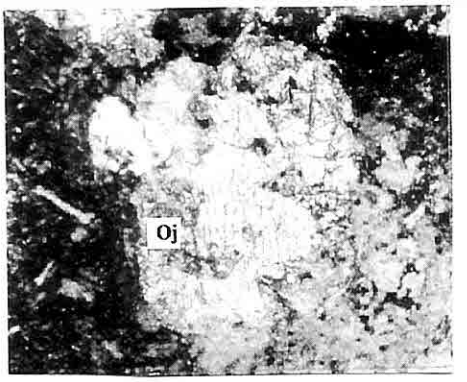
Şekil 1 : Bazaltik trakiandezit mikro fotoğrafında pilotaksitik hamur içerisinde karbonatlaşmış subotomorf klinopiroksen (ojit) fenokristali. (İstavridere kuzeyi, X nikol) (Kermutdere formasyonu)

Şekil 2 : Trakiandezit ince kesitinde gözlenen otomorf sanidin (Sn)ve plajiyoklaz (Pl) fenokristalleri, porfirik doku. (Alpullu mahallesi, X nikol) (Kermutdere formasyonu)

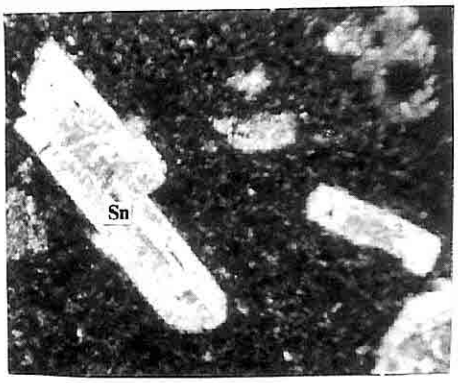
Şekil 3 : Fonolit ince kesitinde taban seviyelerinde gözlenen özşekilli nefelin(Ne) ve klinoamfibol Arfvedsonit-Arf.) fenokristalleri. (Bazbent dağı, X nikol).(Kermutdere formasyonu)

Şekil 4: Fonolit ince kesitinde marjinleri boyunca opaklaşmış, ve merkeze doğru konsantrik zonlanma gösteren nozean minerali (Bazbent dağı, T. nikol) (Kermutdere formasyonu)

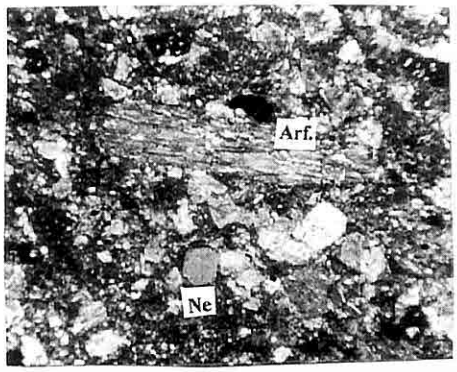
LEVHA 1



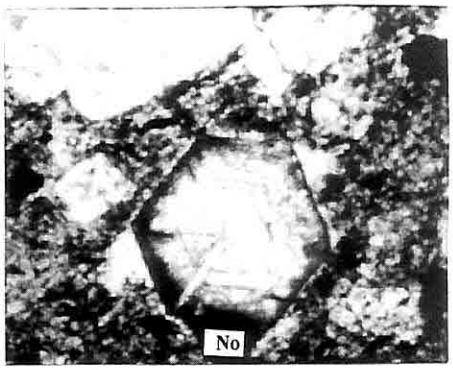
Şekil 1 : Bazaltik trakiandezit mikro fotoğrafında pilotaksitik hamur içerisinde karbonatlaşmış subotomorf klinopiroksen(ojit) fenokristali. (İstavridere kuzeyi, X nikol) (Kermutdere formasyonu)



Şekil 2 : Trakiandezit ince kesitinde gözlenen otomorf sanidin(Sn)ve plajiyoklaz(Pl) fenokristalleri, porfirik doku. (Alpullu mahallesi, X nikol) (Kermutdere formasyonu)



Şekil 3 : Fonolit ince kesitinde taban seviyelerinde gözlenen özşekilli nefelin(Ne) ve klinoamfibol (Arfvedsonit-Arf.) fenokristalleri. (Bazbent dağı, X nikol).(Kermutdere formasyonu)



Şekil 4: Fonolit ince kesitinde marjinleri boyunca opaklaşmış, ve merkeze doğru konsantrik zonlanma gösteren nozean minerali (Bazbent dağı, T. nikol) (Kermutdere formasyonu)

Albit ikizlenmesi gösteren lata şekilli kristaller yer yer sanidinler etrafında akma yönüne paralel dizilim sunarlar. Kayaç içerisinde % 15 oranında bulunan otomorf sanidin fenokristalleri çoğunlukla tabuler ve formlu kristaller sunar. Özşekilli fenokristalleri aşırı opaklaşma gösteren klinoamfibolleri oksihornblend karakterize eder. Mikrolitik feldispatların yoğun olarak gözlendiği hamur içerisinde oksidasyon yaygın olup, subotomorf-ksenomorf opak mineraller poiklitik olarak dağılım sunar. Normativ bileşimleri ile de tespit edilen manyetitler genellikle İri tane boyutlu ve keskin köşelidir.

Feldispatoyidli Trakit (Fonolit)

İnceleme alanında genellikle Yağlıdere yaylanın kuzeyinde yüzeylenen bu birim, türbiditik seviye içerisinde dayk şeklinde yerleşim sunar. Birim grimsi bej ve sarımsı bej renkli olup Kermutdere formasyonunun üst seviyelerinde gözlenir.

Doku ve Mineraloji : İnce kesitte, heterojen tane boyutlu feldispat ve feldispatoyidlerin, mikrolitik hamur içerisinde fenokristal halinde dağıldığı porfirik doku gösterirler. Hamur içerisindeki feldispat mikrolitleri, pilotaksitik ve yer yer paralel akma dokusu (trakitik doku) sunarlar. Kayacın mineralojik kompozisyonunu, plajiyoklaz (albit-oligoklaz), nozean, nefelin, klinoamfibol (arfvedsonit), sanidin, olivin, ve opaklar oluşturur. Birimin taban seviyelerinde olivin, nefelin ve arfvedsonit (sodyumlu amfibol) mineralleri dominant iken, üst seviyelerde ise nozean ve sanidin baskın durumdadır. Kimyasal analizi yapılan kayaç örneğinde normativ kimyasal bileşimine göre plajiyoklazları (An 12.8) albit temsil eder. Sönme açılarına göre optik determinasyonları albit - oligoklaz olarak saptanmıştır. Fenokristal plajiyoklazlar heterojen tane boyutuna sahiptirler (1 - 2 mm), ve seriate dokusu (fenokristallerin heterojen tane boyutlu dağılımlı olması) sunarlar ve hamur içerisinde erken kristallenme ürünüdürler. Plajiyoklazlarda özellikle ters zonlanmanın görülmesi, çekirdeğin kenarlara göre daha sodik karakterini beliritir (Heinrich, 1965). Bu olay da albit - oligoklaz türü sodik plajiyoklazlarda tanıtmandır. Ayrıca hamur tarafından mantolanmış plajiyoklazlarda, kenarlarda zonal düzenlenmiş erime inklüzyonları da gözlenir (Levha 2, Şekil 1). Kayaç içerisinde tespit edilen feldispatoid minerallerinden en yaygını nozeandır (Levha 1, Şekil 4). Sodalit grubu minerallerden olan nozean, özşekilli-yarı özşekilli fenokristaller şeklinde, altıgen formlu opak minerallerdendir. Marjinleri boyunca gelişen opaklaşma ve merkeze doğru konsantrik zonlanmaları tanıtman özelliklerindendir. Fonolitlerde yaygın olarak bulunan, alkali minerallerden olan nozeanlar, genellikle inklüzyonlu olup inklüzyonların bileşimi çoğunlukla ilmenit - manyetit türü opaklardır (Heinrich, 1965). Feldispatoid grubu minerallerden olan nefelinler ise çapraz nikolde devamlı karanlık konumda

Tablo 1. Üst Kretase yaşlı volkanitlerin majör oksit ve bazı iz element içerikleri ve C.I.P.W normları (Kermutdere, BTA, TA, Fon; Tepeköy, Riy; Karaburun; KBD).

Ana Oksit	**BTA1**	**BTA2**	**TA1**	**TA2**	**TA3**	**FON**	**RİY**	**KBD2**	**KBD1**
SiO2	56.07	54.74	55.32	54.08	51.92	50.31	73.93	75.84	76.3
TiO2	0.51	0.68	0.63	0.31	0.62	0.62	0.11	0.05	0.05
Al2O3	17.53	16.23	18.44	19.9	19.11	20.75	13.51	15.83	14.04
Fe2O3	7.95	8.6	8.22	7.14	8.1	8.51	2.74	2.55	2.03
FeO	4.49	3.71	3.48	4.39	4.67	4.77	1.48	0.66	0.81
MnO	0.1	0.2	0.11	0.1	0.1	0.21	0.11	0.05	0.05
MgO	3.98	3.62	2.42	3.88	3.01	2.8	0.32	0.46	0.25
CaO	5.91	6.84	4.74	2.04	4.26	3.53	2.22	0.51	0.51
Na2O	1.73	2.83	3.79	6.63	4.88	5.39	1.27	0.1	2.64
K2O	1.63	2.35	2.63	1.33	3.12	3.01	4.22	3.88	3.26
P2O5	0.1	0.2	0.21	0.2	0.21	0.1	0.11	0.05	0.05
Toplam	**101.53**	**101.15**	**101.41**	**101.13**	**101.91**	**101.91**	**100.02**	**99.98**	**99.99**
C.I.P.W.									
(Q) Kuvars	24.45	12.14	15.77	1.04	3.14	.....	46.53	59.66	47.75
(C) Korundum	5.38	.....	6.15	5.22	4.76	4.1	4.17	11.45	5.91
(Z) Zirkon	0.03	0.03	0.03	0.05	0.03	0.04	0.04	0.04	0.03
(Or) Ortoklaz	9.66	13.88	15.6	7.86	18.44	17.8	24.98	22.98	19.28
(Ab) Albit	14.66	23.98	32.1	56.12	41.29	45.08	10.72	0.86	22.38
(An) Anortit	20.58	24.64	8.73	6.37	8.05	12.34	7.33	0.02	0.67
(Di) Diyopsit	.....	3.94	.....	.....	.....	.....	.....	.....	.....
(Hy) Hipersten	10.92	7.18	6.04	11.5	8.55	.....	1.26	1.14	0.63
(Ne) Nefelin	.....	.....	.....	.....	.....	0.3	.....	.....	.....
(Ol) Olivin	.....	.....	.....	.....	.....	5.73	.....	.....	.....
(Mt) Magnetit	11.53	10.62	9.72	10.36	11.74	12.33	3.98	2.16	2.64
(Hm) Hematit	.....	1.27	1.52	.....	.....	.....	.....	1.07	0.21
(Il) ilmenit	0.97	1.3	1.2	0.58	1.18	1.18	0.2	0.1	0.1
(Ap) Apatit	0.24	0.46	0.5	0.49	0.49	0.25	0.25	0.12	0.12
(Cc) Kalsit	2.96	1.14	4.91	0.91	4.35	1.72	1.15	0.8	0.57
Toplam	**101.37**	**100.6**	**101.25**	**100.49**	**101.05**	**100.87**	**100.6**	**100.4**	**100.31**
İZ ELEMENT	(ppm)								
Rb	60	40	70	40	80	60	70	100	100
Sr	350	550	500	300	850	700	500	100	180
Zr	150	150	150	250	150	180	200	200	150
Y	30	25	20	25	25	20	35	35	30

olmaları, altıgen formları, tek optik eksenli (uniaks) ve optik işaretlerinin (-) olmaları ile tanınırlar ve normativ kayaç kimyasına bağlı olarak da tespit edilmişlerdir (Tablo 1 ; Levha 1, Şekil 3). Çoğunlukla otomorf olan kristalleri kayaç içerisinde porfirik fenokristaller şeklinde bulunur. Subotomorf - ksenomorf kristal şekilli klinoamfiboller, kayaç içerisinde poikilitik dağılım gösterirler. Pleokroizma, dilinim ve sönme açıları ile tanınabilen klinoamfibolleri, koyu yeşilimsi mavi, yeşilimsi sarı pleokroizma renkleri, fonolitlerde nefelinle poiklitik yapıda olması, iki yönde iyi gelişmiş dilinimleri, uzun kesitlerinde negatif elangasyon işareti, düşük sönme açıları (0 ° - 5 °) ile arfvedsonit karakterize eder (Levha 1, Şekil 3). Olivin kayaçta aksesuar oranda bulunur. Analizlerde normativ bileşimine göre de saptanan olivin, otomorf fenokristaller halinde, erken kristallenme ürünü olup, yüksek röliyefli, altıgen kesitli ve paralel sönmelidir. İğnemsi biçimli küçük bileşenler halinde bulunan apatitler ise aksesuar oranda bulunur. Feldispatoidal trakitlerde bol olarak bulunan opak mineralleri ise genellikle magnetit ve kırmızı renkli hematit oluşturur.

Tepeköy Formasyonu (Kt) Volkanitleri

Tepeköy Formasyonu genellikle volkanik karakterlidir. Tabandan tavana doğru Kırmızı renkli riyolit - dasitik tüflerin ritmik ardalanmasından oluşur . Bu birimler yer yer globotruncanalı kireçtaşı ve kiltaşı seviyeleri içerirler.

Riyolit

Grimsi bej renkli dasitik tüfler içerisinde sil şeklinde lav akıntısı olarak yerleşim sunan birim, çalışma alanı içerisinde kırmızı rengi ile uzaktan kolaylıkla tanınabilir. El örneğinde porfirik dokulu olan kayaç içerisinde, beyaz renkli feldispat ve kuvarslar gözle tesbit edilebilir. Yumuşak bir topoğrafyaya sahip olan birim, dasitik tüflerle düzenli istiflenme sunar.

Doku ve Mineraloji : Mikrokristalin volkanik camdan oluşan hamur, milimetre ölçeğinde dairesel çatlakların oluşturduğu tipik perlitik dokuludur (Levha 2, Şekil 2). Bu doku şekli, volkanik camın devitrifikasyonundan sonra hacımsal değişim etkileriyle gelişen ve radyal düzenlenmiş iğnemsi kristallerden (silis) oluşan sferulitler olarak bilinir (Cox ve diğ., 1982). Perlitik doku, lavın hızlı soğuma ürünü ve camın erken oluşumunun bir işaretleyicisidir. Kayacı oluşturan başlıca mineraller ; Plajiyoklaz (albit), kuvars,volkanik cam (silis), sanidin, apatit ve hematit 'dir. Plajiyoklazlar otomorf ve iri tane boyutlu (1 - 2 mm) fenokristaller halinde lata şekilli pofirik doku oluştururlar. Normativ kimyasal bileşimlerine göre An7.33 - albit olarak saptanan plajiyoklazlar , optik determinasyonların da albit-oligoklaz olarak belirlenmiştir. Normal zonlanma gösterirler ve genellikle Albit / Albit - Periklin ikizlenmesi sunarlar. Kayaç içerisinde gözlenen serbest kuvarslar subotomorf - ksenomorf olup genellikle korrozyon

gösterirler. Hamuru oluşturan perlitik çatlakların boşluklarında geç fazda yerleşim sunan kuvarslar yer yer inklüzyon zonlanması da gösterirler. Genellikle camsal hamur ile mantolanmış olan sanidinler ise opak inklüzyon içerirler (Levha 2, Şekil 3). Olasılı erken fazda kripto - mikro kristalin hamurla kristallenen apatitler, hamur içerisinde bol olarak iğne biçimli ve küçük kristaller şeklinde bulunurlar. Hamur içerisinde, kırmızı renkli boyanma şeklinde, ksenomorf inklüzyonlar halinde bulunan opak minerallerin hematit ve manyetit olabileceği düşünülmektedir.

Dasitik Tüf (vitrik tüf)

İnce taneli ve sarımsı gri renkli olan dasitik tüfler, katmansı yapılı olup, kalınlıkları 1 ile 10 metre arasında değişim gösterir. Çoğunlukla ayrışmış olan birim, pembe renkli riyolitlerle ardalı olarak bulunur. Ara seviyeler halinde globotruncanalı kireçtaşı ve kiltaşları içerir. Sivri köşeli ve düzensiz gelişmiş kuvars fenokristallerinin, litik ve pumis parçalarının ve subotomorf plajiyoklazların mikrokristalin bir volkanik hamur içerisinde porfirik dağılım gösterdiği kayaç içerisinde kuvars % 20 oranındadır. Kuvarslar genellikle korrozyona uğramıştır ve fenokristalleri yer yer uzun yassılaşmış formlu olup, Eutaxitic tekstür göstererek ignimbritik bir görünüm sunarlar. Kuvars fenokristallerinin tane boyutları 0.1 - 1 mm arasında değişmektedir. Killeşme ve karbonatlaşmanın yaygın olarak gözlendiği hamur içerisinde silisleşme ve sekonder kuvars gelişimleri de yaygındır. Subotomorf biyotit ve opak inklüzyonlar ise poiklitik dağılım sunarlar.

Karaburun Subvolkanik Dasiti (Kkd)

Sütun yapısı gösteren birim, subvolkanik intrüzyon şeklinde çalışma alanı kuzeybatısında, Alpullu mahallesi ve Karaburun tepede yerleşim sunar Birim pembe-gri renkli olup el örneğinde porfirik doku gösterir ve kuvars fenokristalleri gözle tespit edilebilmektedir.

Doku ve Mineraloji : Kayaç ince kesitte porfirik dokuludur. İri taneli (1-3 mm) kuvars ve feldispat fenokristalleri mikrokristalin bir hamur içerisinde tane boyu farklılığı ile porfirik doku gösterirler. Kayacı oluşturan başlıca mineralleri plajiyoklaz (albit), alkalen feldispat (sanidin), kuvars, apatit ve opaklar oluşturur. Optik determinasyonları ve normativ anortit içeriklerine göre albit olarak saptanan plajiyoklazlar, iri tane boyutlu otomorf fenokristaller halinde, çubuksu ve latalar şeklinde bulunur. Kristal marjinlerinden itibaren küçük iğnemsi çubuk şekilli epidotlaşma gösterirler ve inklüzyon şeklinde küçük apatit ve opak mineralleri içerirler (Levha 2, Şekil 4). Karbonatlaşma ve killeşmenin yaygın olarak görüldüğü fenokristallerin hamur tarafından mantolandığı da gözlenmiştir. Tane boyutları 2 mm'ye kadar ulaşan kuvars fenokristalleri ksenomorf ve yuvarlanmış kenarlı olup, marjinleri magmatik korrozyona uğramıştır. Ayrıca

LEVHA 2

Şekil 1: Fonolit ince kesitinde özşekilli ve erime inklüzyonlu gösteren plajiyoklaz fenokristalleri (Pl) (Bazbent Dağı X nikol). (Kermutdere Formasyonu).

Şekil 2: Riyolit ince kesitinde özşekilli sanidin fenokristali (Sn) ve mikrokristalin hamur (Kılavuz Tepe X nikol). (Tepeköy formasyonu)

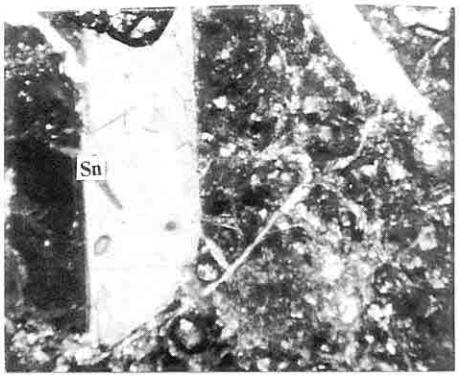
Şekil 3: Riyolit ince kesitinde sferoidal çatlaklar,perlitik doku ve subotomorf kuvars(Q) fenokristali (Kılavuz Tepe, X nikol). (Tepeköy formasyonu)

Şekil 4: Dasit ince kesitinde, plajiyoklaz marjinlerindegelişmiş ikincil, çubuksu epidot (Ep) prizmatik apatit (Ap) fenokristalleri (Karaburun Tepe, X nikol) (Karaburun dasiti).

LEVHA 2

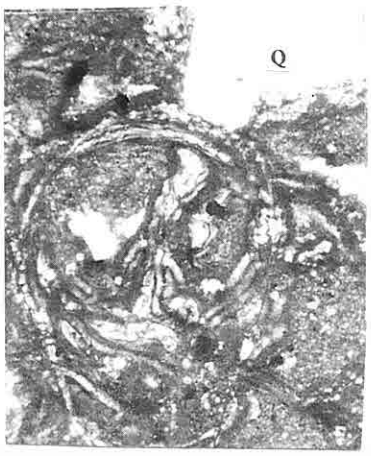
0 0.2 mm

Şekil 1: Fonolit ince kesitinde özşekilli ve erime inklüzyonu gösteren plajiyoklaz - fenokristalleri (Pl) (Bazbent Dağı X nikol).



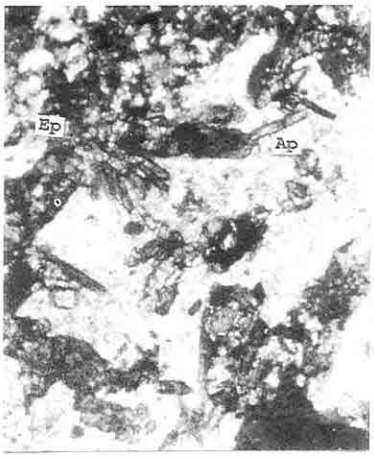
0 0.2 mm

Şekil 2: Riyolit ince kesitinde özşekilli sanidin fenokristali(Sn) ve mikrokristalin hamur.(Kılavuz Tepe X nikol).(Tepeköy formasyonu)



0 0.2 mm

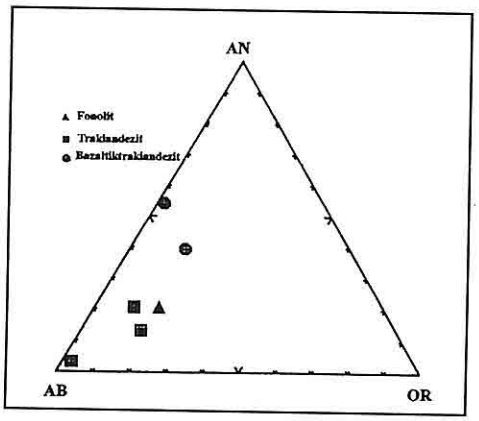
Şekil 3: Riyolit ince kesitinde sferoidal çatlaklar, perlitik doku ve subotomorf kuvars(Q) fenokristali (Kılavuz Tepe, X nikol (Tepeköy formasyonu)



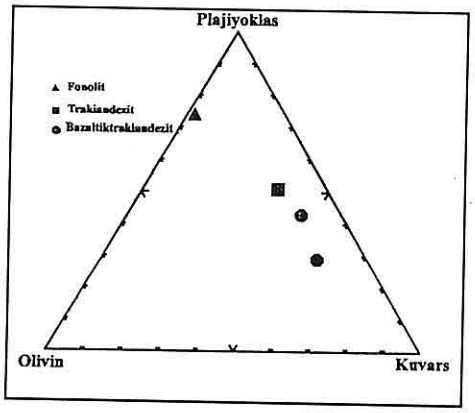
0 0.2 mm

Şekil 4: Dasit ince kesitinde, plajiyoklaz marjinlerinde gelişmiş ikincil, çubuksu epidot(Ep)- prizmatik apatit (Ap) fenokristalleri (Karaburun Tepe, X nikol).) (Karaburun dasiti)

doymamış kısımda ise olivinin (feldispatoitlerle birlikte) gelişimi açıkca gözlenmektedir.Bu verilere dayanarak, Kermutdere volkaniklerinin silisçe kararlı bir mağma ile silisçe fakir bir mağma ürünü kayaçlardan oluştukları anlaşılmaktadır.



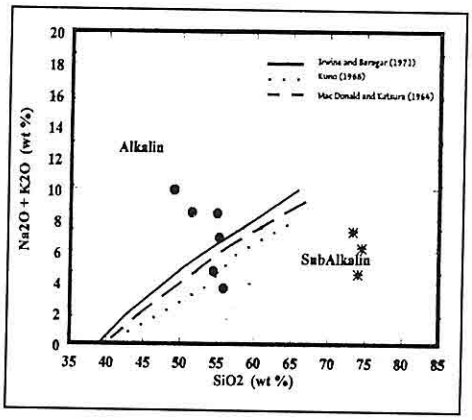
Şekil 6. Kermutdere volkanitlerinin An-Ab-Or üçgen diyagramındaki konumları (Newpet' den, Kosinowski, 1981).



Şekil 7. Kermutdere volkanitlerinin Olivin - Kuvars - Plajiyoklas üçgen diyagramındaki konumları (Newpet'den, Groves, 1972).

Mağmatik Affinite ve Petrojenez

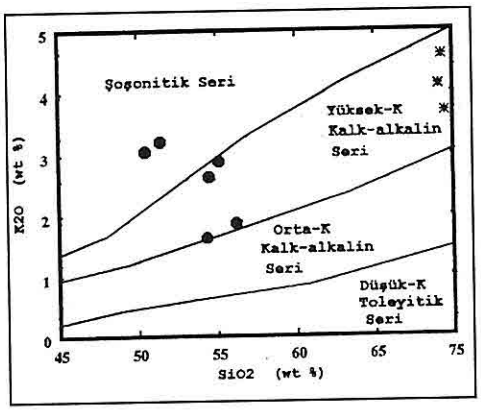
Kermutdere, Tepeköy ve Karaburun volkanitleri, mağma karakterlerinin belirlenmesi amacıyla alkalilerin (Na_2O+K_2O), SiO_2'e karşı değerlendirildiği toplam alkali-silis (TAS) kompilasyon diyagramında (Rıckwood, 1989) (Şekil, 8), Kermutdere formasyonu volkanitleri ağırlıklı olarak alkalin karakteri gösterirler. Peccerillo ve Taylor (1976) diyagramında ise (Şekil, 9), alkalen (şoşonitik) - yüksek potasyumlu kalk-alkalen karakter sunarlar. Böyle bir mağma tipi ise mineralojik bileşimle uyumludur.



Şekil 8. Kermutdere (●), Tepeköy ve Karaburun (*) volkanitlerinin toplam alkali - silika (TAS) diyagramındaki konumları (compiled by Rickwood, 1989)

Şöyleki : kayaçlarda gözlenen alkali feldispat (sanidin), nefelin, sodalit (nozean) mineralleri ağırlıklı alkali bileşimle uyumluluk gösterir.Bu verilerle Kermutdere volkanitlerinin alkalen (şoşonitik) - yüksek potasyumlu kalk-

alkalen karakterli olduğu anlaşılmaktadır. Tepeköy ve Karaburun volkanitleri ise riyolit ve dasit bileşimlidir ve sınıflandırmalarda kalk - alkalen karakterlidirler.



Şekil 9. Kermutdere (●), Tepeköy ve Karaburun (*) volkanitlerinin Peccerillo ve Taylor (1976) diyagramındaki konumları

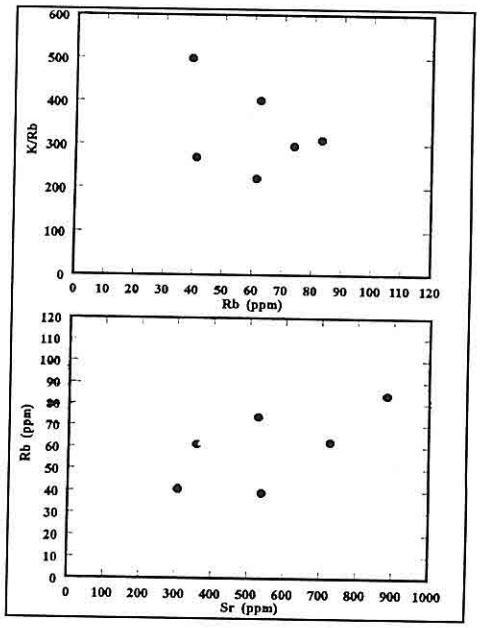
Çalışma alanı kuzey-kuzeybatısında yüzeylenen Torul granitoyidi ise Üst Kretase yaşlı olup (76 milyon yıl; Jica, 1986) plütonu oluşturan kayaçlar granit, adamellit ve kuvars monzonit arasında mineralojik ve petrografik olarak bileşimsel değişim gösterir (Çoban, 1997). Kayaçları oluşturan ana mineralleri kuvars, alkalen feldispat (ortoklaz), plajiyoklaz(oligoklaz), biyotit ve hornblend ; tali mineralleri apatit, sfen ve opaklar oluşturur. Kayaçların mağmatik affiniteleri alümino-kafemik (ALCAF), peralümino-metaalümino geçişli parametresi olan ve kalkalkalen karakter gösteren mağma tipine sahip olup iz element içerikleri volkanik yay granitoyidlerini gösterir (Çoban, 1997).

Üst Kretase volkanitlerinde mineralojik bileşimleri ile de belirlenen tabanda silisçe dengeli bir mağma ürünü kayaçlar ve üst seviyelerde silisçe fakir bir mağma jenerasyonuna bağlı kayaçlardaki gelişim fraksiyonel kristalizasyon (FC) veya dışında (AFC-assimilasyona bağlı FC / Mağma-mixing) özel bir açıklama ister. Pasifikte olivinli bazaltlarla ilişkili olarak trakitik ve fonolitik lavlar bilinmektedir. Barth (1936) ,normal diferansiyasyonda , fonolitik trendi, önce normal kristallenmeye bağlı diferansiyasyonun bir sonucu olarak irdelemişsede olayı assimilasyona bağlı bir modifikasyon olarak yorumlamıştır. Bowen (1937) Afrika rift vadilerindeki fonolitlerle ilişkili volkanikleri artık sistemlerindeki düşük derecedeki erimeye bağlamış ve teorik olarak iki fikir ileri sürmüştür; 1) kristallenen sistem içerisinde soğumakta olan geç fazlı sıvı ile ilişkilidirler 2) veya düşük silis içeren kabuksal (crustal) kayaçların kısmi ergimesine bağlı olarak oluşan ilk faz sıvı ile ilişkilidirler. İtalya-Navejo ve Arizonada feldispatoidal volkanik kayaçların oluşumu kireçtaşı ve granit ksenolitlerine bağlanmıştır. Granitik ksenolit doygunlaşmamış mağmanın potas içeriğini artırmakta ve fonolitleri netice vermektedir. I.Baker (1969) St.Helena adasında alkalen bazaltlardan trakitlere doğru değişen volkaniklerin kristal fraksiyonlaşma prosesleriyle oluşumunu geç faz uçucu transferi ve alkalice zengin sıvıların göçüne bağlı olarak açıklamıştır. Bowen (1945), Aşırı

doygunlaşmış veya doygunlaşmamış kayaçların alkali bazalttan itibaren gelişimini bu kayaçlarda bulunan hem kalsiyumca zengin ve hemde alüminaca zengin plajiyoklaz efekti ile ilişkilendirmiş ve bu gelişimin erimenin peralkalin gelişime yol açabileceğini ileri sürerek alkali gaz transferi dışında (alkali bazalt mağma serileri ile ilişkili doygunlaşmamış ve aşırı doygunlaşmış son ürünlerin bulunmasının) fraksiyonel kristallenme yolunda silis aktivitesine yansıyarak küçük ilksel farklılıklarla bölümlenebileceğini açıklamıştır. Buna karşın Gast (1968), doygunlaşmış ve doygunlaşmamış volkanik kayaçlarda farklı iz element bolluklarının, mağma tiplerinin mineralojisi ve majör element kimyası olarak karakteristik olduğunu belirtmiştir.

	İz element içerikleri (ppm)		
	Rb	Sr	Zr
Toleyitik bazalt*	5	400	100
Alkali bazalt *	30	700	125
* (Prinz, 1967)			
Olucak kalk-alkalen riyolit ve dasit	70	500	150
Olucak kalkalkalen bazaltik trakiandezit	40	550	150
Olucak alkalen trakiandezit	80	850	150
Olucak alkalen fonolit	60	700	180

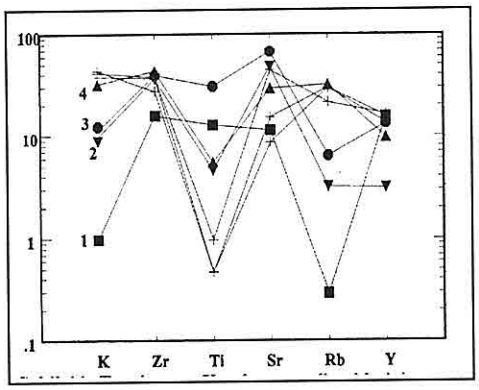
yukarıdaki çizelgedende görülebileceği gibi toleyitik ve alkali bazaltlardaki iz elementler arasında belirgin bir farklılaşma trendi gözlenmektedir. Çalışma alanı (Olucak yöresi) Üst Kretase yaşlı volkaniklerdeki kalkalkalenden alkali trakitlere doğru incompatible elementlerde gözle görülür bir trend farklılaşmasının bulunmasıda ancak kabuksal malzeme yanında manto malzemesi katkısı (olasılı üst manto peridotitlerinin kısmi ergimesi) ile açıklanabilir. Bu durum Üst Kretase volkanitlerinin tek tip mağmadan kaynaklanıp kaynaklanmadığını gösteren Jakes ve White (1970) Rb/Sr ve K-Rb/Rb diyagramlarında da (Şekil, 10) test edildiğinde açıkca gözlenmektedir zira bu diyagramda da gözlenen geniş dağılım aralığı farklı mağma kaynağının kontaminasyona ve/veya hibridizasyona bağlı magma jenezini göstermektedir' ki petrografi bölümünde belirtilen bazı özel doku tiplerinin saptanmasıda magma mixing olayını destekler konumdadır.



Şekil 10. Kermutdere volkanitlerinin (●) K/Rb-Rb ve Rb/Sr iz element diyagramındaki konumları (Jakes ve White, 1970).

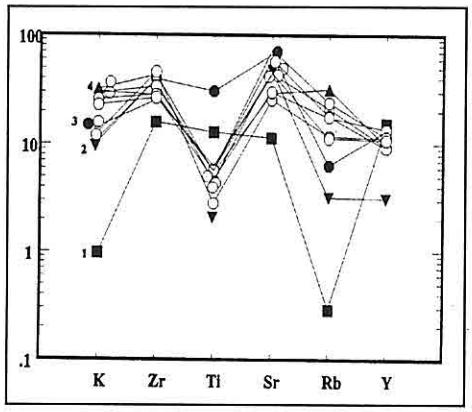
Silisçe tüketilmiş bir mağmadan türemiş kayaçlara geçiş gösteren Üst Kretase yaşlı Kermutdere formasyonu volkanitleri üzerine gelen yine Üst Kretase yaşlı silisçe zengin bir mağmadan türemiş Tepeköy volkanitlerinin durumu da ilginçlik sunmaktadır. Tepeköy ve Karaburun asidik volkanikleri çalışma alanında yüzeylenen Üst Kretase yaşlı Torul Granitoyidinin yerleşimine bağlı olarak bir kenar kuşağı şeklinde volkanik ve subvolkanik ekstrüzyonları olup olamıyacağı şeklinde yoruma gidilmiştir. Petrokimya bölümünde de görüleceği gibi bu volkanitlerin ağırlıklı kıtasal kabuk kökenli olması ve Torul granitoyidi ile aynı yaşta olup aynı mağma karakterine sahip olmaları da bu yaklaşımı desteklemektedir.

Kermutdere, Tepeköy ve Karaburun volkanitlerinin mağma jenezinin belirlenmesi amacıyla, bazı iz elementlere dayalı Spider diyagramında değerlendirildiğinde (Şekil, 11, 12), Kermutdere volkanitlerinin üst kıtasal kabuk değerleriyle tamamen uyumlu, alt kıtasal kabuk ve okyanusal yay değerleri ile kısmen uyumlu, okyanusal kabuk değerleri ile tamamen uyumsuz olduğu gözlenir. Tepeköy ve Karaburun volkaniti ise üst kabuk değerleri ile tamamen uyumlu olup, diğerleri ile uyumsuzdur. Bu veriler ise, Üst Kretase volkanitlerinin kıtasal kabuk ve manto malzemesi ile birlikte hibridik bir mağmadan türeyebileceğini göstermektedir. Kermutdere, Tepeköy ve Karaburun volkanitleri, karakterize ettikleri jeotektonik ortamın belirlenmesi amacıyla (Ti / Zr) iz elementlerine dayalı Pearce (1982) diyagramında



Şekil 11. Tepeköy ve Karaburun volkanitlerinin (+) kondritlere göre normalleştirilmiş iz element konsantrasyonlarını gösterir spider diyagramı. Normalleştirme değerleri: 1) Ortalama okyanus ortası sırt bazaltlar (Saunders ve Tarney, 1984 ; Sun,1980), 2) Ortalama okyanusal yay bazaltları (Sun, 1980), 3) Alt kıtasal kabuk (Weaver ve Tarney, 1984),

değerlendirildiğinde (Şekil, 13) Kermutdere volkanitlerinin volkanik yay bölgesine düştükleri görülür. Bu verilere göre Üst Kretase volkanitlerinin jeotektonik olarak kıtasal kabuk üzerinde gelişmiş alkalin (şoşonitik) - yüksek potasyumlu kalk-alkalin karakterli bir volkanik yay provensini karakterize ettikleri anlaşılmaktadır.

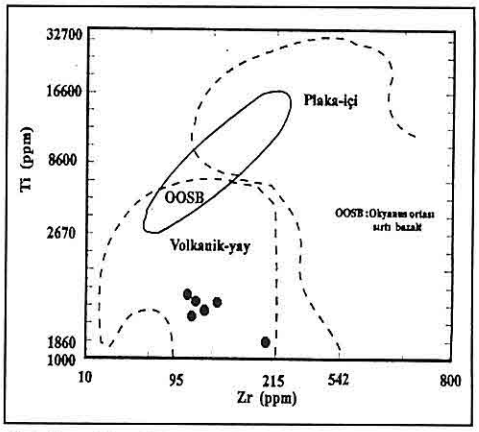


Şekil 12. Kermutdere volkanitlerinin (o) kondritlere göre normalleştirilmiş iz element konsantrasyonlarını gösterir spider diyagramı. Normalleştirme değerleri: 1) Ortalama okyanus ortası sırt bazaltlar (Saunders ve Tarney, 1984 ; Sun, 1980), 2) Ortalama okyanusal yay bazaltları (Sun, 1980), 3) Alt kıtasal kabuk (Weaver ve Tarney, 1984), 4) Üst kıtasal kabuk (Taylor ve Mc Lennan, 1981).

4. SONUÇLAR VE TARTIŞMA

Olucak (Gümüşhane) ve dolayındaki Üst Kretase yaşlı volkanik ve subvolkanik kayaçların petrografisi ve petrokimyasını ortaya koymak amacıyle gerçekleştirilen bu çalışmada aşağıdaki sonuçlar elde edilmiştir.

1) Üst Kretase volkanizması iki faza ayrılır. ilk fazı karakterize eden volkanitler (Kermutdere formasyonu volkanitleri) taban seviyelerde bazaltik trakiandezit ve trakiandezitik; üst seviyelerde trakiandezit ve fonolitik bileşimli olup mineralojik bileşimlerini alt seviyelerde plajiyoklaz (nötr) +sanidin+ojit+hornblend üst seviyelerde



Şekil 13. Kermutdere volkanitlerinin (Pearce, 1982) diyagramındaki konumları

ise plajiyoklaz (asit-nötr) + sanidin+ nefelin + nozean + olivin + arfvedsonit temsil eder. Bu özellikleriyle tabanda silisçe kararlı bir mağmadan türemiş kayaçlarla, üst seviyelerde ise silisçe tüketilmiş bir mağmadan türemiş volkanitlerle temsil olunurlar.

2) Üst Kretase volkanizması ikinci fazı (Tepeköy formasyonu volkanitleri) asidik karakterli olup riyolit ve dasitik tüflerle karakterize olur ve mineralojik bileşimlerini plajiyoklaz (asit)+ kuvars+ sanidin mineralleri oluşturur. Üst Kretase yaşlı Karaburun dasitinin mineralojik bileşimi ise kuvars+sanidin+plajiyoklaz (asit) ve apatit'den oluşur.

3) Üst Kretase volkanitlerinde gözlenen plajiyoklazlardaki erime inklüzyonları, hamurda bulunan iğnemsi apatitler ve

ocellar tekstür (kuvars-mafik mineral inklüzyon birlikteliği) gibi dokusal özellikler bu volkanitlerin farklı iki mağmanın homojen karışımı ile (mağma-mixing) oluşabileceklerine dair (Hibbard, 1991'den, Yılmaz ve Boztuğ, 1995). veriler sunar.

4) Kermutdere formasyonu volkanitlerinin mağmatik affiniteleri alkalen (şoşonitik)-(kalk-alkalen) olup Tepeköy formasyonu ve Karaburun dasitinin mağma karakterleri ise kalk-alkalendir.

5) Üst Kretase yaşlı volkanitlerde iz elementlere dayalı diyagramlarda uyumsuz (incompatible) elementlerden K, Rb ve Sr 'un geniş dağılım aralığında bulunması ve petrografik gözlemlerle ortaya çıkan magma-mixing olayını belgeleyebilecek dokusal özelliklerin saptanması bu volkanitlerin fraksiyonel kristalizasyonun yanında hibridizasyonunda etken olduğunu göstermektedir.

6) Kermutdere formasyonu volkanitleri hem okyanusal yay volkanitleri , hemde kıtasal kabukla uyumlu iz elementlere sahipdir. Tepeköy formasyonu ve Karaburun dasiti ise ağırlıklı kıtasal kabukla uyumlu iz elementlere sahip olup Torul granitoyidi ile aynı mağma karakterine (kalkalkalen) sahiptirler.

7) Üst Kretase volkanizmasında gözlenen karakter değişimi bu özellikleri ile farklı mağma kaynaklarından beslenmesi ile ilişkilendirilmiştir. Tabanda görünen bazaltiktrakiandezitik kayaçlara karşın özellikle daha genç gerilme rejimine bağlı kırık sistemlerinde dayk şekilli yerleşim sunan ve fonolitik bileşimli ve alkalen mağma karakterli kayaçlarla temsil olan üst seviyelerdeki silisçe tüketilmiş mağma jenerasyonu, büyük olasılıkla üst manto peridotitlerinin kısmi ergimesi yanında kıtasal kabuğun kısmi ergimesi ile ilişkili hibridizasyona bağlı bir gelişim olarak değerlendirilmiştir. Daha üst seviyelerdeki silisçe zengin bir mağmaya geçiş ise büyük olasılıkla petrokimyasal karakteristikleri ile de uyumlu olan Üst Kretase yaşlı (ağırlıklı kıtasal kabuk kökenli) Torul granitoyidinin yerleşimi ile ilişkili ve onun volkanik (Tepeköy formasyonu volkanitleri) ve subvolkanik (Karaburun dasiti) kenar fasiyesleri şeklindeki ektrüzyonları olabileceği şeklinde yorumlanmıştır. Bununla birlikte çalışma alanına ait daha rejyonal yorumların yapılabilmesi için magmatitlere ait analiz sayısının artırılması gerekmektedir

5. KAYNAKLAR

Baker, I., (1969) ; " Petrology of the volcanic rocks of Saint - Helena Island", South Atlantic Bull.Geol.Soc.Am., 80: 1283-1310.

Barth, T.F.W., (1936) ; "The cyristallization process of basalt", Am.J.Sci.vol.31, 321 - 351.

Bektaş, O., ve Gedik, Y., (1988) ; "Koplarda lösitli şoşonitik volkanizmalı yeni bir formasyon Everek Hanları Formasyonu) ve bu bulgunun Doğu Pontid arkı (KD Türkiye) evrimi ile olan ilişkisi. T.J.K.B., 31, 11-21.

Bowen, N.L., (1937) ; "Recent high-

temperature research on silicates and its significance in igneous geology", Am.J.Sci.,.33, 1-21. (1945); "Phase equilibria bearing on the origin and differentation of alkaline rocks".Am.J.Sci. (Daly volume), 243 A: 75-89.

Cox, K.G., Bell, J.D., ve Pankhurst, R.J., (1993) ; "The interpretation of igneous rocks", Pg: 176- 196, Cambridge.

Çoban, H., (1997); " Olucak (Gümüşhane) ve dolayının jeolojisi, petrografisi ve jeokimyası", S.D.Ü. Fen Bil.Ens. Doktora tezi, (yayınlanmamış), Isparta.

Eren, M., (1983) ; "Gümüşhane - Kale arasının jeolojisi ve mikrofasiyes incelemesi". İLT, K.Ü. Yerbil.Fak, 197 s.

Gast, P.W., (1968) ; "Trace element fractionation and the origin of tholeiitic and alcaline magma types". Geochem. Cosmochim Acta, 32 : 1057 - 1086

Gattinger, T.E., (1962) ; "1 / 500 000 ölçekli Türkiye jeoloji haritası Trabzon paftası açıklaması" - M.T.A. yayını, Ankara

Hacıalioğlu, T., (1983) ; "Kale - Vavuk dağı (Gümüşhane) arasının jeolojisi ve mikrofasiyes incelemesi". Master tezi, K.Ü.Yerbilimleri Fak. 121 s.

Heinrich, E.Wm., (1965) ; "Microscopic identification of minerals", pg.348-370.

Hibbard, M. J., (1991) ; "Textural anatomy of twelve magma mixed granitoid systems" I: Dider, J. be Barbarin, B. (eds.), Enclaves and Granite petrology . Developments in Petrology, Elsevier, 431-444.

Irvine, T.N. ve Baragar, W.R.A., (1971) ;"A guide to the chemical classification of common volcanic rocks" : Can-Jour.Eart Sci., 8, 523-548.

Jakes, P., ve White, J.R., (1970) ; "K / Rb ratios of rocks from Island arcs". Geochim et Cosmochim.Acta, 34, 849-856.

Jica. , (1985) ; "The republic of Turkey report on the cooperative mineral exploration of Gümüşhane area", consolidated report, Japan Inter. Coop. Agencı, 147 s.

Kuno, H., (1968), Differentiation of basalt magmas. In: Hess H.H. and Poldervaart A. (eds), Basalts: The Poldervaart treatise on rocks of basaltic composition, Vol.2.Intersciences, Newyork, pp.623-688.

Le Maitre, R.W., Bateman, P., Dudek, A., Keller, J., Lameyre Le Bas M.J., Sabine, P.A., Schmid, R., Sorensen, H., Streckeisen, A., Wooley, A.R., ve Zanettin, B., (1989) ; "A classification of igneous rocks and glossary of terms". Blackwell, Oxford.

MacDonald G.A., ve Katsura T., (1964) Chemical composition of Hawaiian lavas. In: Coats R.R., Hay R.L., and Anderson C.A. (eds.), Studies in volcanology: a memoir in honour of Howel Williams. Geol. Soc. Amer. Mem. 116, 477-522.

Newpet, (1987-1991) ; Microsoft computer program. MUN, Earth Sciences / CERR, Newfounland.

Pearce, J.A., (1982) ; "Trace

elements characteristics of lavas from destructive plate boundaries". In: Thorpe R.S. (e.d.), Andesites.Wiley, Chichester, pp.525-548.

Peccerillo, R., ve Taylor, S.R., (1976) ; "Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey" .Contrib .Mineral.Petro., 58, 63-81.

Prinz, M., (1967) ; "Geochemistry of basaltic rocks : trace elements". In : H. H. Hess and A.Polder vaart (editors), Basalts.Wiley, Newyork, N.Y.pp.271-323.

Rickwood, P.C., 1989, Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements. Lithos, 22, 247-263.

Saunders, A.D., ve Tarney, J., (1984) ; "Geochemical characteristics of basaltic volcanism within barc-arc basins". In:Kokelaar B.P. and Howells M. F. (eds.), Marginal basin geology, Spec.Publ.Geol.Soc.London 16. pp.59-76.

Sun, S.S., (1980) ; "Lead isotopic study of young volcanic rocks from mid-ocean ridges, ocean islands and island arcs". Phil.Trans.R.Soc., A297, 409-445.

Taslı, K., (1984) ; "İkisu (Gümüşhane) ile Hamsiköy (Trabzon) yörelerinin jeolojisi ve Berdiga formasyonunun biyostratigrafik deneştirmesi".YL tezi, K.Ü. Fen Bil.Enst.Trabzon

Taylor, S.R., ve McLennan, S.M., (1981); "The composition and evolution of the continental crust: are earth element evidence from sedimentary rocks. Phil. Trans.R.Soc., A301, 381-399.

Tokel, S., (1972) ; "Stratigraphical and volcanic history of the Gümüşhane region, NE Turkey": University college London.

Weaver, B., ve Tarney, J., (1984) ; "Empirical approach to estimating the composition of the continental crust". Nature, 310. 575-57.

Yılmaz, S., ve Boztuğ, B., (1995) ; "Granitoyid petrojenezinde magma mingling / mixing kavramy".T.J.K.B. cilt: , p. 1-20.

YERBİLİMLERİ ARALIK 1998 SAYI 33 ISSN 1019-1003
GEOSOUND DECEMBER NO

MUT BASENİ MİYOSEN YAŞLI RESİFAL KİREÇTAŞLARININ JEOLOJİSİ

Kemal GÜRBÜZ ve Levent UÇAR
Ç.Ü., Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Adana/Türkiye

ÖZET: *Toros Orojenik Kuşağı güneyinde yer alan değişik büyüklükteki basenlerden birisi olan Mut Baseni'nde Mesozoyik yaşlı temel kayaçları üzerine diskordansla Oligosen ve Miyosen yaşlı sedimanlar gelmektedir. Bu sedimanlar altta karasal bir dönemle başlamakta ve daha üste doğru sığ denizel bir ortama geçiş göstermektedir. Bu sığ deniz ortamı içerisinde birbirinden ayrı tepeler halinde resifal karbonatlar oluşmuştur. Bu tekçe resifal oluşumlar; tüm resif elemanlarının (resif çekirdeği, resif kanatları ve resif çevresi) gözlenebildiği mostralar sunarlar. Yapılan bu çalışma ile; bu yama resiflerinin alttaki sığ denizel Köselerli formasyonu ve resif çevresindeki marnlar ile yanal ve düşey geçişli oldukları saptanmıştır. Bu resifal oluşumların sığ denizel ortama ait kırıntılı sedimanları ile sıkça olan yanal ve düşey geçişleri; bu dönemde oluşan deniz seviyesindeki sık, fakat küçük ölçekli alçalmalar ve yükselmelerin (östatik deniz seviyesi değişimleri veya lokal tektonik etkisi ile) sonucu olduğunu göstermektedir.*

GEOLOGY OF REEFAL LIMESTONES FROM MUT BASIN

ABSTRACT: *Oligocene and Miocene sediments discordantly overly the Mesozoic basement rocks in the Mut Basin which is one of the main sedimentary basin located in the southern flank of the Taurus Orogenic Belt. The sediments start with continental deposits in the lower parts and transitionally passes up to lagoonal-shallow marine deposits in the upper parts of the succession. The solitary reefal bodies have been formed in this shallow sea. These individual reef bodies display best outcrops represented by their reef core, reef flank and off reef parts. This study reveals that; these patch reefs are associated off reef shale and thin limestone and silty limestone beds of underlying Köselerli formation with a lateral and vertical transition. This lateral and vertical transition with shallow marine clastics also suggests that, these reefal bodies have been deposited under the control of small sea-level fluctuations.*

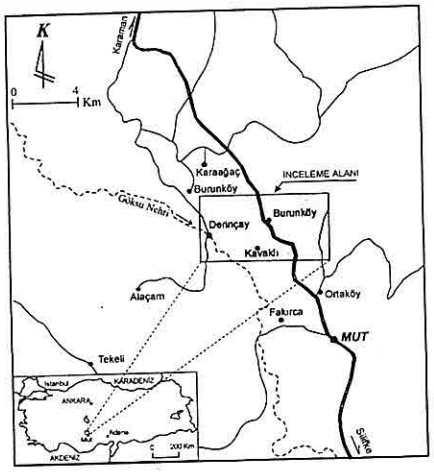
1. GİRİŞ

Mut Baseni; yurdumuzun güney kesimlerinde yer alan önemli basenlerden birisidir. Bu çalışmada, Mut Baseni sedimanter istifinde önemli bir yer tutan resifal oluşumların yayılımı ve çeşitli jeolojik özellikleri tanıtılmıştır. Hem güncel hem de eski resifal oluşumlar sedimantolojik çalışmalarda; özellikle petrol araştırmalarında önemli yer tutarlar. Yurdumuzda da bu oluşumlarla ilgili çeşitli araştırmalar yapılmıştır. Çalışma alanı ve yakın çevresinde önceki araştırmacılardan Blumenthal (1956, 1961), Akarsu (1960), Bizon ve diğ. (1974), Özer ve diğ. (1974), Gökten (1976), Demirtaşlı ve diğ. (1983), Pampal (1986, 1987), Tanar (1989), şafak ve Gökçen (1991), Şafak ve Gökçen (1996) genel jeoloji ve paleontoloji çalışması, Gedik ve diğ. (1979), genel jeoloji ve petrol jeolojisi, Türkmen (1987) ise genel jeoloji ve mühendislik jeolojisi çalışmaları yapmışlardır. Mut sedimanter havzasına komşu olarak bulunan Adana Baseni'nde Görür, (1979, 1980) yapmış olduğu çalışmalarda Alt Miyosen yaşlı resifal kütleleri Karaisalı kireçtaşı olarak adlandırmış ve bunların sedimantolojisini çalışmıştır. Yaş ve oluşum açısından Mut resifal kireçtaşları ile benzerlik sunan bu oluşumlar aslında Iskenderun dolayından Antalya dolayına kadar benzer özellikler sunarak gözlenmektedir. Ancak Adana Baseni batı kesimleri ve özellikle inceleme alanında jeolojik dökümanlardaki resif oluşumlarına örnek olabilecek şekilde iyi gelişmiş mostralar gözlenmektedir (Şekil 1, 2). Bu çalışmada; inceleme alanında yüzeylenen Miyosen yaşlı resifal kütleler bu yönüyle de tanıtılmaktadır. Bu çalışmanın amacı; Mut Baseni'nde çok iyi gelişmiş mostralar sunan bu resifal kütlelerin jeolojik evrimini açıklamak ve bunları jeoloji literatürüne tanıtmaktır.

2. BÖLGESEL JEOLOJİ VE STRATİGRAFİ

2.1. Mesozoyik

Mut havzasındaki Oligo-Miyosen yaşlı sedimanter istif, Mesozoyik yaşlı temel üzerine diskordansla gelmektedir (Şekil 2 ve 3). Bu çalışmada; özellikle Senozoyik'e ait Oligo-Miyosen yaşlı sedimanter birimler detaylı olarak tanıtılmıştır. Çalışma alanının batısında yüzeyleyen Mesozoyik'e ait Geç Kretase yaşlı ofiyolitik melanj Oligo-Miyosen yaşlı formasyonların temelini oluşturmaktadır. Birim içerisinde, Permo-Karbonifer ile Geç Kretase zaman aralığında oluşan birimlere ait değişik boyutlu olistolit blokları yeralmaktadır. Ofiyolit, serpantinleşmiş peridotit, gabro, spilit, diyabaz daykları ve bazik denizaltı volkanitlerinden meydana gelmiştir. Ofiyolit hamuru içerisinde yeralan bloklar ise kireçtaşı ve grovak kumtaşı gibi değişik litolojik özellikler gösterirler. Ofiyolitler çok çatlaklı olup, çatlaklarda yer yer manyezit oluşumları gözlenmektedir. Ofiyolitik melanj tektonik olarak bölgeye yerleşmiştir. İnceleme alanında birimin taban dokanağı gözlenememiştir. Ofiyolitik melanj içerisindeki bloklardan en genç olanının yaşı Geç Kretase olduğu ve ofiyolitin bölgeye Maastrichtiyen'de



Şekil 1. İnceleme alanının yerbulduru haritası.

yerleştiği söylenebilir (Gedik ve diğ 1979).

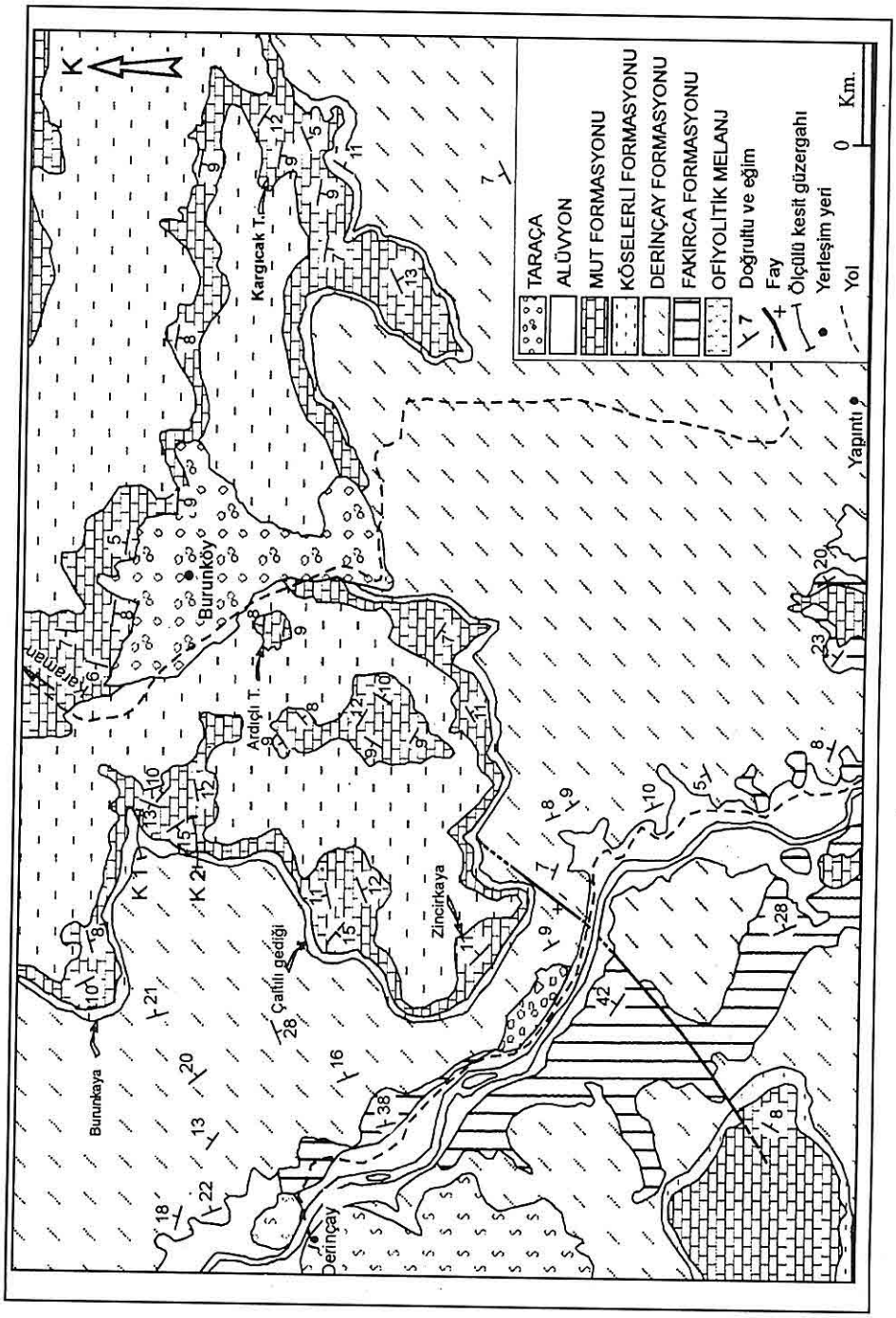
2.2. Senozoyik

2.2.1. Fakırca Formasyonu

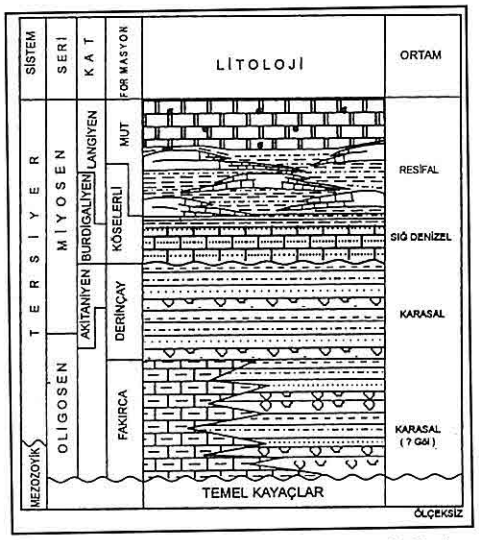
Gedik ve diğ. (1979) tarafından Mut'un hemen batısındaki Fakırca Köyü'nden esinlenerek Derinçay formasyonu içerisinde Fakırca Üyesi olarak adlandırılan birim, killi kireçtaşı ve kumlu silttaşı bantları içeren şeyl ve marn ardalanmasından oluşmaktadır. Çalışma alanının özellikle güney ve güneybatı kesimlerinde yüzlekler vermektedir. Fakırca formasyonu yüzeylendiği alanlarda sarımsı - boz, grimsi kirli beyaz renklerde gözlenmektedir. Birim genellikle marn ve şeyllerden oluşmaktadır. Ayrıca bunlar arasında ince silttaşı, siltli - killi kireçtaşı arakatmanları da gözlenmektedir. Marnlar açık yeşilimsi, açık gri renkli olup, orta kalın tabakalı, orta derecede dayanımlı, çok kırıklı, küresel ayrışmalı, kömürleşmiş bitki kırıntılı, gastropodlu ve silttaşı arakatmanlıdır. şeyller sarımsı boz ve açık gri renkli olup, ince tabakalı-laminalı, yumuşak, dayanımsız, kıymıksı kırıklı ve dağılgandır. Siltli - killi kireçtaşları krem - sarımsı gri renkli, orta derecede dayanımlı, tabakalanmaya dik çatlaklı, düzgün ince - orta kalın tabakalıdır (Gedik ve diğ. 1979). Birimin taban dokanağı çalışma alanı içerisinde gözlenememiş olup muhtemelen Paleozoyik ve Mesozoyik temel üzerinde açısal uyumsuz olarak bulunmaktadır. Derinçay formasyonu ile yanal ve düşey geçişlidir. Fakırca formasyonunun, Tanar, (1989) tarafından yapılan araştırma sonucunda litolojik ve paleontolojik özelliklerine dayanılarak, göl ortamında çökeldiği kabul edilmiştir.

2.2.2. Derinçay Formasyonu

Derinçay formasyonu; Silifke yöresinde Gökten (1976) tarafından Aslanlı formasyonu, Ermenek - Karaman yöresinde ise Koçyiğit (1976) tarafından Göktepe formasyonu Akkandak üyesi olarak incelenmiştir. Daha sonra birim, Gedik ve diğ. (1979) tarafından, Mut'un kuzeybatısındaki Derinçay (Hocantı) köyünden esinlenerek adlandırılmıştır. Çalışma alanının özellikle güney ve güneybatı kesimlerinde oldukça geniş yayılımlar sunan bu birimin litolojik olarak genel görünümü kırmızımsı yer yer yeşilimsi gri ve kahverengimsi boz renklerde olup çakıltaşı, kumtaşı ve çamurtaşı ardalanmasından oluşmaktadır. Bununla beraber birim içerisinde marn, killi kireçtaşı ve şeyl arakatmanları da



Şekil 2. İnceleme Alanının Jeolojik Haritası



Şekil 3. Mut Baseni için Genelleştirilmiş Stratigrafik Kesit

bulunmaktadır. Çakıltaşları çoğunlukla yeşilimsi gri renkli, yer yer gevşek karbonat çimentolu, kireçtaşı, radyolarit, kuvars, bazik ve ultrabazik kökenli mağmatik kayaç parçaları gibi bileşenlerden oluşmaktadır. Kum boyu taneler ile benzer bileşimli matriks ile tutturulan çakıltaşı az - orta derecede boylanmış olup, çakıl taneleri orta derecede yuvarlaklaşmıştır. Çakıltaşında orta-kalın tabakalanma ile büyük ölçekli teknemsi çapraz tabakalanma olağandır. Kumtaşı, genellikle kırmızı - yeşilimsi kahverenkli, orta-iyi derecede dayanımlı, küt köşeli kırıklı, orta - iyi boylanmış, taneleri orta derecede yuvarlaklaşmış, taneler ile benzer bileşimli matriks tarafından tutturulmuştur. Orta-kalın tabakalı kumtaşında yer yer asimetrik ripıl-mark ile tablamsı ve teknemsi çapraz tabakalanma da gözlenmektedir. Çamurtaşı, marn ve şeyl gibi litolojiler yeşilimsi gri renkli olup, az-orta derecede dayanımlılık göstermektedir. Genellikle ince-orta tabaka kalınlıklarının hakim olduğu litolojiler içerisinde kum mercekleri ve küresel ayrışma gibi sedimanter yapılar da gözlenmektedir. Derinçay formasyonu çalışma alanında tabanda, Mesozoyik yaşlı temel üzerinde diskordanslı olarak bulunurken, üstteki Köselerli formasyonu ile yer yer düşük açılı diskordanslı yer yer ise uyumludur. Birimin yaşı Gedik ve diğ. (1979)'ne göre Geç Burdigaliyen olarak belirlenmiştir. Derinçay formasyonu, bölgedeki geometrisi, litolojik özellikleri ve sedimanter yapılarına göre genellikle akarsu ortamını karakterize etmektedir. Birim, Miyosen denizi transgresyonundan önce yani Oligosen-Erken Miyosen zaman aralığında bölgedeki akarsu ve geçici göllerin ürünleri olarak çökelmiş olmalıdır.

2.2.3. Köselerli Formasyonu

Gökten (1976) tarafından isimlendirilen bu formasyon adını Mut güneyindeki Köselerli Köyü'nden almıştır. Çalışma alanının kuzey ve kuzeydoğu kesimlerinde yüzlekler veren birim, genellikle yeşilimsi-gri ve gri renkli killi kireçtaşlarından oluşmuştur. Birimdeki marnlar az-orta dayanımlı, çok kırıklı, ince-orta kalın tabakalı, küresel ayrışmalı bir yapı gösterirken, siltli-killi kireçtaşları orta, yer yer iyi dayanımlı çoğunlukla ince tabakalı sert sağlam, küt köşeli kırıklı, oldukça belirgin tabakalanmalı, seyrek karstik erimeli olarak gözlenmektedir. Bununla beraber marnlar ve siltli-killi kireçtaşları arasında ince ve

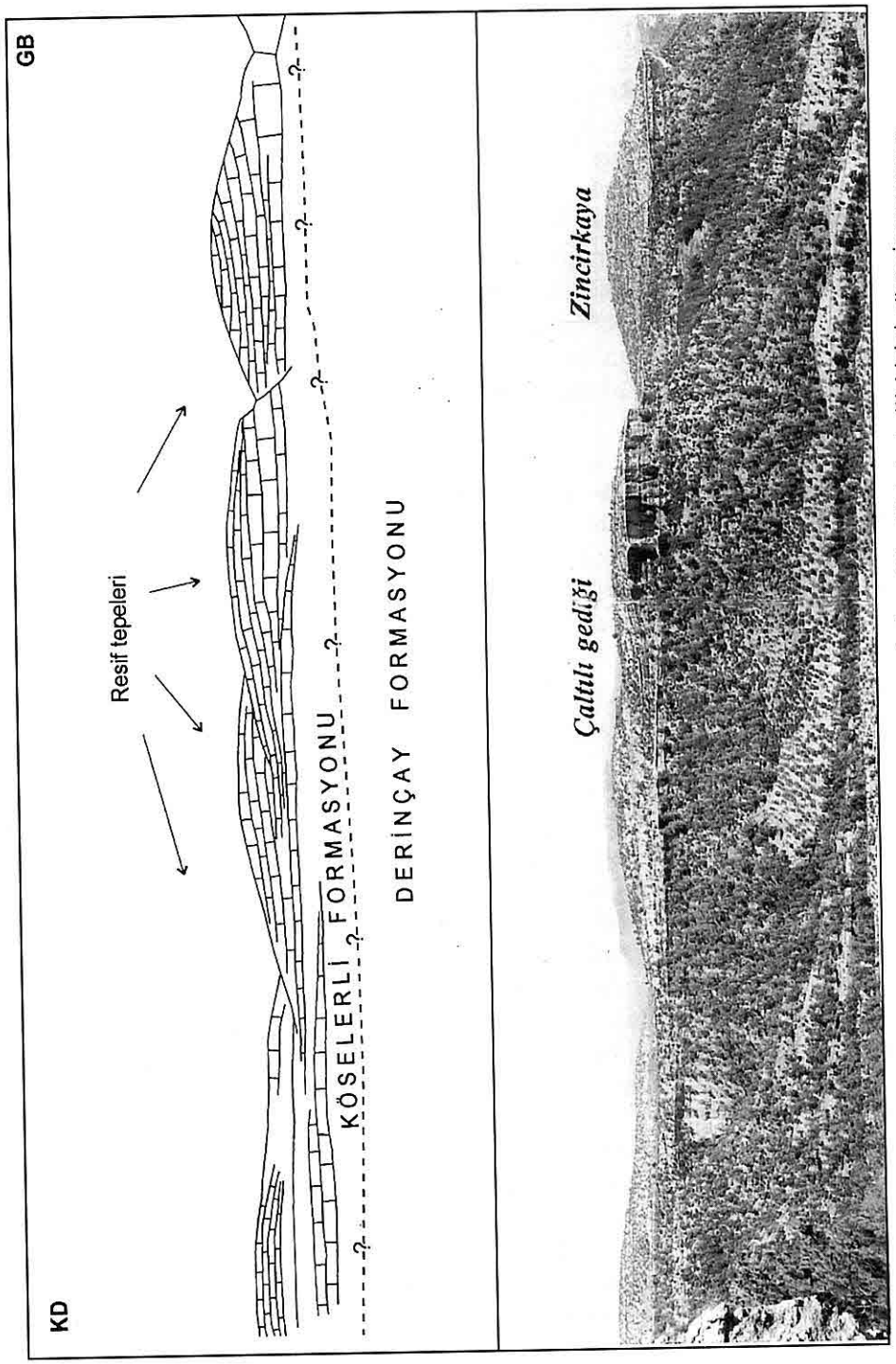
orta derecede dayanımlı kumtaşı-silttaşı arakatmanları da bulunmaktadır. Birimde kumlu ve siltli seviyelerde bol miktarda lamellibranº, ekinid ve gastropod gibi fosiller olağandır. Bölgede Köselerli formasyonunun taban dokanağı Derinçay formasyonu ile düşük açılı diskordanslı olarak gözlenirken, üst dokanağı Mut formasyonu ile yanal ve düşey geçişli olarak gözlenmektedir. Bu geçiş zonunda; Mut ve Köselerli formasyonlarına ait litolojiler düşey olarak ardalanmalar sunarlar. Dolayısıyla bu iki birim arasındaki formasyon sınırının net bir şekilde çizilmesi olanaksızdır. Köselerli formasyonu; inceleme alanında Mut formasyonuna ait resifal oluşumların çevresindeki alanlarda; inceleme alanının dışında (güneyde) aynı resifal kütlelerin açık deniz tarafında çökeldiği saptanmıştır. Bu jeolojik verilere dayanarak; Köselerli formasyonunun resif gerisi, resif önü ve resif ilerisi ortamında çökeldiği söylenebilir.

2.2.4. Mut Formasyonu

İlk olarak Gedik ve diğ (1979) tarafından adlandırılan Mut formasyonu; resif ve çevresi bir ortamda çökelmiş, genellikle kireçtaşı yapılışlıdır. Birim çalışma alanının değişik kesimlerinde oldukça geniş yayılımlar sunmaktadır (Şekil 2, 3). Mut formasyonu genellikle resifal kireçtaşından oluşmuş ise de; yer yer kumtaşı, çakıltaşı ve marn bantları gibi silisiklastikleri de içermektedir. Birimin yüzeylendiği kesimlerde ayrışma yüzeyleri sarımsı kirli beyaz-gri, taze kırık yüzeyler ise açık gri ve açık kahve renklidir. Tabakalar orta derecede sert, sağlam ve yer yer keskin köşeli kırıklı bir yapıdadır. Tabaka sınırları düzensiz olan resifal kireçtaşları bol miktarda alg, mercan, foraminifer, ekinid, lamellibranş, gastropod gibi mikro ve makrofosilleri içermektedir. İnceleme alanında Mut formasyonu'nun taban dokanağı Köselerli formasyonu ile yanal ve düşey geçişli, üst dokanağı ise taraça ve alüvyonlar ile örtülmüştür (Şekil 3,4,5). Birimin kalınlığı oldukça değişken olup, çalışma alanındaki ortalama kalınlığı 100-150 metre dolayındadır. Mut formasyonu resifal bir ortamda çökelmiştir.

3. MUT RESİFAL KAYAÇLARININ JEOLOJİK ÖZELLİKLERİ

Bölgede Miyosen sedimanları; altta karasal bir dönemle (Derinçay formasyonu) başlamakta ve daha üste doğru sığ denizel (Köselerli ve Mut formasyonları) bir ortama geçiş göstermektedir. Bu sığ deniz ortamı içerisindeki yersel yükseltilerde resifal karbonatlar (Mut formasyonu) oluşmuştur. Bu resifal oluşumlar; tüm resif elemanlarının gözlenebildiği yüzlekler sunarlar. Yapılan jeolojik çalışmalar ile; Burunkaya, Zincirkaya, Kargıcak, Ardıçlı, Tokmaklı ve Elmedin isimli tepelerin (yaklaşık 10 km. Mut kuzeyi) aslında platform üzerindeki yersel yükseltilerde gelişmiş yama resifleri oldukları ve bunların alttaki sığ denizel Köselerli formasyonu ve resif çevresindeki ince taneli kırıntılılar ile yanal ve düşey geçişli oldukları saptanmıştır. İnceleme alanındaki yama



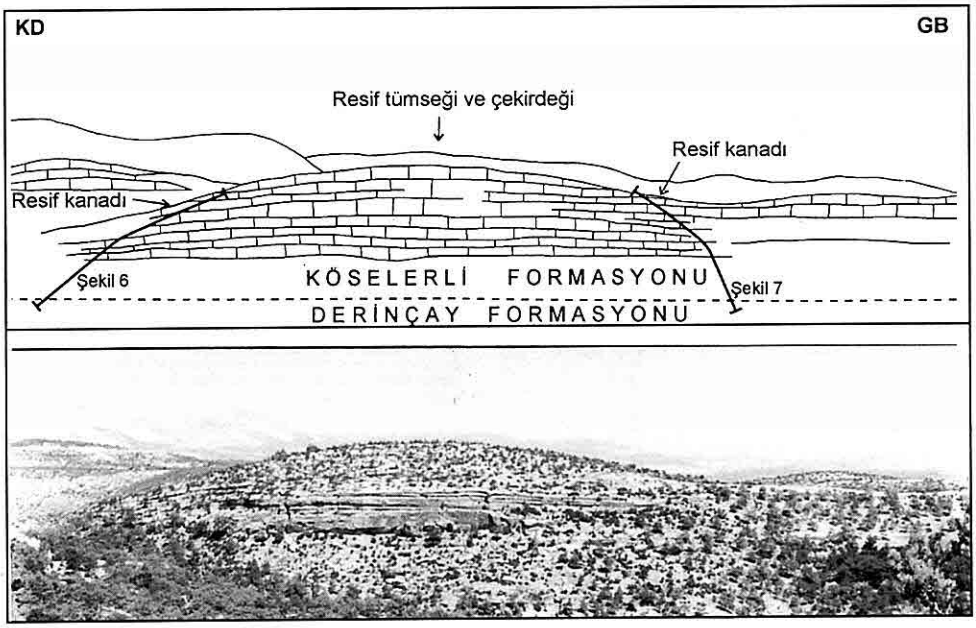
Şekil 4. Mut resifal oluşumlarının genel görünümleri ve diğer birimlerle ilişkisini gösterir panorama.

resiflerinin çekirdek kısımları belirgin bir şekilde resif yapıcı organizma kalıntılarınca zengin kireçtaşları ile temsil edilmektedir. Kanat kesimlere doğru gidildikçe karbonatca zengin kırıntılı malzeme miktarında artma gözlenmektedir. Birbirleri ile benzerlikler sunan bu yama resiflerinin bir tanesinin kanatlarından ölçülen iki adet kesitte (Şekil 5, 6, 7) bu ilişki gözlenmektedir. İnceleme alanında ölçümü yapılan 1 ve 2 nolu kesitlerde aşağıda sunulan özellikler saptanmıştır.

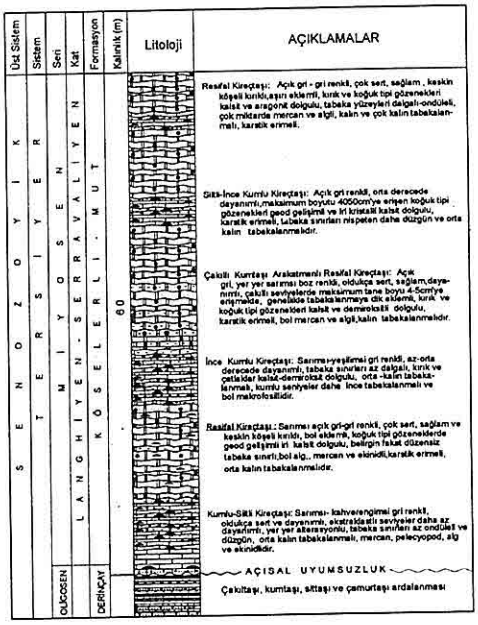
Kesit 1: İnceleme alanında ölçümü yapılan ve 60 m kalınlık sunan stratigrafik kesitin (Şekil 6) taban dokanağı Derinçay formasyonu ile açısal uyumsuzdur. Bu kesitte belirgin olarak göze çarpan taraf Köselerli ve Mut formasyonları arasındaki yer yer keskin yer yer tedrici geçişlerdir. Birim taban seviyelerinde sarımsı açık krem renkli, orta dayanımlı, az gözenekli, orta kalın tabakalı, bol ekinidli kumlu kireçtaşı ile başlar. Üzerinde sarımsı gri renkli, oldukça dayanımlı, belirgin fakat düzensiz tabaka sınırlı, gözenekleri kalsit ve demiroksit dolgulu resifal kireçtaşı - kumlu kireçtaşı ardalanması bulunmaktadır. Yukarıya doğru gri ve sarımsı boz renkli, sert ve dayanımlı, koğuk tipi gözenekli, kalsit dolgulu, resifal kireçtaşı gelir. Bunun üzerine ise sarımsı boz renkli, orta dayanımlı, ince-orta kalın tabakalı siltli-ince kumlu kireçtaşı gelir. Kesitin en üstünde ise açık gri-sarımsı gri renkli, sert, sağlam, düzensiz tabakalı, seyrek karstik erimeli, bol alg ve mercanlı, kalın tabakalanmalı resifal kireçtaşı gelmektedir.

Kesit 2: Tabanda Derinçay formasyonu ile düşük açılı uyumsuzluk gösteren ve 83 m kalınlık sunan birim (Şekil 7); alt seviyelerinde sarımsı gri renkli, oldukça dayanımlı, taneleri kuvars ve karbonat bileşimli ince kumtaşı arakatmanlı, kumlu-siltli kireçtaşı ile başlamaktadır. İçerisinde ekinid, ve gastropod gibi makro fosiller gözlenir. Üzerine gri renkli, sert ve sağlam yapılışlı, düzensiz tabaka sınırlı, koğuk tipi gözenekli, ince-orta kalın tabakalı, resifal kireçtaşı gelir. Yukarıya doğru, açık gri-boz renkli, orta dayanımlı, az gözenekli, yer yer kırıklı, nispeten düzgün tabaka sınırlı, orta kalın tabakalı kırıntılı kireçtaşına geçilmektedir. Daha sonra, sağlam, keskin köşeli kırıklı, karstik erimeli, gözenekleri kalsit dolgulu, bol mercan, ekinid ve algli, orta kalın tabakalı resifal kireçtaşı gelmektedir. Bunun üzerinde ise, sarımsı gri renkli, orta derecede dayanımlı, seyrek gözenekli, taneleri kuvars, feldispat ve karbonat bileşimli, ince - orta kalın tabakalı kumlu-siltli kireçtaşı bulunur. Kesitin en üst seviyelerine doğru yaklaşık 10-15 metre birbirleri ile grift konumlu, kumlu kireçtaşı ve resifal kireçtaşı ardalanması gözlenmektedir. Kesitin en üstünde ise açık gri - gri renkli, sert, sağlam, keskin köşeli kırıklı, koğuk tipi gözenekli ve karstik erimeli, gözenekleri kalsit dolgulu düzensiz tabaka sınırlı, bol makro fosilli, orta kalın tabakalanmalı resifal kireçtaşı bulunmaktadır.

Bu kesitlerin ve diğer arazi verilerinin ışığında Mut formasyonu yama

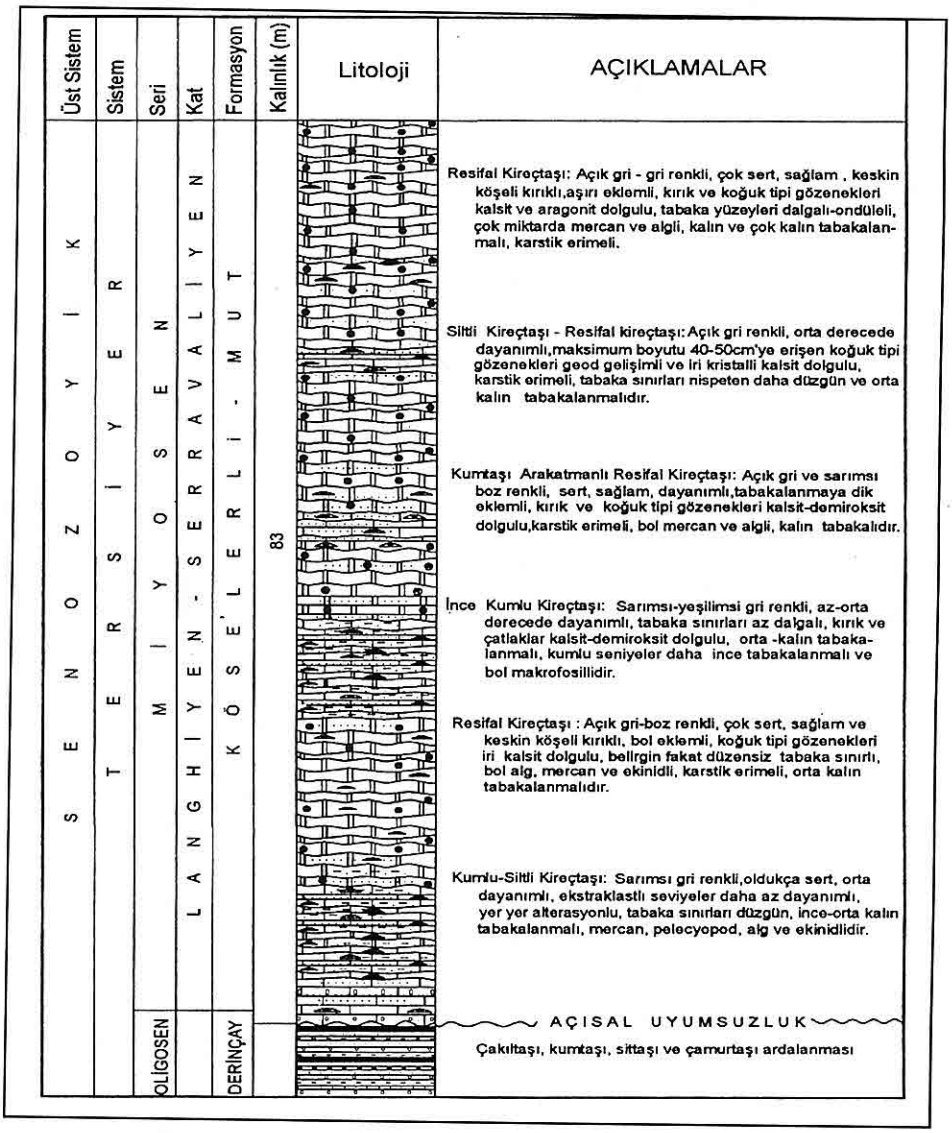


Şekil 5. Çaltılı Gediği'nin yaklaşık 1.5 km. KD'sunda ölçülü kesit yerleri, resifal kütlelerin yapısını ve diğer birimlerle ilişkisini gösterir şekil.



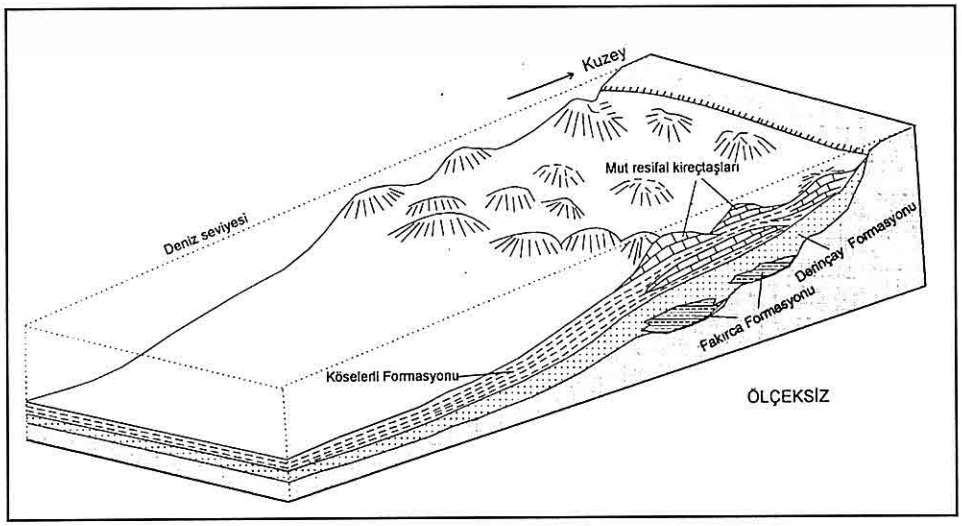
Şekil 6. Ölçülü sedimantolojik kesit-I (kesit yeri için Şekil 5 e bakınız).

resiflerinin kanat kesimlerinin Köselerli formasyonu ile yanal ve düşey geçişli oldukları ve bunların arasındaki sınırın haritalanmasının güç olduğu söylenebilir. Bundan dolayı bu birimler üzerinde daha sonra yapılacak çalışmalarda buna dikkat edilmesi gerekmektedir. Hatta bu formasyonun Köselerli formasyonu ile olan yanal ve düşey fasiyes ilişkileri dikkate alınarak değerlendirilmesi ve yorumlanması gerekmektedir. Basenin kenar kesimlerine yakın olan yerlerinde Köselerli formasyonu'nun çökeldiği sığ deniz ortamı içerisindeki yersel yükseltiler üzerinde yama resifleri oluşmuştur (Şekil 8). Dolayısıyla, Köselerli formasyonunun üst kesimleri ile Mut resifal oluşumları eş yaşlıdır. Bu yama resifi oluşumları küçük tepeler halinde yüzlekler sunarlar ve birbirleri ile



Şekil 7. Ölçülü sedimantolojik kesit-II (kesit yeri için Şekil 5 e bakınız).

hem yanal, hemde düşey aşmalar gösterirler. Bu tepelerin orta kesimleri resif çekirdeğini, çevresine doğru az bir eğimle resif kanatlarını, daha dış tarafta ise Köselerli formasyonu'na ait bej renkli marnları oluşturmaktadır. Daha açık denize doğru olan kesimlerde ise resif önüne ait kırıntılılar oluşmuşlardır. Köselerli formasyonu ile resifal oluşumların ilişkileri blok diyagramda gösterilmiştir (Şekil 8). Genellikle yatay konumlu olarak gözlenen kireçtaşları



Şekil 8. Mut Baseni resifal kireçtaşlarının oluşumu sırasındaki paleoortam koşullarını açıklayan model (Einsele, 1992).

resif ilerisinde 8-10 derecelik eğimli ve belirgin tabakalanmalı, resif gerisinde ise 5-7 derecelik eğimli ve belirgin tabakalanmalıdır. Tümsek şekilli bu küçük tepelerin orta kısımları az belirgin ve kalın tabakalanmalı, yanlara doğru ise tabaka kalınlıkları belirgin olarak azalmaktadır.

4. SONUÇLAR

İnceleme alanında yapılan jeolojik amaçlı arazi ve laboratuvar çalışmalarının sonucunda; Burunkaya, Zincirkaya, Kargıcak, Ardıçlı, Tokmaklı ve Elmedin isimli tepelerin (yaklaşık 10 km. Mut kuzeyi) sığ denizel platform üzerinde oluşmuş yama resifleri oldukları ve bunların alttaki Köselerli formasyonu ve resif çevresindeki şeyl ve çamurtaşları ile yanal ve düşey geçişli oldukları saptanmıştır. Mut Baseni sedimanter istifinin üst kesimlerini oluşturan bu yama resiflerine ait karbonatlar, Köselerli formasyonu'nun çökeltildiği sığ denizel platformdaki yükseltilerde çatı yapıcı organizmaların büyümesi ile başlamış ve oluşumlarını sürdürmüşlerdir. Resifal kütlelerin birbiri ile yanal aşmalar göstermesi ve özellikle taban kesimlerinde terrijen malzeme içermeleri, resifal kütlelerin büyümelerinin ve gelişimlerinin dışarıdan malzeme gelimi ile zaman zaman engellendiğini göstermektedir. Bunun yanısıra; bu oluşumların yanal devamlı olmaması, kütlelerin oluşumu esnasında deniz seviyesinin duraylı olmadığını; yani yersel tektonik ve/veya östatik değişimlerin neden olduğu deniz seviyesinde sürekli olarak alçalma ve yükselmelerin bulunduğunu açıklamaktadır.

5. KAYNAKLAR

Akarsu, Y., 1960, Mut Bölgesinin Jeolojisi. MTA Dergisi, 54: 36-45,

Ankara

Bizon, G., Biju-Duval, B. ve Letouzey, J., Monod, O. ve Poisson, A., Özer, B., ve Öztümer, E., 1974, Nouvelles precisions stratigraphiques concernant Les bassins Tertiaires de sud de la Turquie (Antalya, Mut, Adana) Revue dl"Institut Français du Petrole, XXIX:3.

Blumenthal, M., 1956, Karaman-Konya Havzası güneybatısında Toros kenar silsileleri ile Şist-Radiolarit Formasyonunun stratigrafisi meselesi, MTA Dergisi, 48: 1-36, Ankara.

Blumenthal, M., 1961, Gülek boğazı-Tarsus ile Silifke ile Mut arasındaki sahanyn (Güney Anadolu Torosları/ Kilikya Zonu) tabaka serileri ve yapısı. MTA Derleme Rapor No:2590, Yayımlanmamış, Ankara.

Demirtaşlı, E., Turhan, N., Bilgin, A.Z. ve Selim, M., 1983, Geology of the Bolkar Mountains, Geology of the Taurus Belt Procedings (Ed. Tekeli O. ve Göncüoğlu, M.C.) 125-141, Ankara.

Gedik, A., Birgili, ş., Yılmaz, H. ve Yoldaş, R., 1979, Mut-Ermenek-Silifke Yöresinin Jeolojisi ve Petrol olanakları, TJK Bülteni, 22: 7-26. Ankara.

Einsele, G., 1992, Sedimentary Basins, Evolutions, Facies, and Sediment Budget. 628 s. springer-Verlag.

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

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

Görür, N., 1980, Karaisalı Kireçtaşının (Miyosen) Diyajenetik Evrimi. Türkiye 5. Petrol Kongresi Tebl., 123-128 s.

Koçyiğit, A., 1976, Karaman-Ermenek (Konya) Bölgesinde ofiyolitli melanj ve diğer oluşuklar. TJK Bülteni, 19(2): 103-116, Ankara.

Özer, B., Biju-Duval, B., Courrier, P. ve Letouzey, J., 1974, Antalya-Mut-Adana Neojen Havzaları Jeolojisi, Türkiye Ikinci Petrol Kongresi Tebliğleri, 57-84, Ankara.

Pampal, S., 1986, Çimenkuyu-Güçler (Karaman) yöresinin Jeolojisi. Gazi Üniversitesi Müh.- Mim. Fak. Dergisi; 1 (2), Ankara.

Pampal, S., 1987, Ayrancı Havzasında metamorfik Bolkar grubu ve Tersiyer oluşukları, Gazi Üniversitesi Müh.Mim. Fak. Dergisi ; 2(2) :99-115, Ankara.

Şafak, Ü., ve Gökçen, N., 1991, Planktonik foraminifer zonlanmasına Doğu Akdeniz Provensinden bir örnek: Mut Havzası Tersiyer istifi, Türkiye Jeoloji Bülteni, Cilt 34, sayı 1, 27-36 Ankara.

Şafak, Ü., ve Gökçen, N., 1996, Die Tertiare Ostrakodenfauna Des Mut-Ermenek Gebietes (Türkei), Ç.Ü. Geosound Yerbilimleri, sayı 29, 9-35, Adana.

Tanar, Ü., 1989, Mut Havzası Tersiyer istifinin stratigrafik ve mikropaleontolojik (ostrakod ve foraminifer) incelemesi, Doktora tezi, Çukurova Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, 199s., 3ek, 12 lev., Adana.

Türkmen, S., 1987, Gezende Baraj Yeri ve dolayının (Mut) Jeoloji Incelemesi. Master Tezi, Çukurova Üniv. Fen Bil. Enst. 108s., 5ek, Adana.

YERBİLİMLERİ ARALIK 1998 SAYI 33 ISSN 1019-1003
GEOSOUND DECEMBER NO

BAĞLARCA HEYELANI'NIN (ELAZIĞ) JEOTEKNİK İNCELEMESİ

Bahattin ÇETİNDAĞ
F.Ü., Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Elazığ / Türkiye.
Mehmet Cihat ALÇİÇEK
P.Ü., Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Denizli / Türkiye.

ÖZET: *Bağlarca Heyelanı, Elazığ ilinin 14 km batısında bulunan Bağlarca Köyü'nün güneydoğusunda 1224 m rakımlı Kurt Tepe'nin kuzeybatı yamaçlarında meydana gelmiştir. Çalışılan sahada en yaşlı oluşuk Permo-Karbonifer yaşlı Keban metamorfitlerine ait mermerlerdir. Mağmatik ve volkanik kayaçlarla temsil edilen Elazığ magmatitleri Senoniyen yaşında olup, heyelan sahasında sadece yüzey kayaçları bulunmaktadır. Üst Miyosen-Pliyosen yaşlı Karabakır formasyonu bölgede bazalt-tüf, gölsel kireçtaşları, kil ve kum ile temsil edilmektedir. Heyelanın taç noktasından topuğa kadar kayma yüzeyi uzunluğu 420 metredir. Zemin yüzeyi ile kayma yüzeyi arasındaki en fazla derinlik 80 metredir. Bağlarca Heyelanı Kırkgeçit ve Karabakır formasyonları içerisinde meydana gelmiştir. Hareketin yönü kuzeybatıyadır. En üst seviyede bulunan gölsel kireçtaşları yükleme, marnlar ise kaydırıcı etki göstermişlerdir. Heyelanın oluş nedeni topuktan geçen Ören Çayı'nın aşındırıcı etkisi sonucu yerçekimi etkisiyle kütlelerin aşağı doğru kayması şeklinde açıklanmaktadır.*

THE GEOTECHNICAL INVESTIGATION OF BAĞLARCA (ELAZIĞ) LANDSLIDE

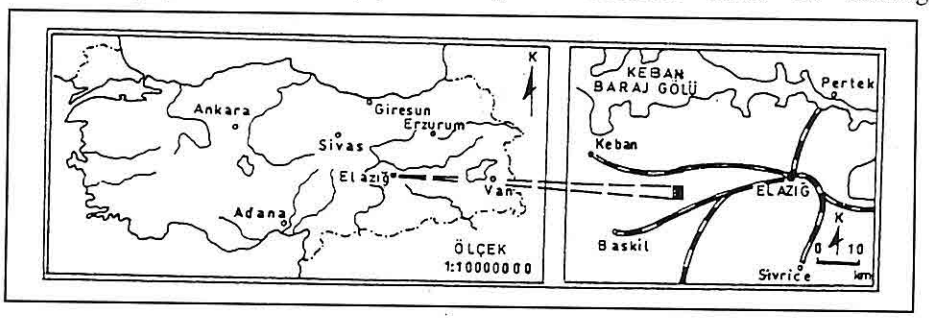
ABSTRACT: *Bağlarca Village is located 14 km W of Elazığ and Kurt Tepe which is 1224 m high is situated SE of this village. Bağlarca Landslide occured in the NW slopes of Kurt Tepe. Keban metamorphics' marbles are the oldest formation in the study area. Elazığ magmatics which is represented igneous and volcanic rocks are Senonian aged. However, in the landslide area volcanic rocks of this unit outcrop. Upper Miocene-Pliocene aged Karabakır formation is represented by basaltic lavas and tuffs, limnic limestone, clay and sand in the landslide area. The length of slip surface of lanslide is 420 m from top to base. The maximum depth between ground surface and slip surface is 80 m. Bağlarca landslide occured on Kırkgeçit and Karabakır formations. The direction of sliding is towards the NW. The uppermost limnic limestones had the effect of loading and the marls had of sliding. It is estimated that erosion effects of Ören Çay along the base were the causes of landslide.*

1. GİRİŞ

Heyelan, Bağlarca Köyü'nün güneybatı yönünde bulunan Kurt Tepe'nin kuzeybatı yamacında meydana gelmiştir. 1/25000 ölçekli Elazığ K42 d1 paftası içerisinde yeralmaktadır (Şekil 1). Bağlarca Köyü'nün yakınından Elazığ-Baskil karayolu geçmektedir. Bölgede yüzey suyunu drene eden en önemli akarsular Tospağa Dere ve Ören Çay'dır.

Meteoroloji Genel Müdürlüğü'nün bölge için yapmış olduğu 63 yıllık yağış ortalamalası 427,2 mm, sıcaklık ortalamalası ise 12,9° Cdir (Tablo 1).

Thornthwaite formülüne göre 1932-1995 yılları arası için yağış ve buharlaşma-terlemenin yıllık değişim grafları hazırlanmıştır (Şekil 2). Toprağın su yedeği 100 mm alınmıştır. Nisan ayının sonlarına kadar su fazlalığı



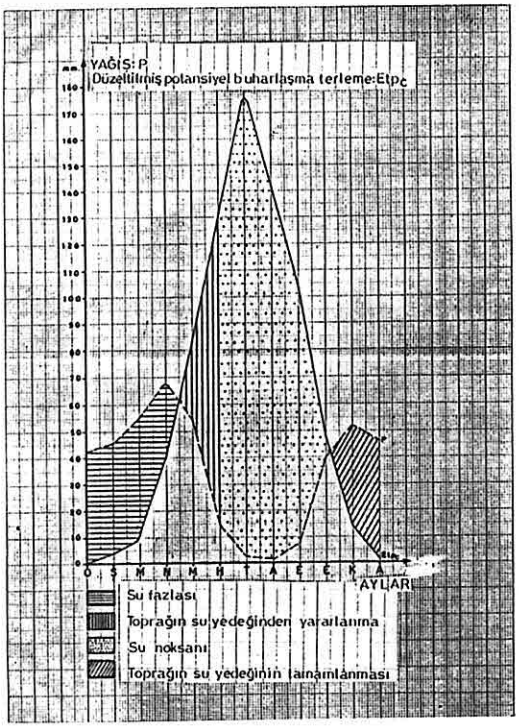
Şekil 1. İlgi alanının yer belirleme haritası.

Tablo 1. Bölgenin 1932-1995 yılları arası deneştirmeli nem bilançosu.

Aylar	O	Ş	M	N	M	H	T	A	E	E	K	A	Toplam
Aylık sıcaklık ortalaması °C	-1.2	0.2	5.0	11.8	17.3	22.8	27.2	26.8	22.0	14.5	7.4	1.5	12.9
Sıcaklık endisi -	0	0.01	11.4	3.66	6.54	9.94	12.99	12.7	9.42	3.41	1.81	0.16	72.04
Potansiyel buharlaşma-terleme: Etp-mm.	0	0.46	8.82	35.76	66.72	104.6	139.51	136.18	98.72	50.03	16.71	1.24	
Enlem düzeltme katsayısı (35°.5 enlem için)	0.850	0.840	1.030	1.105	1.230	1.240	1.255	1.175	1.040	0.960	0.840	0.825	
Düzeltilmiş Etp-mm.	0	0.39	9.08	39.51	82.06	129.70	175.08	160.01	102.67	48.03	14.04	1.02	617.58
Yağış-mm.	42.8	45.8	55.2	67.4	54.2	14.4	2.4	1.1	7.3	39.1	51.4	46.0	427.2
Faydalı su yedeği-mm.	100	100	100	100	72.14	0	0	0	0	0	37.36	82.34	
Gerçek buharlaşma-terleme: Etr-mm.	0	0.38	9.08	39.51	82.06	86.54	2.4	1.1	7.3	39.1	14.04	1.02	282.24
Su fazlası (sellenme+süzülme) mm.	42.8	45.41	46.12	27.89	0	0	0	0	0	0	0	0	162.22
Su noksanı-mm.	0	0	0	0	0	43.16	172.26	158.91	95.37	8.93	0	0	478.63

görülmektedir. Mayıs - Haziran aylarındaki su noksanlığı toprağın su yedeğinden karşılanmakta olup, haziran ayından itibaren toprağın su yedeği tükenmektedir. Bu durum ekim ayına kadar devam etmekte ve bu aydan itibaren toprağın su yedeği tamamlanmaya başlanmaktadır.

Bölgede yıllık düzeltilmiş potansiyel buharlaşma-terleme 617,58 mm ile



Şekil 2. Yağış ve buharlaşma-terlemenin 63 yıllık değişim grafiği (Thorntwaite'e göre).

yağışın % 144,56'sı olurken gerçek buharlaşma-terleme 282,24 mm olup, bu da yağışın % 66,06'sına karşılık gelmektedir.

Bağlarca Heyelanı ve çevresindeki arazilerde doğal orman örtüsü olmadığı gibi, hiçbir ağaçlandırma çalışması da yapılmamıştır.

Çalışma alanı ve çevresinde değişik amaçlı jeoloji incelemeleri yapılmıştır. Bunlar; Tuna (1979), Perinçek (1979), Özkul (1988), Bingöl (1984, 1996), Turan (1984), Asutay (1988), Çetindağ (1989), İnceöz (1994) sayılabilir.

2. JEOLOJİ

Çalışma alanında Paleozoyik yaşlı metamorfik kayaçlar, Mesozoyik yaşlı mağmatik kayaçlarla, Senoniyen yaşlı çeşitli oluşuklar vardır (Şekil 3).

2.1. Keban Metamorfitleri (Permo-Triyas)

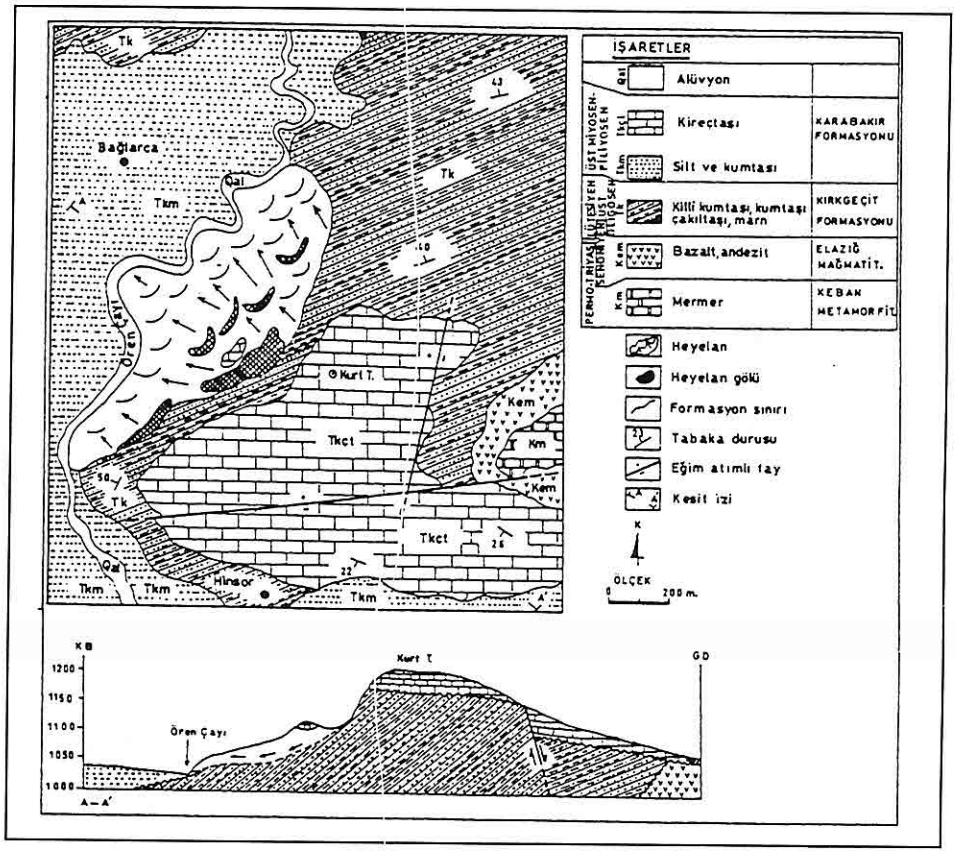
Bölgede rekristalize kireçtaşı olarak görülen birim ilk defa Özgül (1976) tarafından adlanmış ve Batı Toroslar'da görülen Alanya Birliği'ne dahil edilmiştir. Turan ve Bingöl (1991) bölgesel metamorfitlerin tabandan tavana doğru rekristalize kireçtaşı, kalkşistler, mermerler ve metakonglomera-kalkfillitler şeklinde bir litoloji sunduğunu belirtirler.

Çalışılan alanda bu litolojiden sadece

mermerler gözlenmektedir. Mermerlerin kırılma yüzeyi beyaz, doğal görünümleri ise sarımsı-krem ve boz renklidir. Keban metamorfitleri, Bağlarca Köyü'nün doğusunda Elazığ mağmatitleri üzerine bindirme fayı ile gelmektedir.

2.2. Elazığ Magmatitleri (Senoniyen)

Bölgede gabro, diyorit, monzonit, tonalit, granodiyorit, granit, diyabaz, andezit, piroklastik ve pelajik çökellerden oluşan bir karmaşık şeklindedir (Çetindağ, 1989; Turan ve Bingöl, 1991).



Şekil 3. İnceleme alanının jeoloji haritası ve jeoloji kesiti.

Heyelan sahasında bu magmatitlerin sadece yüzey kayaçları bulunmaktadır. Karmaşık üzerinde ilk mutlak yaş tayini Yazgan (1983b) tarafından K/Ar yöntemiyle yapılarak Senoniyen yaşı verilmiştir.

2.3. Kırkgeçit Formasyonu (Lütesiyen-Üst Oligosen)

Formasyon ilk defa Van ilinin güneydoğusunda Kırkgeçit Köyü dolayında TPAO jeologları tarafından tanımlanmış ve adlanmıştır (Perinçek, 1979).

Bölgede genel olarak kumtaşı, marn, kumlu-killi kireçtaşı ve kireçtaşı ile temsil edilmektedir. Formasyon yatay ve düşey yönde sıkça litoloji değişiklikleri sunmaktadır. Genel olarak tabanda ince bir çakıltaşı seviyesi ile başlamaktadır. Heyelan sahasında tabandan tavana doğru tane boyunda bir küçülme göstermektedir.

2.4. Karabakır Formasyonu (Üst Miyosen-Pliyosen)

Bölgede genel olarak olivinli bazalt, tüf, gölsel kireçtaşları, silt ve koyu gri-bej kil ile temsil edilmektedir. İlk defa Elazığ-Pertek yöresinde Naz (1979) tarafından adlanmış ve tanımlanmıştır. Formasyon karasal ortam çökelleri ve karasal volkanizma ürünleri ile temsil olunur. Heyelan alanında formasyonun gölsel kireçtaşları yüzeylemektedir. Bunlar kirli beyaz ve gri renkte olup, karstik yapıdadırlar. Yatay tabakalı ve oldukça kırılgan bir yapıya sahip olup 20 metreye varan bir kalınlık sunarlar.

Formasyonun yaşı çalışma alanındaki stratigrafik istife ve daha önce yapılan çalışmalara bağlı olarak Üst Miyosen-Pliyosen olarak kabul edilmektedir (Çetindağ, 1985; 1989).

2.5. Alüvyon (Kuvaterner)

Alüvyonu Ören Çay'ı ve Tosbağa Dere'si yatağında biriken sıkılaşmamış çakıl, kum, kil vb. oluşturur. Tamamen ayrık haldedir.

2.6. Yapısal Jeoloji

Tektonik açıdan oldukça önemli bir yerde bulunan Elazığ bölgesi, Doğu Toros Orojenik Kuşağı'nın jeotektonik evriminin açıklanmasında yararlanılabilecek çok önemli veriler içermektedir. İnceleme alanında görülen yapıların yaklaşık KKB-GGD doğrultulu basınç gerilmesi etkisinde geliştiği ve bu basınç gerilmesini oluşturan olayın da Arabistan Levhası'nın kuzeye yönelik bağıl hareketinden kaynaklandığı görüşü birçok araştırmacı tarafından benimsenmiştir (şaroğlu ve Yılmaz, 1987; Turan, 1984, 1991; Barka vd, 1987; şengör vd, 1985).

4.9. Depremsellik

Bölge İmar İskan Bakanlığı'nın hazırladığı Türkiye deprem bölgeleri haritasına göre ikinci dereceden deprem kuşağında yeralmaktadır (Ertunç, 1976).

Tarhan'a (1989) göre kütle hareketlerinin sınıflamasında deprem doğal titreşimler sınıfına girmektedir. Bölge jeolojik konumundan ötürü ikinci dereceden deprem bölgesi olup morfolojik, litolojik ve tektonik etkenlere bağlı olarak sık aralıklarda görülmeyen hafif şiddetteki depremlerde önemli bir hasar görülmemiştir. Bu nedenle bölgedeki heyelanlar doğrudan bölgenin depremselliğiyle ilişkilendirilmemiştir.

İnceleme alanı heyelan riski bakımından Elazığ il merkezinin daha güneyinden geçen Doğu Anadolu Fay Zonu çevresine göre daha duraylıdır.

3. KİTLE HAREKETLERİ

3.1. Bağlarca Heyelanı

Bağlarca Heyelanı, Elazığ ilinin 14 km batısında bulunan Bağlarca Köyü'nün 1.5 km güneydoğusunda, 1224 m

yüksekliğindeki Kurt Tepe'nin kuzeybatı yamaçlarında meydana gelmiştir. Heyelan topuğu Ören Çay'ı ile sınırlıdır. İrili ufaklı birçok heyelandan oluşan bir heyelan alanı şeklindedir (Şekil 3). Bağlarca Heyelanı ve çevresinde yaklaşık 6 $km^{2'}$ lik bir alanın 1/10 000 ölçekli jeoloji haritalamasının yanısıra takeometrik alım yöntemi ile heyelan karakteristikleri ayrıntılı olarak bulunmuştur. Heyelan sahasının çok eski bir yerleşim ve tarım yöresi olduğu bilinmektedir.

Heyelanlı bölgeden alınan örneklerin kıvam limitleri belirlenmiş ve bunlara dayalı yorum ve sonuçlar ortaya konmuştur (Tablo 2, 3, 4; Şekil 4).

Ayrıca heyelan malzemesinin diğer fiziksel özellikleri ve heyelanın geometrik özellikleri de belirlenmiştir (Tablo 5, 6).

Heyelan bölgesinde Kırkgeçit formasyonunun kuzeybatıya eğimli kumtaşları ve çoğunluğu marnlardan oluşan bir istifi bulunmaktadır. Bunun üzerinde Karabakır formasyonunun yatay duruşlu gölsel kireçtaşları aşısal uyumsuzlukla gelir. Hareket, Kırkgeçit formasyonunun eğimli tabakalarından biri boyunca düzlemsel olarak meydana gelmiş olup, daha alt seviyelerde kayma yüzeyi dairesel bir konum almıştır.

Hareketin yönü kuzeybatıya doğrudur (Şekil 5).

Tablo 2. Bağlarca Heyelanı'ndan alınan zemin örneklerinin deneysel likit limit değerleri.

Bağlarca 1	1	2	3	4	5	6
Darbe adedi	50	40	33	22	16	14
(Yaş toprak + kap) ağırlığı (gr)	88.2	89	86.4	92.8	89.6	88.1
(Kuru toprak + kap) ağırlığı (gr)	85	86.3	83.8	89.7	86.3	84.5
Su ağırlığı (gr)	32	2.7	2.6	3.1	3.3	3.6
Kap ağırlığı (gr)	75.7	79	76.9	82	78.7	76.3
Kuru toprak ağırlığı (gr)	9.3	7.3	6.9	7.7	7.6	8.2
Su içeriği %	34.4	36.98	37.68	40.25	43.42	43.9
Bağlarca 2	1	2	3	4	5	6
Darbe adedi	50	41	28	23	14	10
(Yaş toprak + kap) ağırlığı (gr)	88.5	89.7	89	90	89.8	89.6
(Kuru toprak + kap) ağırlığı (gr)	87	86.4	86	87	86	85.7
Su ağırlığı (gr)	1.5	3.3	3	3	3.8	3.9
Kap ağırlığı (gr)	78.7	73.6	77.5	78.7	77.8	79
Kuru toprak ağırlığı (gr)	8.3	12.8	8.5	8.3	8.2	6.7
Su içeriği%	18.07	25.78	35.29	36.14	46.34	58.2
Bağlarca 3	1	2	3	4	5	6
Darbe adedi	52	40	32	25	16	13
(Yaş toprak + kap) ağırlığı (gr)	83.8	83.2	85.6	85.2	83	88
(Kuru toprak + kap) ağırlığı (gr)	82.6	81.6	83.5	83.4	79.6	84.1
Su ağırlığı (gr)	1.2	1.6	2.1	2.8	3.5	3.9
Kap ağırlığı (gr)	72.8	73.2	75.6	76.3	72.8	77.5
Kuru toprak ağırlığı (gr)	10.8	9.4	8.9	8.1	6.7	6.6
Su içeriği %	11.11	17.02	23.59	34.57	52.23	59.09

Bağlarca 4	1	2	3	4	5	6
Darbe adedi	52	41	28	20	17	14
(Yaş toprak + kap) ağırlığı (gr)	86.4	89.4	90	87.6	86.4	85.4
(Kuru toprak + kap) ağırlığı (gr)	84.5	86.6	86.4	84.4	82.3	83.4
Su ağırlığı (gr)	1.9	2.8	3.6	3.2	4.1	2
Kap ağırlığı (gr)	77.7	78.1	76	76.7	73.4	79.2
Kuru toprak ağırlığı (gr)	6.8	8.5	10.4	7.7	8.9	4.2
Su içeriği%	27.94	34.94	34.46	41.55	48.06	47.61
Bağlarca 5	1	2	3	4	5	6
Darbe adedi	46	35	29	20	14	7
(Yaş toprak + kap) ağırlığı (gr)	83.7	81.8	85.2	85.9	87.8	88.6
(Kuru toprak + kap) ağırlığı (gr)	82.6	80.6	82.9	82.8	81.4	84.7
Su ağırlığı (gr)	1.1	1.2	2.3	3.1	6.4	3.9
Kap ağırlığı (gr)	78.8	77.4	77.6	77.4	73.7	78.8
Kuru toprak ağırlığı (gr)	3.8	3.2	5.3	5.4	10.7	5.9
Su içeriği %	28.94	37.5	43.99	57.4	59.81	66.1

Tablo 3. Bağlarca Heyelanı'ndan alınan zemin örneklerinin deneysel plastik limit değerleri.

Bağlarca 1, PL= % 23.43	1	2	3
(Yaş toprak + kap) ağırlığı (gr)	19.9	14.2	13.4
(Kuru toprak + kap) ağırlığı (gr)	19.1	13.3	12.5
Su ağırlığı (gr)	0.8	0.9	0.9
Kap ağırlığı (gr)	15.5	9.4	8.9
Kuru toprak ağırlığı (gr)	3.6	3.9	3.6
Su içeriği %	22.22	23.07	25
Bağlarca 2, PL= % 29.61	1	2	3
(Yaş toprak + kap) ağırlığı (gr)	15.4	21.5	14.1
(Kuru toprak + kap) ağırlığı (gr)	13.9	20	13
Su ağırlığı (gr)	1.5	1.5	1.1
Kap ağırlığı (gr)	8.6	15	9.4
Kuru toprak ağırlığı (gr)	5.3	5	3.6
Su içeriği %	28.3	30	30.55
Bağlarca 3, PL= % 24.6	1	2	3
(Yaş toprak + kap) ağırlığı (gr)	14.3	13.8	13.9
(Kuru toprak + kap) ağırlığı (gr)	13.3	12.3	12.4
Su ağırlığı (gr)	1	1	1.5
Kap ağırlığı (gr)	9.4	8.4	6.5
Kuru toprak ağırlığı (gr)	3.9	4.4	5.9
Su içeriği %	25.64	22.73	25.42
Bağlarca 4, PL= % 22,98	1	2	3
(Yaş toprak + kap) ağırlığı (gr)	11.9	11.3	11.9
(Kuru toprak + kap) ağırlığı (gr)	11.3	10.7	11.1
Su ağırlığı (gr)	0.6	0.6	0.8
Kap ağırlığı (gr)	8.8	7.9	7.5
Kuru toprak ağırlığı (gr)	2.5	2.8	3.4
Su içeriği%	24	21.42	23.52
Bağlarca 5, PL= % 25.66	1	2	3
(Yaş toprak + kap) ağırlığı (gr)	18	11.4	12.1
(Kuru toprak + kap) ağırlığı (gr)	17.4	10.7	11.4
Su ağırlığı (gr)	0.6	0.7	0.7
Kap ağırlığı (gr)	15	7.9	8.7
Kuru toprak ağırlığı (gr)	2.3	2.8	2.7
Su içeriği %	26.08	25	25.92

Tablo 4. Bağlarca Heyelanı'ndan alınan zemin örneklerinin deneysel rötre limit değerleri.

Örnek no		1	2	3	4	5
1	Rötre kabı + yaş numune ağ. (gr)	149.5	148.6	150	148.9	149.3
2	Rötre kabı + kuru numune ağ. (gr)	142	140.09	142	142.8	143
3	Rötre kabı darasy (gr)	123	123	125.8	125.8	123
4	Su ağırlığı (gr)	7.5	8.51	8	6.1	6.3
5	Kuru numune ağ. Wk (gr)	19	17.09	16.2	17	20
6	Su içeriği %	39.47	49.79	49.38	35.88	31.5
7	Rötre kabı hacmi Vy (cm3)	14.89	14.89	14.89	14.89	14.89
8	Kuru numune hacmi Vk (cm3)	10.32	10.29	9.89	10	11.46
9	Vy - Vk	4.07	4.6	5	4.89	3.43
10	(Vy - Vk) / Wk x 100	21.42	26.91	90.86	28.76	17.15
11	Rötre limiti RL	18.05	22.08	18.52	7.12	14.35
12	Rötre orany R	1.76	1.66	1.63	1.7	1.74
13	Lineer rötre LR	10.11	11.58	12.7	12.42	8.34

Heyelan Kırkgeçit ve Karabakır formasyonlarını etkilemiştir. Gölsel kireçtaşları yükleme, marnlar ise kaydırıcı etki göstermişlerdir. Kayan kütle her iki birimden oluşmaktadır. Bağlarca Heyelanı'ndan alınan örneklerin kıvam deneyleri sonucuna göre; killi ve killi-kumlu seviyelerden alınan Bağlarca 2, 3, 4, 5 nolu örneklerin kaolinit, kaolinit-illit ve kaolinit-atapuljit grubu kil mineralleri oldukları belirlenmiştir. Karabakır formasyonunun gölsel kireçtaşlarından türeyen toprak örneği (Bağlarca 1) ise illit-kaolinit davranışı gösterdiği belirlenmiştir. Likit limitleri yaklaşık aynı olan Bağlarca 2 ve 3 nolu örneklerden plastisite indisi yüksek olan Bağlarca 3 nolu örneğin, diğerine göre sıkışabilme yeteneği yaklaşık aynıdır. Geçirimliliği ve hacim değişim hızı azalır, plastik limite yakın sertliği ve kuru direnci artar. Plastisite indisi yaklaşık aynı olan 1 nolu örneğin diğerine göre sıkışabilme yeteneği, geçirimliliği ve hacim değişim hızı artar. Buna karşın plastik limite yakın sertliği ve kuru direnci ise azalır.

Bağlarca 2 ve 3 nolu örneklerin plastisite indisi değerlerine göre plastik değildir ve kuru dayanımları çok düşüktür. Bağlarca 1, 4 ve 5 nolu örnekler ise plastiktir ve kuru dayanımları ortadır. Likit limit değerlerine göre tüm örnekler orta sıkışabilirlik özelliğine sahiptir. 1, 2, 3 ve 4 nolu örneklerin şişme dereceleri orta, şişme yüzdeleri 1-5 arasında, şişme basınçları ise 150-250 KN/m^2 arasındadır. Geçirimlilik katsayılarına göre tüm örnekler orta derecede geçirimlidir.

Tablo 5. Bağlarca Heyelanı'ndan alınan zemin örneklerinin fiziksel özellikleri; W: 100 gr doğal örnekten elde edilen kuru ağırlık, Ws: 100 gr doğal örneğin su miktarı, V: 100 gr doğal örnekten elde edilen kuru ağırlığın hacmi, Vs: 64 cm^3'lük standart kaptaki kuru ağırlık, n: Doğal birim hacim ağırlık, Wn: Doğal su içeriği, s: Tanelerin özgül ağırlığı, S: Su emme, d: Suya doygun birim hacim ağırlık, n: Porozite, k: Permeabilite, LL: Likit limit, PL: Plastik limit, RL: Rötre limit.

Örnek no	1	2	3	4	5
W (gr)	87.5	92	83	89.8	83.4
Ws (gr)	12.5	8	17	10	16.6
V (cm3)	42	41	37	38	26
Vs (gr)	90.5	92	6.	80	85
n (gr/cm3)	1.41	1.44	0.94	1.25	1.33
Wn (%)	14.28	8.69	20.48	11.36	19.9
s (gr/cm3)	2.08	2.24	2.24	2.36	3.21
S (%)	14.29	8.7	20.48	11.36	19.9
d (gr/cm3)	6.33	3.94	11.65	5.41	15.91
n (%)	58	52	38	48	44
k (%)	5.31x10-3	4.6x10-2	2.49x10-3	3.24x10-3	2.16x10-3
LL (%)	39.75	36	34.57	38	48
PL (%)	23.43	29.61	24.6	22.98	25.66
RL (%)	23.32	28.73	18.52	7.12	14.35

3.1.1. Heyelanın Oluşum Mekaniği

Kurt Tepe ile Bağlarca Köyü arasından güneybatı-kuzeydoğu yönlü akan Ören Çay'ın yamaç topuğunu oyması sonucu kaymaya karşı koyan kuvvetler, kaydırıcı kuvvetlere oranla daha küçülmüş ve yerçekimi etkisiyle heyelan meydana gelmiştir. En üst kotta hemen hemen yatay duran yaklaşık 20 m kalınlıktaki gölsel kireçtaşlarının graviteyi hızlandırıcı etkileri olmuştur. Onun altında bulunan çoğunluğu marnlardan oluşan seviye ve bu tabakaların da heyelan hareket yönüne doğru eğimli olması, bunların şişmeye ve kaymaya elverişli oluşu da heyelan oluşmasına zemin hazırlayan etkenleri meydana getirmiştir. Heyelan karakteristikleri aşağıda verilmiştir (Tablo 6).

3.1.2. Heyelanları Önleme Önerileri

Heyelan bölgesinin jeoloji yapısı ve alınan örneklerin fiziksel deneyleri sonucunda bölgenin kaymaya elverişli olduğu görülmüştür. Bağlarca Heyelanı ve Ören Çay'ının karşı tarafındaki alanlar tarım ve yerleşim yerleri olarak kullanılmaktadır. Bu alanları kullanılmaz

Tablo 6. Bağlarca Heyelanı'nın geometrik özellikleri; Lr: Taç noktasından topuğa kadar kayma yüzeyi uzunluğu, Ld: Tepe noktasından akma ucuna kadar heyelan malzemesinin en fazla uzunluğu, L: Taç noktasından akma ucuna kadar heyelanın toplam uzunluğu, Wr: Lr'ye dik olarak ölçülen hareket eden malzemenin en fazla genişliği, Wd: Ld'ye dik olarak ölçülen hareket eden malzemenin en fazla genişliği, Dr: Orjinal zemin yüzeyine dik olarak ölçülen kayma yüzeyinin en fazla derinliği, Dd: Hareket eden malzemenin yüzeyine dik olarak ölçülen en fazla kalınlık, Hc: Taç noktasının deniz seviyesinden itibaren yüksekliği, Ht: Topuk noktasının deniz seviyesinden itibaren yüksekliği, Ha: Akma ucunun deniz seviyesinden itibaren yüksekliği.

Lr (m)	Ld (m)	L (m)	Wr (m)	Wd (m)	Dr (m)	Dd (m)	Hc (m)	Ht (m)	Ha (m)
420	400	455	350	1200	80	85	1190	1042	1038

duruma gelme riskinden kurtarmak için esas aynanın önüne, heyelanlı alanı kapsayacak tarzda bir çevirme hendeği yapılması, ayrıca heyelanlı saha içinde bulunan kaynak ve sızıntıların yarma, eşme ve galerili kuyularla heyelanlı saha dışına drene edilmesi gerekmektedir.

Heyelan bölgesi ve çevresi kökü derine giden, su seven bodur ağaçlarla ağaçlandırılmalıdır. Bu, bölgeyi erozyon afetinden de koruyacaktır. Çünkü ağaçlar yüzey sularını kontrol altına alıp aşındırıcı etkilerini en aza indirirler. Ayrıca ağaçlar yeraltı sularını absorbe edip yamaçlarda tutucu bir etki oluşturacaklardır.

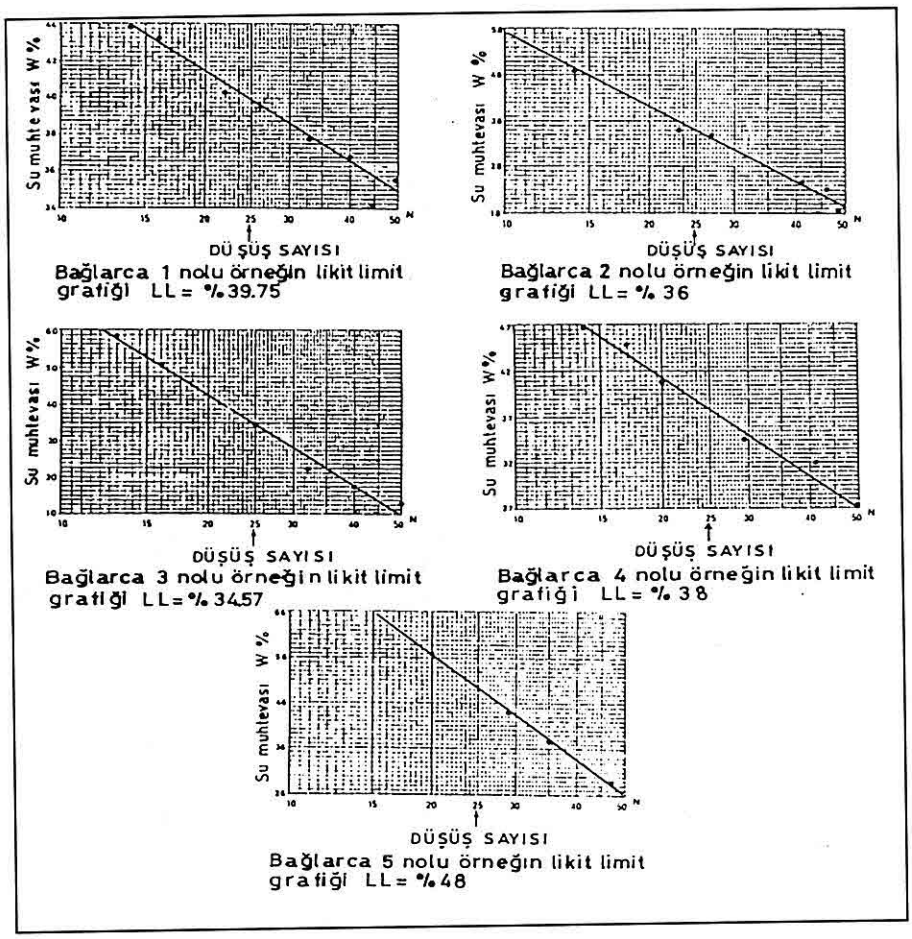
Ören Çay'ın heyelan topuğunu aşındırma işlevi devam etmektedir. Bunun için yamaç topuğuna içinde barbakanlar bulunan dik yamuk kesitli bir taş örme veya beton istinat duvarı inşa edilerek bu aşındırma derhal durdurulmalıdır.

4. SONUÇLAR

Bağlarca Heyelanı ve çevresinde yaklaşık 6 $km^{2'}$ lik bir sahanın 1/10000 ölçekte ayrıntılı jeoloji haritası hazırlanıp ayrıca takeometrik alım yöntemi ile topoğrafik haritası çıkarılarak heyelan karakteristikleri sayısal olarak bulunmuştur.

Heyelan bölgesinde Kırkgeçit formasyonunun kuzeybatıya eğimli kumtaşları ve çoğunluğu marnlardan oluşan bir istifi bulunmaktadır. Bunun üzerinde Karabakır formasyonunun yatay duruşlu gölsel kireçtaşları açısal uyumsuzlukla gelir. Hareket, Kırkgeçit formasyonunun eğimli tabakalarından biri boyunca düzlemsel olarak meydana gelmiş olup, daha alt seviyelerde dairesel yüzeye dönüşmüştür.

Hareketin yönü kuzeybatıya doğrudur. Heyelan Kırkgeçit ve Karabakır formasyonlarını etkilemiştir. Gölsel kireçtaşları yükleme, marnlar ise kaydırıcı etki göstermişlerdir. Kayan



Şekil 4. Bağlarca Heyelanı'ndan alınan örneklerin likit limit grafikleri.

kütle her iki birimden oluşmaktadır.

Heyelan topuğundan geçen Ören Çay'ın aşındırma işlevi devam ettiği sürece heyelan akifliğini koruyacaktır. Buna karşı yamaç topuğuna içinde barbakanlar bulunan dik yamuk kesitli bir taş örme veya beton istinat duvarı inşa edilmelidir. Heyelanlı saha içinde bulunan kaynak ve sızıntıların yarma, eşme ve galerili kuyularla heyelanlı saha dışına drene edilmeli ve heyelan bölgesi ile çevresi ağaçlandırılmalıdır. Bu, bölgeyi erozyon afetinden de koruyacaktır.

5. KAYNAKLAR

Asutay, H. J., 1988, 1/100.000 ölçekli açınsama nitelikli Türkiye jeoloji haritaları serisi, Malatya H 27 paftası: MTA Genel Müdürlüğü.

Barka, A. A., Toksöz, M. N., Gülen, L., ve Kadinsky-cade, K., 1987, Kuzey Anadolu Fayı'nın doğu kesiminin segmentasyonu, sismisitesi ve deprem

potansiyeli: Yerbilimleri, 14, 337-352.

Bingöl, A. F., 1984, Elazığ-Pertek-Kovancılar (Doğu Toroslar) yöresinin jeolojisi: Toros jeolojisi uluslararası sempozyumu, tebliğler 26-29 Eylül 1983, Ankara.

Bingöl, A. F. ve Beyarslan, M., 1996, Elazığ mağmatitlerinin jeokimyası ve petrolojisi: KTÜ sempozyum bildiri metinleri (Baskıda), Trabzon.

Çetindağ, B., 1985, Elazığ-Palu-Kovancılar dolayının hidrojeoloji incelemesi: Yüksek lisans tezi (yayımlanmamış), Fırat Üniv. Fen Bil. Enst., Elazığ.

Çetindağ, B., 1989, Elazığ Ören Çayı havzasının hidrojeoloji incelemesi: Doktora tezi, F.Ü. Fen Bil. Enst., 270 sy. (yayımlanmamış).

Ertunç, A., 1976, Fırat-Gölköy bendi göl alanının geçirimsizliğinin ve yer kaymalarının jeoloji incelemesi: Doktora tezi, İ.Ü. Fen Fak. tatbiki jeoloji kürsüsü, E.Y.E. Genel Direktörlüğü yayını 76-24.

İnceöz, M., 1994, Harput (Elazığ) yakın kuzeyi ve doğusunun jeolojik özellikleri: Doktora tezi, F.Ü. Fen Bil. Enst., 112 sy. (yayımlanmamış).

Naz, H., 1979, Elazığ-Palu-Pertek-Kovancılar arası volkanik kayaçlarının petrografik ve petrolojik incelemesi: T.P.A.O. rapor no:1360 (yayımlanmamış).

Özgül, N., 1976, Torosların bazı temel jeoloji özellikleri: Türkiye jeol. kur. bült., 19, 1, 65-78, Ankara.

Özkul, M., 1988, Elazığ batısında Kırkgeçit formasyonu üzerinde sedimantolojik incelemeler: Doktora tezi, F.Ü. Fen Bil. Enst., 186 sy. (yayımlanmamış).

Perinçek, D., 1979, Palu-Karabegan-Elazığ-Sivrice-Malatya alanının jeolojisi ve petrol imkanları: T.P.A.O. rapor no:1361 (yayımlanmamış).

Şaroğlu, F., ve Yılmaz, Y., 1987, Doğu Anadolu'da neotektonik dönemdeki jeolojik evrim ve havza modelleri: M.T.A. derg., no:107 .

Şengör, A. M. C., Görür, N., ve Şaroğlu, F., 1985, Strike-slip faulting and related basın formation ın zones of tectonic escape: Turkey as a case study, The society of economic paleontologists and mineralogists.

Tarhan, F., 1989, Mühendislik jeolojisi prensipleri: K.T.Ü. Müh-Mim. Fak. 145-41, K.T.Ü. basımevi 384 sy., Trabzon.

Thornthwaite, C.W., 1948, An approach a rational classification of climate: the geographical review, volume 38, New York.

Tuna, E. M., 1979, Elazığ-Palu-Pertek dolayının jeoloji incelemesi: T.P.A.O. arama grubu rapor no: 1362 (yayımlanmamış).

Turan, M., ve Bingöl, A. F., 1991, Kovancılar-Baskil (Elazığ) arası bölgenin tektono-stratigrafik özellikleri: Ç.Ü. Ahmet ACAR jeoloji sempozyumu tebliğler, 213-227 Adana.

Turan, M., 1984, Baskil-Aydınlar (Elazığ) yöresinin stratigrafisi ve tektoniği: Doktora tezi, F.Ü. Fen Bil. Enst., 180 sy. (yayımlanmamış).

Turan, M., 1991, Elazığ yakın civarındaki bazı önemli tektonik yapılar ve bunların bölgenin jeolojik evrimindeki yeri: A. Suat ERK jeoloji sempozyumu bildirileri 193-204 Ankara.

Yazgan, E., 1983b, Malatya-Elazığ yöresinde doğu Torosların jeodinamik evrimi: Toros jeolojisi uluslararası sempozyumu, özler, 26-29 Eylül 1983, 16-17, Ankara.

YERBİLİMLERİ ARALIK 1998 SAYI 33 ISSN 1019-1003
GEOSOUND DECEMBER NO

GÖLTAŞ KİREÇTAŞININ KAYAÇ KALİTESİ VE ÖĞÜTÜLEBİLİRLİĞİNİN TESPİTİ

Hakkı Tarık ÖZKAHRAMAN ve Mustafa ŞİRİN
S.D.Ü., Maden Müh. Bölümü, Isparta/Türkiye

ÖZET: *Bu çalışmada, Göltaş Çimento Fabrikası, kireçtaşı ocağından alınan kireçtaşı numuneleri üzerinde mekanik dayanım, jeomekanik sınıflama deneyleri ile Bond öğütülebilirlik testi yapılmıştır. Bu deneyler sonucunda Göltaş kireçtaşının sınıflandırması yapılmış ve öğütülebilirliği belirlenmiştir. Ayrıca, Çimento hammaddesinin (farin) öğütülebilirliği de laboratuarda tayin edilmiş, bulunan değer, Göltaş Çimento Fabrikası'nda öğütme için harcanan enerji sarfiyatı ile karşılaştırmada kullanılmıştır.*

DETERMINATION OF GRINDABILITY AND ROCK QUALITY OF GÖLTAŞ LIMESTONE

ABSTRACT: *In this study, Laboratory tests are carried out on samples of Göltaş limestone taken from Göltaş cement factory's limestone quarry to determine its strength and geomechanical classification parameters together with grindability tests. As a result of this tests rock quality of Göltaş limestone and its grindability is determined. In addition, grindability of cement raw material (farin) is also determined in the laboratory. This grindability value is used in comparison with the energy consumption at grinding process in the cement mill.*

1. GİRİŞ

Göltaş Çimento Fabrikası'na hammadde sağlayan kireçtaşı ocağından alınan numuneler üzerinde dayanım, fizikomekanik özellik deneyleri yapılmış ve Bond İş indisi tespiti yapılmıştır. Yapılan bu deneylerle Göltaş kireçtaşının mekanik mukavemeti, kayaç kalite sınıflandırması ve öğütülebilirliği belirlenmiştir.

Ufalama işlemi; malzemenin ocaktan üretilip, öğütme işlemi bitinceye kadar geçirdiği evreleri kapsar. Ufalamanın genel amacı; taşınacak derecede boyut küçültmek, belirli boyutta ve şekilde tane üretmek, mineralleri serbest hale getirmek ve yüzey büyültmektir. Örneğin, çimento üretiminde kullanılacak kireçtaşı tanelerinin ince boyuta indirilmesi sonucunda, yüzey büyütülerek kalsinasyon işleminin kolaylaştırılması sağlanmış olur. Eğer kireçtaşlarından asfalt yol yapımında, kullanılacak mıcır üretilecekse bunun 15 mm tane iriliğinde ve küresel taneler olması daha çok arzu edilmektedir.

Ufalama işlemlerinde, enerji maliyeti, fazla enerji sarfiyatından dolayı çok yüksek olmaktadır. Maliyeti düşürmek açısından ufalamanın gerektiğinden fazla olmaması, ufalama (kırma+öğütme) ekipmanlarının uygun seçilmesi ve ekonomiklik açısından optimum şartlarda çalıştırılması gerekmektedir. Bu nedenle tesis dizaynı için ufalanacak malzemenin öğütülebilirliğinin tespiti önem taşımaktadır. Öğütülebilirliğin belirlenmesinde ve tesisin "enerji gereksinimi"nin hesaplanmasında genelde Bond (1961)'un önerdiği yöntem kullanılmaktadır (Demirel ve Öztürk,1988).

2. GÖLTAŞ KİREÇTAŞININ JEO-MEKANİK SINIFLANDIRMASI

Göltaş kireçtaşlarının dayanım ve fizikomekanik özelliklerinin tespit edilebilmesi için laboratuarda gerekli kaya mekaniği deneyleri yapılmıştır, (Deneyler TS 699 standartlarına uygun olarak yapılmıştır). Deney sonuçları Tablo 1'de verilmiştir (TS 699, 1987).

Tablo 1. Göltaş kireçtaşının bazı jeomekanik özelliklerine ait deney sonuçları

Özgül Ağ. (gr/cm³)	Birim Hacim Ağ. (gr/cm³)	Kütlece Su Emme (%)	Hacimce Su Emme (%)	Porozite (%)	Sismik Hız (m/sn)	Schmith Çekici Darbe Sayısı	Tek Ek.senli. Basma Dayanımı (MPa)	Sürtünme Açısı (Ø)	Kohezyon (MPa)	Elastisite Modülü (GPa)	Poisson Oranı
2.68	2.67	0.43	1.15	0.37	$V_p(\perp)$*.. =6113 $V_p(=)$** =6047	56	$\sigma_c(\perp)$ =54.95 $\sigma_c(=)$ =44.39	50	10	37.30	0.339

* Süreksizliklere dik yönde dayanım
**Süreksizliklere paralel yönde dayanım

Ayrıca, Göltaş kireçtaşının yapı malzemesi olabilmesi açısından, TS 699 ile karşılaştırması yapılmıştır. Bu karşılaştırma aşağıda özetlenmiştir.

2.1. Yapı Malzemesi Standartları ile Kireçtaşının Fiziksel Özelliklerinin Karşılaştırılması

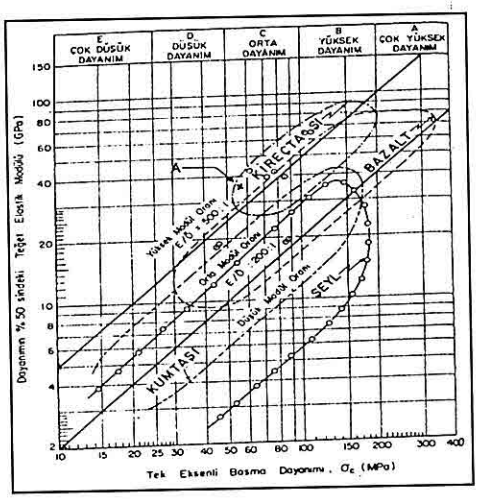
Göltaş kireçtaşının birim hacim ağırlığı 2.67 gr/cm^3 olup TS 699'da verilen minimum değerden daha yoğundur. Ağırlıkça su emmesi % 0.75 den daha az olup % 0.43 değerindedir. Porozitesi ise standart değerin ancak 1/6' sı kadardır. Bu da Göltaş kireçtaşının gözenekliliğinin çok düşük ve sık bir tekstüre sahip olduğunu göstermektedir. Bu özellik, sismik hız deneyinde de bulunmuş (6047 m/s), kayacın sismik hızı 6000 m/sn' den büyük çıkmıştır. Bütün bu sonuçlar dikkate alındığında kayacın yapı malzemesi olarak kullanılabileceği ve sert kireçtaşı sınıfına girdiği gözlenmektedir. Göltaş kireçtaşının laboratuarda tesbit edilen değerleri, TS 699 standart değerleriyle karşılaştırmalı olarak Tablo 2'de gösterilmiştir.

Tablo 2. Standart değerlerin Göltaş kireçtaşının fiziksel özellikleri ile karşılaştırılması

Deney Adı	TS 699	Göltaş Kireçtaşı
Birim Hacim Ağ. (gr/cm3)	> 2.55	2.67
Ağırlıkça Su Emme (%)	< 0.75	0.43
Porozite (%)	< 2	0.37
Sismik Hız (m/sn)	>5000	6047

2.2 Göltaş Kireçtaşının Deere ve Miller Birleştirilmiş Mühendislik Sınıflaması

Deere ve Miller (1966) iki bölümden oluşan sınıflandırmalarında "Birleştirilmiş Mühendislik Sınıflaması" adıyla bir abak oluşturmuşlardır. Bu sınıflamada laboratuar testleriyle belirlenen Et ve c değerleri bu abağa yerleştirilerek, kayaç sınıflaması yapılır. Şekil 1'de verilen abakta Et= 37.30 GPa ve c=54.95 MPa değerleri dikkate alınarak karşılık gelen A noktası tespit edilmiştir. Göltaş kireçtaşının yüksek modül oranlı Et / σ_c > (500:1) olduğu bulunmuştur.



Şekil 1. Deere ve Mıller Birleştirilmiş Mühendislik Sınıflaması Abağı

Şekil 1'de görüldüğü üzere A noktası Göltaş kireçtaşının orta dayanıma sahip bir kayaç olduğunu göstermektedir.

Yüksek elastisite modülüne (Et = σ/ε) sahip kayaçlar basınç altında az deforme olmaktadırlar. Göltaş kireçtaşı da bu

kategoriye girmektedir. Göltaş kireçtaşının deformasyon deney sonucuna göre elastisite modülü 37.30 GPa bulunmuştur.

2.3. RMR Sistemi Sınıflandırması (Bieniawski 1973)

Göltaş kireçtaşı formasyonunun RMR sınıflaması yapılmış, Tablo 3'de gösterilmiştir.

3. GÖLTAŞ KİREÇTAŞININ ÖĞÜTÜLEBİLİRLİĞİ

Kireçtaşlarının öğütülebilirliğinin tespitinde farklı metotlar uygulanmaktadır. Fakat işletmelerde kırıcı ve öğütücü seçiminde bilyalı ve çubuklu değirmenlerin enerji ihtiyaçlarının tespitinde Bond öğütülebilirlik testinden daha fazla yararlanılmaktadır (Köse ve Koç, 1990).

Tablo 3. RMR sistemi sınıflandırma tablosu

Sınıflama Parametreleri	Değeri veya Tanımı	Puan
1.Tek Eksenli Basma Dayanımı,MPa	54.95	6
2.Kayaç Kalite Tanımı (RQD)	95	19
3.Süreksizlik Aralığı (m)	0.6-2	15
4.Süreksizliklerin Durumu	Az kaba yüzeyler, ayrılma<1mm, sert eklem yüzeyleri	20
5. Yeraltı Suyu	Tamamen kuru	15
TOPLAM PUAN		**75**

Bu çalışmada, Göltaş kireçtaşının öğütülebilirliğinin tespitinde de Bond öğütülebilirlik testinden yararlanılmıştır. Yapılan öğütme testinin sonucunu kontrol amacıyla referans malzeme olarak Göltaş Çimento Fabrikası çimento hammaddesi (farin) kullanılmıştır. Bu çimento hammaddesinin bileşenleri;

Kalker %55-65, Marn %35-45, Demir cevheri %2-3' den oluşmaktadır. Hammaddeler döner fırına girmeden önce öğütülmektedir. Bu öğütülmüş hammaddeye farin adı verilmektedir.

3.1 Çimento Hammaddesinin Bond Öğütülebilirlik Testi

Göltaş Çimento Fabrikası çimento hammaddesinin 106 test elek açıklığında Bond test sonuçları aşağıdaki gibidir.

Wo: (700 cc'lik çimento hammaddesi numunesinin ağırlığı) = 1218.78 g.

B : (Besleme malzemesindeki 106 'nun altına geçen malzemenin yüzdesi) = %10.37

C : (Gerekli ürün ağırlığı) = 1218.8x0.286=348.57 g.

Tablo 4. Çimento hammaddesi bond öğütülebilirlik testi

Devir	Ürün	Besleme	C-B	Öğütme Katsayısı G=(C-B)/R
90	259.51	126.39	133.12	1.45
222	255.97	26.91	229.06	1.03
313	302.65	26.54	276.11	0.88
360	320.68	31.39	289.29	0.80
394	366.01	33.26	332.75	0.85
365	347.90	37.95	309.95	0.85
367	349.60	36.08	313.52	0.85

Test sonucunda çimento hammaddesinin öğütme katsayısı (G), 0.85 gr/devir bulunmuştur. Beslemenin % 80' nin geçtiği elek açıklığı 2.85 mm., ürünün % 80' nin geçtiği elek açıklığı 70, tesbit edilmiştir. Bu sonuçlar neticesinde Bond iş indisi:

$$Wi = 44.5/\left[P^{0.23} \times G^{0.81}\left(\frac{10}{\sqrt{P_{80}}} - \frac{10}{\sqrt{F_{80}}}\right)\right] \quad (1)$$

Wi = 17.26 kwh/st , bulunmuştur.

Formül 1'de;

Wi : İş indisi (kwh/st)

P : Test elek açıklığı (106)

G : Öğütülebilirlik katsayısı (0.85 gr/ devir)

P_{80} : Ürünün % 80' nin geçtiği elek açıklığı (70)

F_{80} : Beslemenin % 80'nin geçtiği elek açıklığı (2850)

Bulunan iş indisi değerinin Göltaş Çimento Fabrikası'nda kullanılmakta olan bilyalı değirmene uyarlanması için aşağıdaki faktörlerle çarpılması gerekmektedir. Bond (1961), Prasher (1987) ve Babu ile Cook (1973)'un önerdikleri faktör değerlerinin kullanılmasıyla aşağıdaki sonuçlar bulunmuştur:

F_1 (Kuru öğütme faktörü) = 1.3

F_2 (Açık devre bilyalı öğütme faktörü) = 1.1

F_3 (Çap etkinlik faktörü) = 0.914

F_4 (Besleme malzemesinin normal boyuttan büyük olma faktörü), Buda;

$$F_4 = \frac{R_r + (W_r - 7) \times \frac{(F - F_o)}{F_o}}{R_r}$$

$$Rr = \frac{F}{P} \text{ (ufalama oranı)} = \frac{25000}{90} = 278 \quad (2)$$

$$F_o = 4000 \times \sqrt{\frac{13}{W_i}} = 4000 \times \sqrt{\frac{13}{1726}} = 347145$$

Sonuçta F_4 = 1.23 olarak hesaplanmıştır.

Formül 2'de; F= Beslemenin % 80 nin geçtiği elek açıklığı (25000μ), P Ürünün %80'ninin geçtiği elek açıklığı olup (90μ) dır.

Yukarıda F değerlerinden birim ton için harcanan enerji;

$$E=Wi\left[\frac{10}{\sqrt{P_{80}}}-\frac{10}{\sqrt{F_{80}}}\right]\sum_{i=1}^{n}F_i$$

$$E = 17.26\left[\frac{10}{\sqrt{90}}-\frac{10}{\sqrt{25000}}\right]\times 1.6076$$

E=27.5 Kwh/st/ 0.907=30.3 Kwh/ton bulunur.

Göltaş Çimento fabrikasının bilyalı değirmeni kapalı devre ve hava süpürmeli olup boyutları ;

Çap : 4.2 m, Boy : 10.5 m., Motor gücü : 2750 kw. dır.

Değirmen tek kompartımanlıdır. Bilya şarjı aşağıdaki gibidir;

90 mm	30 TON
80 mm	25 TON
70 mm	20 TON
60 mm	18 TON
50 mm	22 TON
40 mm	32 TON
30 mm	22 TON
TOPLAM	**169 TON**

Göltaş Çimento fabrikasında kullanılan bilyalı değirmende harcanan enerji ise 30.5 kwh/ton'dır Bu değer 1997 yılında Göltaş istatistiğinden alınmıştır. Bu değer ile Bond testinden elde edilen enerji sarfiyatı karşılaştırıldığında beher ton için harcanan enerji sarfiyatı hemen hemen aynıdır (Göltaş farin değirmen enerji sarfiyatına göre aralarında %1'den az bir fark vardır). Bu farkın ortama etki eden çok sayıda faktörden kaynaklandığı sanılmaktadır. Bulunan değerler kabul edilebilir sınırlar içinde olup endüstrideki değirmen değeri ile uyum içindedir.

3.2 Göltaş Kireçtaşı Bond Öğütülebilirlik Testi

Bu testte kireçtaşı için test elek açıklığı 300 kullanılmıştır.

Wo :1159.31 g.

B : %15.70

C :1159.31x0.286=331.56 g.

Tablo 5'de öğütme sonucu gösterilmiş, son üç öğütme periyodunda öğütme katsayısı sabitleşmiş, 1.11 gr/devir olarak elde edilmiştir. F_{80} = 2800μ ve P_{80} = 220μ olduğu tesbit edilmiştir. Bu verilere göre Formül 1'den "İş indisi (Wi) = 22.7 kwh/st" bulunmuştur.

$$Wi = 44.5/\left[300^{0.23}\times 1.11^{0.81}\left(\frac{10}{\sqrt{220}}-\frac{10}{\sqrt{2800}}\right)\right]$$

$$= 22.7$$

Literatürde ise iş indisi değerleri, Babu ve Cook (1973) ile Bond (1961) tarafından kireçtaşı için 17.3 kwh/ton, çimento hammaddesi için ise 14 kwh/ton olarak verilmiştir. Dolayısıyla bulunan bu yüksek iş indisi değerlerinin Göltaş kireçtaşının sıkı dokulu ve nispeten az gözenekli olmasından dolayı kaynaklandığı söylenebilir.

4. SONUÇ

Göltaş Kireçtaşı'nın TS 699'a göre doğal yapıtaşı standardına uygun olduğu saptanmıştır. Deere ve Miller kaya sınıflamasına göre orta dayanımlı, fakat yüksek modül oranına sahip olduğu

belirlenmiştir. Bundan da bu kireçtaşlarının kırılması esnasında fazla deforme olmayacağı anlaşılmaktadır. Bu nedenle ocakta patlatma ile kırılmasına rağmen, atım kütlesinden alınan malzemenin öğütülmesi esnasında yüksek öğütme enerjisi gerekmektedir. RMR kayaç sınıflandırma sistemine göre ikinci sınıf (iyi kayaç) gurubuna girdiği tespit edilmiştir. Göltaş kireçtaşının öğütülebilirliği, "Bond öğütülebilirlik" testi ile belirlenmiştir. Kireçtaşı için bulunan öğütebilirlik katsayısından iş indisi 22.7 Kwh/ton olarak hesaplanmıştır. Kireçtaşları için bu değer Babu ve Cook (1973) tarafından literatürde 17.3 Kwh/st olarak verilmiş olduğundan, Göltaş kireçtaşının diğer kireçtaşlarına göre %31 nispetinde daha zor öğütülebileceği söylenebilir.

Diğer taraftan çimento fabrikasında farin değirmenlerinin gerçek verilerinden hesaplanmış fiili enerji sarfiyatının, laboratuar ölçekte bulunan öğütülebilirlik değeriyle uyum içinde olduğu tespit edilmiştir. Bu çalışma neticesinde, laboratuar öğütülebilirlik testinin, gerçek tesislerin projelendirilmesinde kullanılabileceği ortaya çıkmıştır. Öğütülebilirlik ile kireçtaşının sınıflandırması arasında mantıki bir ilişki olmasına rağmen, gerek kayaç litolojisini teşkil eden parametrelerin çokluğu gerekse öğütülebilirliği etkileyen faktörlerin çok değişken olması nedeniyle matematiksel bir ilişki belirlenememiştir.

Tablo 5. Kireçtaşı bond öğütülebilirlik testi

Devir (R)	Ürün (C)	Besleme (B)	C-B	Öğütme Katsayısı G=(C-B)/R
95	282.41	182.01	100.40	1.06
271	324.44	44.34	280.10	1.03
272	340.12	50.94	289.18	1.06
262	349.57	53.40	296.17	1.13
245	367.64	54.88	312.76	1.28
242	343.85	57.72	286.13	1.18
235	313.90	53.98	259.92	1.11
254	330.61	49.28	281.33	1.11
252	331.26	51.91	279.65	1.11

5. KAYNAKLAR

Babu, S.P., Cook, D.S. 1973. Breaking, Crushing and Grinding, SME Mining Engineering Handbook, Volume 2. AIMMPE, Inc., New York.

Bieniawski, Z.T., 1973. Engineering Classification of Jointed Rock Masses, Transactions of S. African Institution of Civil Engineers, V.15, No.12, pp.335-344.

Bond, F.C., 1961. Crushing and Grinding Calculations, Allis-Chalmers,Milwaukee, pp.13-14.

Deere, D.U., Miller, R.P. 1966. Engineering Classification and Index Properties for intack Rock, Tech. Rept. No. AFWL-TR-65-116, Air Force Weapons Lab., Kirtland Air Force Base, New Mexico, USA.

Demirel, H., Öztürk H. 1988. Grindability Determination of Cement Raw Materials, II. International Mineral Processing Symposium., İzmir, Turkey.

Köse, M., Koç M. 1990. A Simplified Method of Determining The Bond Work Index, MTA Technology Department, Ankara, Turkey.

Prasher, C.L. 1987. Crushing and Grinding Proces Handbook, Consultant to Chemical and Mechanical Engineering Industry. Linora Technical Associater John Wiley & Sons Limited Chichester. New York. Bristone Toronto Singapore.

Türk Standartları, TS 699. 1987. Tabii Yapı Taşları Muayene ve Deney Metodları, Türk Standartları Enstitüsü, Ankara.

YERBİLİMLERİ GEOSOUND | ARALIK DECEMBER 1998 | SAYI NO 33 | ISSN 1019-1003

KAYNAK/REZERV SINIFLANDIRMALARININ KARŞILAŞTIRMASI VE STANDARDİZASYON İÇİN YAKLAŞIMLAR (I)

Salih YÜKSEK ve Birol ELEVLİ
C. Ü., Maden Mühendisliği Bölümü, Sivas/Türkiye

ÖZET: *Madenciliğin temelini oluşturan maden yatağı kütlesi, arama ve değerlendirme çalışmalarından sonra elde edilen bilgilerin derecesine ve güvenilirliğine bağlı olarak, kaynak veya rezerv olarak ifade edilmektedir. Ancak tanımlamalara baz oluşturan bilgi derecesi ve güvenirlik sınırları ülkeler arasında farklı olarak yorumlanmaktadır. Bu durum, globalleşen dünya için bir standardizasyon gerektirmektedir.*

Bu çalışmanın amacı, dünyada kabul edilen kaynak/rezerv tanımlarını karşılaştırarak, benzer ve farklı noktalarını ortaya koymak ve buna bağlı olarak, Türkiye'de de bir standart oluşturmak için tartışmaları başlatmaktır. Başlangıç olarak da Kaynak yerine Jeolojik rezerv Görünür rezerv yerine Üretilebilir Rezerv tanımlarının kullanılmasının daha açıklayıcı olacağı öne sürülmektedir.

COMPARISON OF RESOURCE/RESERVE CLASSIFICATION AND AN APPROACH FOR STANDARDIZATION (I)

ABSTRACT: *An ore body, which is base for mining, is defined as resource or reserve based on the reliability and accuracy of information obtained after the exploration and evaluation works. However, the limits of reliability and accuracy of information vary among countries. This situation requires standardization in globalized world.*

This study aims at comparing various resource/reserve classifications and underlining the differences and common points of them and starting the discussion for standardisation in Turkey. For that reason, it is proposed to use Geological Reserve instead of Resource and Recoverable Reserve instead of Proven Reserve, in this study.

1. GİRİŞ

Her alanda olduğu gibi madencilik sektöründe de küreselleşme engellenemez bir hızla ilerlemektedir. Yapılan anketler, uluslararası madencilik firmalarına çalışma izni vermeyen çok az sayıda devletin kaldığını göstermektedir. Bu durum, madencilik açısından artık devlet sınırlarının kalmadığını jeolojik sınırların söz konusu olduğunu ortaya koymuştur.

Madenciliğin bu şekilde küreselleşmesi, zaten varolan "rezerv nedir?" tartışmasını daha da yoğunlaştırmıştır. Rezerv tanımı ile ilgili çalışmalar ve yayınlar gittikçe artmaktadır. Bu çalışma kapsamında incelenen yayınlar iki gruba ayrılabilir. Birinci grupta, oluşturulan komite veya kurumlar tarafından rezerv ve kaynak tanımları, sınıflandırılması ve alt kategorileri ile rezerv raporlarının hazırlanmasındaki kurallar detaylı bir şekilde verilmiştir (Ad Hoc Committee Report, 1996; Reserve Definition Committee of the Mineral Economics Society of CIM, 1994; AuSIMM, 1989; IMM, 1989; IMM, 1991; SME, 1991, revised 1994). İkinci grup yayınlarda ise daha çok yazarlar tarafından yapılan rezerv, kaynak tanımlamaları, karşılaştırmaları, jeoistatistik ve ekonomik baza dayalı sınıflandırmalar ile bunların tartışmaları yapılmıştır(Wober, H.H. ve Morgan, P.J., 1993; Wellmer, F.W., 1993; Noble, A.C., 1993; Champigny, N. ve Armstrong, M., 1994; McKelvey, V.E.,1972; Wortman, D., 1993; Diatchkov, S.A., 1994; Vallée, M. ve McCutcheon S., 1997; Brewis, T., 1994; Garrison, E.J., 1994; Taylor, H.K., 1994; Owens, O. ve Armstrong, W.P., 1994; Froidevaux, R., 1982).

Tüm bu ve buna benzer çalışmalar yapılmış olmasına karşın, halihazırda hiç biri uluslararası standart olarak kabul görmemiştir. Ancak, son zamanlarda bir standartizasyona gitmek için değişik çalışma grupları bir araya getirilmektedir.

Bu kapsamda MTA(Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü), AusIMM (Australian Institute of Mining and Metalurgy), IMM (Institute of Mining and Metalurgy), SME (Society of Mining Engineer) ve CIM (Canada Institute of Mining, Metallurgy and Petroleum) kurumlarının halihazırda bulunan tanımlamaları tablolar halinde ileriki sayfalarda verilmiş ve karşılaştırma sonuçları anlatılmıştır.

2. KAYNAK/REZERV TANIMLAMALARI

Kaynak/Rezerv tanımlamaları ile ilgili Türkiye'de resmi kabul görmüş bir çalışma olmamasına karşın, yaygın olarak kullanılan ve Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü'nün (Caner, 1983) yayınlarında kullanılan tanımlamalar mukayesede kullanılmıştır. MTA'nın yayınlarında kullanılan tanımlamalar ile Kanada'lıların kabul ettiği (Ad Hoc Commite Report, 1996) sınıflama, Avustralya'da kabul edilmiş ve (AUSIMM, 1989) tarafından hazırlanan sınıflama, İngiltere'de kabul edilmiş olan ve (IMM, 1991) tarafından hazırlanan sınıflamalar ve son olarak Amerika'da genel kabul görmüş ve (SME, 1991) tarafından yayınlanmış tanımlamalar

mukayese edilmiştir.

Tanımlamaların detayına geçmeden önce, hangi tanımlamaların kimler tarafından kullanıldığı Tablo 1'de gösterilmiştir.

Bu tablodaki sınıflamalardan CIM sınıflaması en son yayınlanmış olanıdır. Sınıflamalarda bir standartizasyona gitmede en çok çaba harcayan Kanadalılardır. Çünkü, Kanada hem madencilik endüstrisinde dünyaya öncülük etmekte, aynı zamanda da uluslararası arenada çalışan madencilik firmalarının büyük bir çoğunluğu Kanada merkezlidir.

Tablo 1. Kaynak/rezerv sınıflamasındaki gruplar.

	KAYNAK			REZERV		
	Yorumlanan (Inferred)	Belirlenen (Indicated)	Ölçülen (Measured)	Mümkün (Probable)	Muhtemel (Possible)	Görünür (Proven)
TÜRKİYE(MTA)	-	-	-	var	var	var
AVUSTRALYA (AusI MM)	var	var	var	-	var	var
İNGİLTERE (IMM)	-	var	var	-	var	var
AMERİKA (SME)	var	var	var	-	var	var
KANADA (CIM)	var	var	var	var	var	var

Tablo 1'de görüldüğü üzere iki grup sınıflandırma vardır. Birincisi Kaynak, ikincisi ise Rezervdir. Ancak unutulmamalı ki rezervler her zaman kaynakların bir alt grubudur ve her zaman kaynaktan daha az miktarı ifade etmektedir.

2.1. Mineral Kaynağı

Yukarıda bahsedilen ve kabul görmüş sınıflamalarda *Mineral Kaynağı* tanımında da farklılıklar vardır. MTA yayınlarında kaynak için, *tüm mineral zenginlikleri* ifadesi kullanılırken, CIM, *ekonomik olarak üretilme potansiyeline sahip mineral oluşumu* ifadesini kullanmaktadır. IMM ise ekonomik öneme sahip malzeme olarak kaynağı tarif etmektedir. Bu tanımlamaların özeti Tablo 2'de görülmektedir.

Tablo 2'ye baktığımız zaman Kanada ve Amerikalıların tanımlamalarının birbirine benzediği ve ortak yanlarının ekonomik kazanımı ön plana çıkarmış oldukları görülmektedir. Avustralya ve İngiltere tanımlanmalarında ise, oluşumun belirlenmesindeki bilgiler önem arz etmektedir. MTA'nın tanımlaması ise, çok geniş bir ifadedir ve herhangi bir sınırlama yoktur.

Kaynak tanımlaması kendi içinde üç sınıfa ayrılmıştır; *Yorumlanan veya Çıkarsanan, Belirlenen ve Hesaplanan (ölçülen)* kaynak sınıflarıdır. Sınıflandırmanın temeli ise hesaplamada

kullanılan bilgilerin miktarı ve güvenilirliğidir.

2.1.1. Yorumlanan veya Çıkarsanan Kaynak

Bu kaynak tanımında da farklılıklar gözlenmektedir. Avustralya tanımı *"yeterli örnek ve test bilgisinden ziyade sadece yerbilimsel bulgulardan yorumlanan..."* şeklinde iken, Kanada'lıların tanımı *"kısıtlı örneklemeye dayalı, ekonomik potansiyele sahip bir yatağın sınırları..."* şeklindedir.

Tablo 2. Kaynak Tanımları

SINIFLAMA	KAYNAK TANIMI
TÜRKİYE (MTA)	Tüm mineral zenginliklerini içine alır. Gerek ekonomik işletilebilirlik açısından, gerek varlığının belirliliği açısından hiç bir şekilde sınırlandırılmamıştır.
AVUSTRALYA (AusIMM)	Değerlendirilebilir veya faydalı minerallerin kazanılabileceği, kaynak-öncesi mineralizasyonu hariç tutan, yerinde tanımlanmış cevher oluşumudur. Kaynak; yorumlanmış, belirlenmiş ve ölçülmüş olarak rapor edilebilir.
İNGİLTERE (IMM)	Tenörü, sınırları ve diğer uygun özellikleri belirli derecedeki bilgi ile bilinen ve ekonomik öneme sahip kayaç ve cevherleşme veya diğer jeolojik malzemelerin miktarı ve hacmidir.
AMERİKA (SME)	Makul kabuller altında bir ürünün ekonomik olarak kazanılmasının potansiyel olarak mümkün olmasına imkan tanıyan, yer kabuğu üzerinde veya içinde katı sıvı veya gaz malzemenin doğal olarak bir yerde yoğunlaşarak oluşturduğu oluşumdur.
KANADA (CIM)	Doğal, katı, inorganik veya fosilleşmiş organik malzemenin potansiyel olarak karlı bir şekilde üretilmesine imkan tanıyacak miktar veya depolanmasıdır.

Bu sınıflamadaki değişik tanımlamalar Tablo 3'de görülmektedir.

2.1.2. Belirlenen Kaynak

Belirlenen kaynak tanımı da farklılıklar göstermektedir. Avustralya ve Amerikalıların tanımı, örnekleme noktalarının çok büyük aralıklı fakat süreklilik hakkında makul bilgi verecek kadar yakın olması gerekliliğini söylerken, Kanadalılar tenörün sürekliliğinin, yatağın uzantısının ve şeklinin güvenilebilir tenör ve tonaj hesabı yapılabilmesine imkan tanıyacak şekilde belirlenmiş olması gerekliliği vurgulamaktadır. Belirlenen kaynak tanımlamasını mukayeseli olarak Tablo 4'de görülmektedir

Tablo 3. Yorumlanan veya çıkarsanan kaynak tanımları.

TÜRKİYE (MTA)	.....Böyle bir kaynak tanımı mevcut değil.
AVUSTRALYA (AusIMM)	Maden yatağının yerbilimsel bulgular, sondajlar, yeraltı kazıları veya diğer örnekleme işlemlerinden, daha güvenilir ve sistemli hesaplamalara imkan tanıyan yeterli analiz ve örnek bilgileri olmaksızın, hesaplanan miktarıdır.
İNGİLTERE (IMM)	Tanımlama yok.
AMERİKA (SME)	Yorumlanan kaynak, jeolojik bulgulardan hesaplanan ve sürekliliği kabul edilen kaynağın bir kısımdır. Bunun için yeterli örnek ve ölçümler olur veya olmayabilir Ancak makul jeolojik jeokimyasal ve diğer yerbilimsel veriler olmak zorundadır.
KANADA (CIM)	Potansiyel olarak ekonomik öneme haiz bir yatağın sınırlarını belirlemeye yetecek yeterli jeolojik bilgiye sahip, ancak sınırlı örneklemeye dayalı olarak miktar ve tenörü hesaplanmış bir yatağa veya onun bir parçası yorumlanmış kaynak olarak tanımlanır.

Tablo 4'de görüldüğü üzere, belirlenen kaynak tanımlamasında yoruma açık ve kişiden kişiye değişen, "makul belirti", "gerekenden fazla", "kabul etmeye yetecek kadar yüksek" gibi ifadeler kullanılmıştır. Bu ifadeler sadece uluslararası değil, kendi ülke sınırları içinde de hesaplamayı yapanın bilgi ve tecrübesine bağlı olarak farklı şekillerde değerlendirilebilir.

2.1.3. Hesaplanmış Kaynak

Hesaplanmış kaynak tanımında da farklılıklar vardır. Farklılığın temelini de, fiziksel karakteristiklerin ortaya konulmasında aranan kesinlik derecesi oluşturmaktadır. Tanımlamalardan bazıları yüksek derecede kesinlik isterken, diğeri çok iyi tanımlanmış olması gerekliliğini aramaktadır. Ancak hepsinin ortak yanı, yatağın tüm özelliklerinin oldukça yüksek güvenirlik derecesinde belirlenmiş olmasıdır.

Tablo 4. Belirlenen kaynak tanımları

TÜRKİYE (MTA)	Bu tanımlama yok.
AVUSTRALYA (AusIMM)	Belirlenen kaynak tanımı yerbilimsel bilgilerin makul seviyede güvenilirlikle bilindiği yerde, sondaj, yeraltı kazıları veya diğer örnekleme yöntemleri ile sürekliliği garanti edebilmek için gerekenden daha büyük aralıklarla, fakat süreklilik için makul belirti vermeye yetecek yakınlıkla örneklerden belirlenen kaynağı ifade etmektedir.
İNGİLTERE (IMM)	Ölçülmüş kaynaktan daha az kesinlik derecesinde miktar ve kalitesi belirlenmiş kaynağı ifade eder. İnceleme, örnekleme ve ölçüm yeri, sürekliliğin belirlenebilmesi veya tenörün ortaya konması için gerekenden daha fazla veya uygun olmayacak şekilde aralıklandırılmıştır.
AMERİKA (SME)	Kaynağın bir kısmı olan "Belirlenmiş kaynağın" miktar ve tenörü kaynağı belirlemede kullanılan bilgiler kullanılarak tanımlanmış, ancak örnekleme ve ölçüm yapılan yerler daha yakın veya yetersiz olarak aralıklandırılmış. Ancak güvenilirlik derecesi, örnek noktaları arasındaki sürekliliği kabul etmeye yetecek kadar yüksek.
KANADA (CIM)	Belirlenmiş kaynak, tenörün sürekliliği, uzantısı ve yatağın şekli güvenilir tenör ve miktar hesaplanmasına imkan tanıyacak kadar iyi ortaya konmuş olan yatağın, miktar ve tenörü hesaplanmış olan kısmıdır.

Hesaplanmış kaynak tanımları Tablo 5'de görülmektedir.

Buraya kadar olan kaynak tanımlamalarına baktığımız zaman "ekonomiklik" hiç gündeme gelmemiş, sadece elde edilen bilgi miktarına bağlı olarak sınıflandırmalar yapılmıştır.

Bu tanımların ışığı altında, bizde hesaplanmış kaynak tanımlaması yerine "Jeolojik rezerv" tanımını önermekteyiz.

Tablo 5. Hesaplanmış kaynak tanımları.

TÜRKİYE (MTA)	Böyle bir tanımlama mevcut değil.
AVUSTRALYA (AusIMM)	Ölçülmüş kaynak tanımı, yer bilimsel bilgilerin güvenilir şekilde bilindiği yerlerde, sondajla yeraltı kazıları veya diğer örnekleme yöntemleri ve teknikleri ile sürekliliği onaylamaya yetecek kadar yakın aralıkla örneklenmiş ve bulunmuş kaynağı ifade etmektedir.
İNGİLTERE (IMM)	Ölçülmüş kaynak; kaynağın tonaj veya hacmi, mostra, yarma sondaj veya yeraltı kazıları ve diğer uygun arama teknikleri ile de takviye edilerek ortaya çıkarılmış boyutlarından hesaplanan kısmındır. İnceleme ve örneklemelerin, jeolojik karakteri, sürekliliği, tenörü ve malzemenin yapısını çok iyi tanımlayacak kadar ve fiziksel özellikleri, boyutu, şekli, kalitesi ve mineral içeriğini yüksek kesinlik derecesinde ortaya koyacak sıklıkta yapılmış olması gerekir.
AMERİKA (SME)	Kaynağın; miktar ve tenör veya kalitesi detaylı örneklemelerden hesaplanan; mostra, yarma, sondaj, ve kazılarla ortaya çıkan kısmıdır. İncelemeler, örneklemeler ve ölçmeler, oldukça sık aralıkla yapılmış, Jeolojik yapı çok iyi tanımlanmış ve kaynağın boyut, şekil, derinlik ve mineral içeriği çok iyi ortaya konmuştur.
KANADA (CIM)	Boyutu, yapısı ve tenörü, yarma, sondaj, mostra ve kazıların örneklenmesi ve incelenmesi ile iyi bir şekilde ortaya konan yatağın, tenörü ve miktarı belirlenen kısmına hesaplanmış kaynak denir.

Çünkü bu tanım, ekonomik analizleri yapılmamış ancak değişik hesaplama yöntemleri ile kabul edilmiş bir tenör değeri üzerindeki miktarı veya hacmi ve ortalama tenörü hesaplanmış olan cevher kütlesini ifade etmektedir.

3. REZERV TANIMI

Rezerv kavramının tanımlanmasında da farklılıklar gözlenmektedir. Ancak, her tanımlamada bir takım ortak ifadeler mevcuttur. Ortak ifadelerin başlıcaları; "ekonomik", "işletilebilir", üretilen", ve "karlı" gibi kavramlardır.

Tanımlamalardaki farklılıklardaki başlıca unsurlar ise, yasal yönetmelikler, fizibilite çalışmalarının boyutu ve cevher kazanımıdır. Tablo 6'da verilen tanımlamalarda, bu farklılıklar daha belirgin olarak gözlenmektedir.

Tablo 6'daki tanımlamalara baktığımız zaman Amerika ve Kanada tanımlamalarında "yasal olarak" ve "kazanım" tanımı ekonomiklikle bir paralellik arz etmektedir. Ancak genel anlamda bakıldığında rezerv hesaplaması, jeolojik faktörlere ilave olarak madencilik, metalürji, işletme, yatırım maliyetleri ve çevre gibi projenin ekonomikliğini etkileyen faktörlerinde göz önüne alınmasını zorunlu kılmaktadır.

Rezervin genel tanımlamasından sonra, rezervde kendi içinde alt tanımlamalara bölünmüştür. Alt tanımlamalar ise, çoğunlukla jeolojik belirlilik ve ekonomiklik bazına dayandırılarak, *Mümkün, Muhtemel ve Görünür* rezerv şeklindedir. Bu tanımlamalarda da aşağıda görüleceği üzere farklılıklar vardır. Ancak burada unutulmaması gereken husus, rezerv tanımı, değerli ve diğer temel metal madenleri için hesaplanan tenör ve miktarı ifade etmektedir. Diğer madenler için ise rezerv, madenin adını vererek ifade edilmektedir; mesela kömür rezervi, sölestin rezervi gibi.

3.1. Mümkün Rezerv

Bu tanımlama sadece Kanadalıların ve MTA'nın sınıflandırmalarında kullanılmıştır. Avustralya ve İngiltere hiçbir tanımlama yapmamalarına karşın, Amerikalar, bunun gerekli güvenirlik derecesinden yoksun olduğu için rezerv olarak tanımlanamayacağını ifade etmektedirler. Kanadalılar ise, mümkün rezervi, yapılan kabul ve yorumlara dayalı, jeolojik ve örnek bilgilerinden miktarı ve tenörü hesaplanmış rezerv olarak tanımlamaktadırlar. Ancak, muhtemel veya görünür rezervin bir parçası olarak gösterilmesi gerektiğini, ayrıca bu rezervin ekonomik analiz veya fizibilite çalışmasında kullanılmayacağını ifade etmektedirler. MTA tanımlaması ise, "boyutları hiç bir şekilde belirlenmemiş olan, varlığı ancak ümit edilen cevher kütlesidir" şeklindedir. Bulunacağı ümit edilen fakat işletme ve planlama çalışmalarında hesaba katılmayan bir sınıflamadır.

3.2. Muhtemel Rezerv

Muhtemel rezerv tanımlamasında da cevher kütlesinin sürekliliğine dayalı

Tablo 6. Rezerv Tanımlamaları

MTA	Kaynağın, arama çalışmaları ile varlığı tespit edilmiş ve işletilebilirliği değerlendirme etüdleri ile saptanmış olan bölümüdür.
Avustralya	Hesaplanmış veya belirlenmiş kaynağın, raporun hazırlandığı zaman, gerçekçi olarak kabul edilmiş şartlar altında ekonomik olarak değerli veya faydalı mineral kazanılabilinecek kısmıdır.
İngiltere	Mineral kaynağının, ekonomik analizler sonucu, belirli ekonomik şartlar altında üretiminin uygun olacağı ortaya konmuş olan kısmıdır.
Amerika	Mineral kaynağının, belirli madencilik ve üretim çalışmaları için gerekli tenör, kalınlık, derinlik, seyrelme ve kazanım gibi fiziksel ve kimyasal kriterleri minimum seviyede yerine getiren ve karar verildiğinde ekonomik ve yasal olarak kazılabileceği veya üretilebileceği makul olarak kabul edilebilir kısmıdır. Belirlenmiş madencilik ve üretim çalışmalarının fizibil olduğu, deneme ve ölçmelere dayanarak makul olarak kabul edilebilmeli veya ortaya konmak zorundadır. Rezerv deyimi kazı için gerekli bina ve ekipmanları yerinde ve çalışır olmasını belirtmek zorunda değildir.
Kanada	Mineral kaynağının, belirlenmiş ve makul olarak kabul edilmiş ekonomik şartlar altında karlı ve yasal olarak üretilebilinecek kısmıdır. Ekonomiklik, en azından "belirlenmiş veya ölçülmüş kaynağa" bağlı olarak ilk fizibilite çalışmaları ile ortaya konmak zorundadır.

önemli farklılıklar vardır. Tablo 7 'de yapılan bazı tanımlamaları mukayese etmek mümkündür.

Tablo 7'deki tanımlamalara baktığımız zaman, Kanadalıların tanımı dışındakilerin muallak cümleler kullanıldığı görülür. Bir kütleyi rezerv grubuna dahil edebilmek için bir takım teknik ve ekonomik çalışmalar yapılması gerekliliği vurgulanmalıdır. Bu durum Kanadalıların ve İngilizlerin tanımlarında görülmektedir.

3.3. Görünür Rezerv

Şimdiye kadar yapılan tanımlamalarda olduğu gibi görünür rezerv

Tablo 7. Muhtemel rezerv tanımlamaları

MTA	İki boyutu belirlenmiş ve devamlılığı konusunda risk taşıyan cevher kütlesidir. Cevherin varlığını gösteren jeolojik etkenler bilinmesine rağmen, kuyu, yarma ve galeri gibi madencilik işlemlerinin veya sondajların çok geniş aralıklarla yapılmış olması nedeniyle sınırları ve devamlılığı garanti edilemeyen, işletme ve planlama çalışması yapabilmek için ilave arama çalışması gerektiren bir rezerv sınıfıdır.
Avustralya	Muhtemel rezerv, bulunmuş kaynağın, belirlenmiş kısmından üretilebilir ton veya hacim ve tenörü hesaplanan bölümüdür. Sürekliliğini garanti edemeyecek kadar geniş aralıkla örneklenmiş cevheri ifade eder.
İngiltere	Hesaplanmış ve/veya belirlenmiş kaynağın, yeterli teknik ve ekonomik çalışmaları yapılmış ve belirli ekonomik şartlar altında üretilmesi uygun olan kısmına denir
Amerika	Belirlenmiş kaynağın, rezerv olarak sınıflandırılabilen kısmıdır.
Kanada	Belirlenmiş kaynağın, pozitif karar verilmesine yetecek güvenirlilik derecesinde yeterli mühendislik, işletme, ekonomik ve yasal çalışmalar sonucunda ekonomik olabilecek kısmına denir.

tanımlamasında da önemli farklılıklar göze çarpmaktadır. Tablo 8'de bazı görünür rezerv tanımlamaları verilmiştir.

Tablo 8'de verilen bu tanımlamalardan, en sınırlayıcı olanı Kanadalıların tanımıdır. Bu tanımlamada, görünür rezerv tanımını üretim yapılan ve/veya üretim için planlanan kısım ile sınırlandırılmıştır. İngilizler, "detaylı teknik ve ekonomik çalışmaların tamamlandığı" ifadesini kullanmış, ancak üretim için planlanıp planlanmadığı konusuna değinmemişlerdir. Amerikalılar ise bu tanımlamalardan ziyade genel rezerv tanımlamasını yaparak, bunun sadece kaynağın hangi birimine dahil edildiği şekliyle tarif etmişlerdir.

Bu bilgiler kullanılarak, *görünür rezerv* tanımlaması yerine, *üretilebilir rezerv* ifadesi daha belirleyicidir. Çünkü üretilebilir rezerv tanımı, jeolojik rezervin belirli ekonomik ve yasal sınırlar içinde, üretim planları yapılarak, ekonomik olarak kazanılabilecek kısmını ifade etmektedir.

4. SONUÇLAR

Bu çalışmada, kaynak ve rezerv

Tablo 8. Görünür rezerv tanımlamaları

MTA	Üç boyutu belirlenmiş olan ve bu boyutlar içinde devamlılığı konusunda en az risk taşıyan cevher kütlesidir. Arama çalışmaları ile üç boyutlu belirlenmiş, jeolojik etkenlerle belirli sınırlara erişmesi beklenen ve bu sınırlar içerisinde devamlılık göstermeme olasılığı çok az olan, dolayısıyla işletme hesaplarına ve planlama çalışmalarına baz teşkil eden bir rezerv sınıfıdır.
Avustralya	Belirlenmiş kaynak olarak kategorize edilen, üç boyutu kazı veya sondajlarla belirlenmiş yeterli güvenirlilikle sınırları bilinen cevher yatağından tenörü belli üretilebilir ton veya hacime denir.
İngiltere	Hesaplanmış kaynağın, yeterli teknik ve ekonomik çalışmaları yapılmış ve belirli ekonomik şartlar altında üretilmesi uygun olan kısmına denir
Amerika	Ölçülmüş veya hesaplanmış kaynağın rezerv olarak sınıflandırılabilecek kısmı.
Kanada	Hesaplanmasında yüksek derecede güvenirlik sağlayacak şekilde teknik ve ekonomik faktörler ortaya konmuş, boyutu, tenörü ve diğer dağılımı bilinen ölçülmüş kaynağın miktar ve tenörü hesaplanmış kısmıdır. Bu tanım, yatağın maden planı yapılan kısmı veya üretimi yapılan kısmı ile sınırlıdır.

tanımlamaları ile ilgili yayınlanmış çalışmalardan başlıcaları incelenmiş ve tanımlamaların farklılıklar arz ettiği ortaya konmuştur. Ancak genel olarak mineral oluşumları kaynak ve rezerv olarak ikiye ayrılmakta, rezerv kaynağın üretilebilecek kısımları olarak kabul edilmektedir.

Çalışmanın yazarları ise kaynak ve rezerv tanımlarının içinde yeralan *Hesaplanmış Kaynak* ile ifade edilen kavram yerine *Jeolojik rezerv ve Görünür rezerv* ifadesi yerine ise *Üretilebilir Rezerv* tanımlamalarının kullanılmasını önermektedirler. Özellikle mühendislik hesaplamaları açısından bu tanımlamaların daha açıklayıcı olduğunu öne sürmektedirler.

5. KAYNAKLAR

Ad Hoc Committee, 1996. Mineral Resource/Reserve Classification, Categories, definitions and Guidelines for Public Reporting. Report of the Ad Hoc Committee on Mineral Resource Classification of the Canadian Institute of Mining Metallurgy and Petroleum. CIM Bulletin, September, Vol. 89, No. 1003, p 39-44.

Ausimm, 1989. Australian Code for Reporting of Identified Mineral Resources and Ore Reserves, with

Guidelines and Appendices 1 and 2. Australian Institute of Mining and Metallurgy, 1992.

Brewis, T., 1994. Mineral reserves. Mining Magazine, February, pp86-89.

Caner, G., 1983. Maden Ekonomisi: Kaynakların Değerlendirilmesi Teknik ve Ekonomik Kavram, Değer, Kriter ve Yöntemler, MTA, Ankara.

Champigny, N., and Armstrong, M., 1994. An overview of reserve estimation problems by an international "Groupe de Réflexion". CIM Bulletin, February, Vol.87, No.977, pp23-25.

Diatchkov, S.A., 1994. Principles of classification of reserves and resources in the CIS countries. Mining Engineering, March, pp214-217.

Froidevaux, R., 1982. Geostatistics and reserve classification. CIM Bulletin, July, Vol. 75, No.843, p77-83.

Garrison, E.J., 1994. Discussion: Geologic resource vs. ore reserves. Mining Engineering, January, p74.

IMM, 1989.-So What Is Ore? Mining Magazine, June, p459.

IMM, 1991. Definition of Terms for Reporting Assets -Summary of the Working Party on the definitions of "ore" and "reserve" of the Institution of Mining and Metallurgy(IMM). Mining Magazine , April.

McKelvey, V.E., 1972. Mineral Resource Estimates and Public Policy. American Scientist, Vol.60, No.1, pp32-40.

Noble, A.C., 1993. Geologic resource vs. ore reserves. Mining Engineering, February, pp173-176.

Owens, O., and Armstrong, W.P., 1994. Ore reserves - the four Cs. CIM Bulletin, April, Vol.87, No. 979, p52-54.

Reserve Definition Committee of the Mineral Economics Society of CIM, 1994. CIM Bulletin, October, Vol.87, No.984, pp20-24.

SME, 1991, revised 1994. A Guide for Reporting Exploration Information, Resources and Reserves. Mining Engineering, April 1989 [Proposal of SME Working Group].

Taylor, H.K., 1994. Ore reserves, mining and profit. CIM Bulletin, September, Vol.87, No.983, p38-46.

Vallée, M., and McCutcheon, S., 1997. Are international reporting standards feasible? CIM Bulletin, January, Vol.90, No.1007, pp30-37.

Wober, H.H., and Morgon, P.J., 1993. Classification of ore reserves based on geostatistical and economic parameters. CIM Bulletin, January, Vol. 86, No.966, pp73-76.

Wellmer, F.W., 1993. Discussion: Classification of ore reserves based on geostatistical and economic parameters. CIM Bulletin, July-August, Vol. 86, No.972, pp78-79.

Wortman, D., 1993. Mineral deposit evaluation and reserve inventory practice. CIM Bulletin, March, Vol. 86, No.968, p144-148.

YERBİLİMLERİ ARALIK 1998 SAYI 33 ISSN 1019-1003
GEOSOUND DECEMBER NO

KÖMÜRÜN YANMA SÜRECİNİN FOTOGRAFİK ve RENKSEL ANALİZİ

İ. Bülent GÜNDOĞDU
S.Ü. Jeodezi ve Fotogrametri Mühendisliği Bölümü., Konya/Türkiye
Ö. Serdar YILDIRIM
S.Ü. Maden Mühendisliği Bölümü, Konya/Türkiye

ÖZET: *Bu çalışmada kömürün yanma süreci, fotoğrafik ve renksel yöntemle belirlenmeye çalışılmıştır. Bu amaçla beş adet farklı özellikte aynı boyutlu kömürtozu fırında ısıl işleme tabi tutulmuş ve belirli sıcaklık aralıklarında çekilen fotoğraflar bilgisayar ortamına aktarılmıştır. Görüntülerin renk analizleri yapılarak elde edilen sayısal görüntüler ile fırın sıcaklığı ve kömür özellikleri arasında ilişki kurularak yanma sürecine renksel ve fotoğrafik olarak yaklaşımda bulunulmuştur.*

INVESTIGATION OF COAL COMBUSTION PROCESS WITH PHOTOGRAPHIC and COLOURMETRIC METHODS

ABSTRACT: *In this study, coal combustion process were investigated by using photographic methods. To reach this aim five coal fines which have different properties but similar size fraction were tested in oven and their photographs were taken different temperature with regular basis. Then these photographs were imported to computer for digital analysis. Colour and gray scale differentiation were performed to compare if there are any meaningful relation among colour of coal dusts oven temperature and coal properties while they are combusting.*

As a result; coal fines combustion procedure were determined in stepwise photographs and colourmetric methods. Several approach were given for their interpretation.

1. GİRİŞ

İnsanlar bilgi edinimini optik yol ile gerçekleştirmektedirler. Optik yol ile bilgi edinimi ise şekilsel ya da renksel olmaktadır. Kaba bir tahminle, edinilen bilgilerin %40 gibi yüksek bir oranı renksel olarak sağlanmaktadır (Selçuk, 1979). Buna paralel olarak bu çalışmada kömürün yanma sürecine renksel olarak yaklaşımda bulunulmaya çalışılmıştır.

Renk yaşantımızda algılama açısından önemli bir yer tutmaktadır. Kömürün yanma süreci fiziksel ve kimyasal olarak önemli birçok değişiklikler içermektedir. Bu değişikliklerden bir tanesi de, renk değişimidir. Bilindiği üzere bu değişim genel olarak kahverengi - siyah'dan kırmızıya ve sonuçta kül rengi açık kahve - gri şeklindedir.

Rengin tanımı ve açıklanması bilindiği üzere ışık kavramı ile ilişkilidir. Işık ise genel olarak bir enerjidir ve doğrusal yol almaktadır. Işık bu yayılımda, cisimler ile ilişkisi sonucu saydam, soğurma ve yansıtma kavramlarını oluşturmaktadır. Işık kaynakları ise genel olarak üç grup altında incelenmektedir (Selçuk, 1979);

- Doğal ışık kaynağı,
- Isı ışık kaynağı,
- Elektrik ışık kaynağı.

Bu çalışmada artan sıcaklık ile karşı karşıya getirilen kömür örneklerinin ısınma ve yanmadan dolayı yansıttıkları farklı renkler değerlendirilmektedir. Bu nedenle algılama ve renk teorisinin irdelenmesi önem taşımaktadır. Algılama fiziksel, fizyolojik ve psikolojik algılama şeklinde gerçekleşmektedir (Yerci, 1988).

Renklerin değerlendirilmesi ise Üç Renk Teorisi ile yapılmaktadır. Konu üstündeki birçok teori insan gözünün kırmızı, yeşil, mavi ve monokromatik ışıkların çeşitli oranlarda karıştırılmasıyla ortaya çıkan her tonda rengi ayırt etmesine dayanmaktadır.

Renkli görme, Young tarafından ortaya atılmış, Helmholtz tarafından geliştirilmiştir. Bu nedenle Young - Helmholtz Teorisi olarak bilinmektedir. Bu teoriye göre herbiri farklı renklere yanıt veren üç tip koni bulunmaktadır. Görülebilen her renk, gözde bu konilerin uyarılma oranlarınca birleştirilerek beyne iletilmektedir (Yerci, 1988). Sözkonusu bu çalışmada kömürün yanma sürecindeki kırmızı, yeşil ve mavi kanallarındaki renk değişimi incelenmektedir.

Renksel olarak incelenecek objeler öncelikle herhangi bir yöntemle bilgisayar ortamına aktarılır. Bu ortamda çeşitli programlarla renk ayrımı yapılabileceği gibi bir renk üzerinde ana renk miktarları sayısal veya oransal olarak belirlenebilir. Bu çalışmada iteratif grafik yönteminin kullanılması özellikle süre, maliyet ve farklı alternatif görüntülerin geliştirilmesi açısından daha uygundur (Gündoğdu, 1997).

2. KÖMÜRÜN YANMA SÜRECİ

Kömürün yanması üzerine yapılan son çalışmalar pulverize yakıt, akışkan yatak ve kömür - su karışımları üzerinedir (Essenhigh, 1981: Smooth and Douglas, 1985: Pehlivan et. al., 1995). Deneysel çalışmalarda kullanılan örneklerin tane boyutu açısından pulverize yakıt ile ilişkili olduğu kabul edilebilinir.

Kömürün yanma süreci genel olarak iki aşamayı kapsamaktadır;

- Kömür taneciklerinin ısınmasına bağlı olarak uçucuların yanması,
- Uçucuların yanmasından sonra arta kalan kokun yanması.

Bu iki aşama sıcaklıklara bağlı olarak aşağıdaki gibi basamaklandırılmaktadır (Solomon et al., 1993).

Isınma	
|	
Yumuşama	350-700 °C
|	
Devolatilizasyon ve Kabarma	400-700 °C
|	
Tutuşma ve Kurum Oluşumu	500-1800 °C
|	
Kok oksidasyonu ve gazlaşma	900-1800°C
|	
Parçalanma	
|	
Uçucu Kül	

Yukarıda sunulan süreç içindeki yanma reaksiyonları ise aşağıda verilmektedir (Tolunay, 1976: Kural, 1988);

Süreç	Tepkime	Sıcaklık
Kömürün Karbonlaşması	Kömür → Yarıkok + Uçucu Madde	650 °C
Uçucuların Yanması	Uçucu + O_2 → $CO + CO_2 + H_2O$	700 °C
Yarıkokun Yanması	$nC + O_2$ → $p\,CO + qCO_2$	775 °C
CO Yanması	$2CO + O_2 \rightarrow 2CO_2$	845 °C
H_2 Yanması	$2H_2 + O_2 \rightarrow 2H_2O$	825 °C
C/H_2O Gazlaştırılması	$C + H_2O \rightarrow CO + H_2$	1125 °C
C/CO_2 Gazlaştırılması	$C + CO_2 \rightarrow 2CO$	1175 °C

DTG eğrilerinden elde edilen bilgiler uyarınca; düşük sıcaklıklarda görülen ilk pik uçucu madde çıkışı ile ilgilidir ve C, H_2, O_2 içeren bileşiklerin parçalanmasıdır. Yüksek sıcaklıklarda oluşan pik ise ikincil uçucu çıkışı ile ilgili olup, asıl olarak metan ve hidrojen uzaklaşımı ile ilgilidir. Uçucu madde çıkış hızı ise kömürün rankı ile artmaktadır. Yani DTG eğrisindeki maksimum pikin oluştuğu sıcaklık yükselmektedir (Van Krevenlen, 1961: Karatepe ve Küçükbayrak, 1992).

Kömürün yanma hızını, tutuşmasını aşağıdaki faktörler etkilemektedir (Kural, 1988, Wall et al., 1991, Pehlivan et al., 1995);

Fiziksel Özellikler

- Gözeneklilik,
- Geçirgenlik,
- Kömürün yüzey gelişimi,
- Kömürün kırılma direnci,

Kimyasal Özellikler

- Uçucu madde yüzdesi,
- Karbon çeşitlerinin birbirlerine göre oranları,
- Kül yüzdesi ve bileşimi,

Diğer Özellikler

- Kömür tane boyutu,
- Kömürün temasta bulunduğu gazların sıcaklığı,

- CO_2'nin kısmi basıncı,
- Gazlarla kömür temas süresi,
- Yanmanın meydana geldiği cihazın boyutları,
- Kömür tabakası kalınlığı,
- Ortamdaki O_2 konsantrasyonu.

3. DENEYSEL SÜREÇ

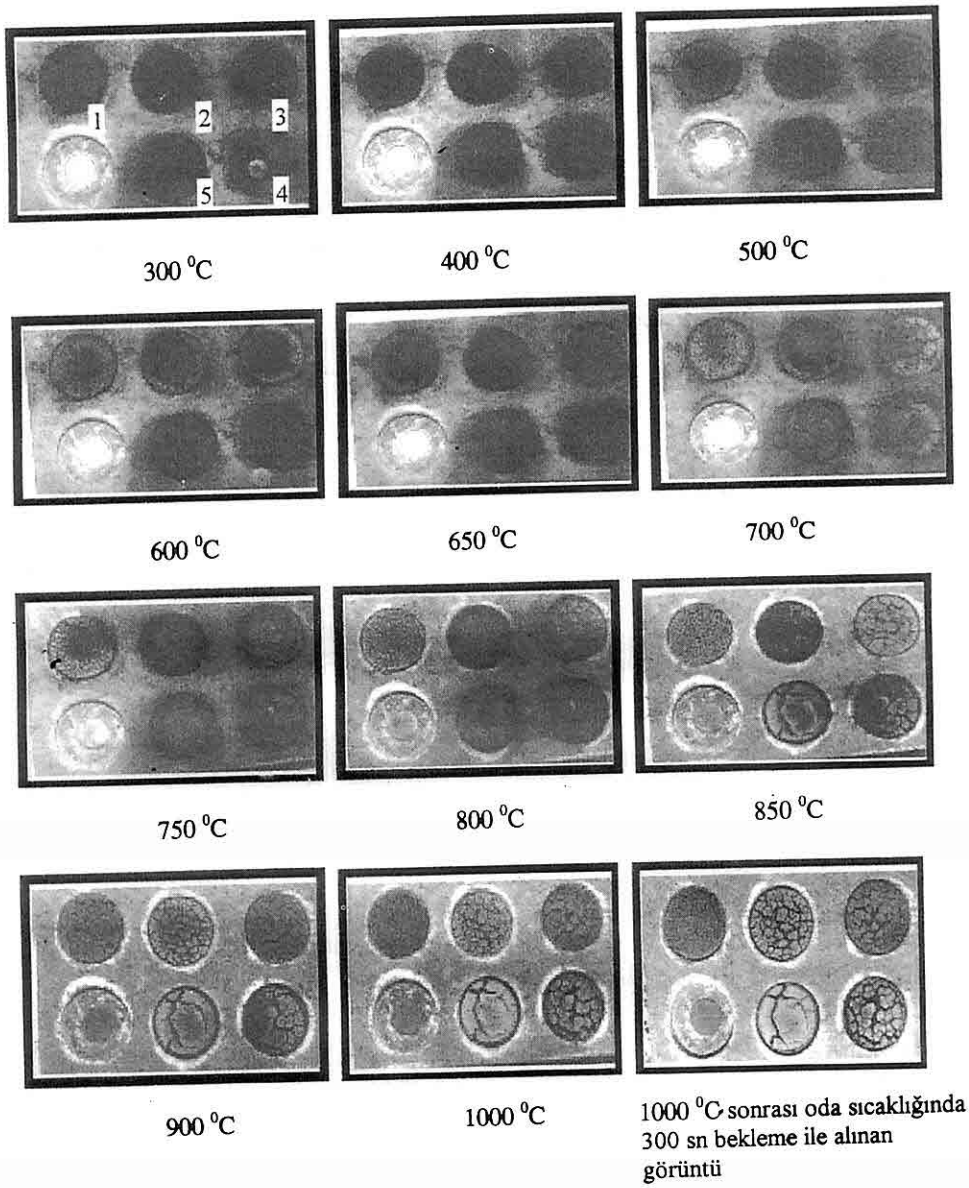
Deneysel çalışmalarda Tablo 1'de verilen kömür örnekleri kullanılmıştır.

-106+75 mm tane boyutu aralığındaki sözkonusu örnekler (15.5x24.5x5) cm boyutlu manyezit refrakter tuğlası içinde açılmış 5 adet 6 cm çaplı ve 1.5 cm derinlikli yataklara yerleştirilmiştir. Kömür yüzeylerinin fırın içinde farklı ısı yansımalarından farklı şekilde etkilenmemesi için refrakter tuğla kullanılmıştır. Tek resim değerlendirmesi esaslarına göre, fırın içindeki ısıya uygulanmış örneklerin belirli sıcaklıklarda 1.65 metre yüksekliğe dik olarak sabitleştirilmiş el kamerası yardımıyla görüntüleri alınmıştır ve bu görüntüler Şekil 1'de gösterilmektedir. Sözkonusu görüntüler aynı ölçekte, aynı banyo ortamında 400 DPI kalitede scannerdan resim (BMP) formatında bilgisayara aktarılan ve buradan elde edilen görüntülerdir. Bu çalışmada renk değerlendirmesi için Photoshop 4.00 versiyonu kullanılmıştır. Herbir görüntüdeki, herbir örneğin alanı yaklaşık 3000 pixel alan kaplamaktadır. Sabit alanda herbir örneğin kırmızı, yeşil ve mavi değerleri elde edilmiş ve renkler 0-256 (En koyu-en açık) skalasına göre değerlendirilmiştir. Ek 1'de renkli görüntülerden elde edilen aydınlanma, kırmızı, yeşil, mavi değerleri ve monokromatik görüntülerden elde edilen %gri değerleri sayısal olarak verilmektedir. Şekil 2'de ise bu değerler grafik olarak verilmektedir. Bu şekillerdeki herbir örneğin üç ana renk değişim eğimleri belirlenmiş ve bunların aritmetik ortalaması olan α_i değerleri, herbir örnek için Tablo 2'de sunulmaktadır.

Tablo 1. Örneklem kütlesi ve özellikleri

No	Numune Konumu	Numune	% Nem	%Kül	%Uçucu Madde	%Sabit Karbon	Alt Isı Cal	α_i
1	Sol Üst	Ermenek	8.44	10.69	71.3	9.57	5531	25.332
2	Orta Üst	Ömerler	3.52	4.78	56.93	34.76	6709.6	40.510
3	Sağ Üst	Balkaya	2.7	5.93	59.38	31.99	6054.6	26.842
4	Sağ Alt	Zonguldak	0.56	13.26	53.93	32.25	8140.5	27.986
5	Orta Alt	Karakütük	5.06	11.02	67.32	16.9	5807.5	48.386

Örneklerin ana renk değişim eğimleri kömürün yanmasını renksel olarak tanımladığı düşünüldüğünde, kömürün iç



Şekil 1. Örneklem kütlesinin çeşitli sıcaklıklardaki görüntüleri

özellikleri ile renk değişim eğimleri arasındaki ilişkinin ortaya konulması yanma sürecinin renksel olarak tanımlanmasına katkı sağlayacaktır.

Şekil 1'deki görüntüler incelendiğinde 800 °C ye kadar olan görüntülerde bulanıklık gözlenmektedir. Bu durum bu sıcaklık aşamasında kömürün yanmasından kaynaklanan yanma ürünü gaz çıkışı ile ilişkilidir. Sıcaklığın 800 °C'nin üstünde olduğu aşamaların görüntülerinde bu bulanıklık sözkonusu değildir. Görüntüler aşamalı olarak incelendiğinde kömürün yanmasının bir sonucu olarak süreksizlikler oluşmaktadır. Bu süreksizliklerin, örneklerin birbirinden farklı olmasından dolayı, farklı karakterde olduğu da gözlenmektedir.

Tablo 2. Herbir örneğin sıcaklığa karşı renk değişim eğimleri ve aritmetik ortalamaları.

Örnek	Aydınlanma	Kırmızı	Yeşil	Mavi	Gri	Genel Ort.
1	28.31	31.86	27.99	18.04	20.46	25.332
2	42.40	42.42	44.32	31.47	41.94	40.510
3	28.62	29.35	30.22	17.13	28.89	26.842
4	30.92	32.38	32.32	18.28	26.03	27.986
5	50.48	49.61	53.11	38.82	49.91	48.386

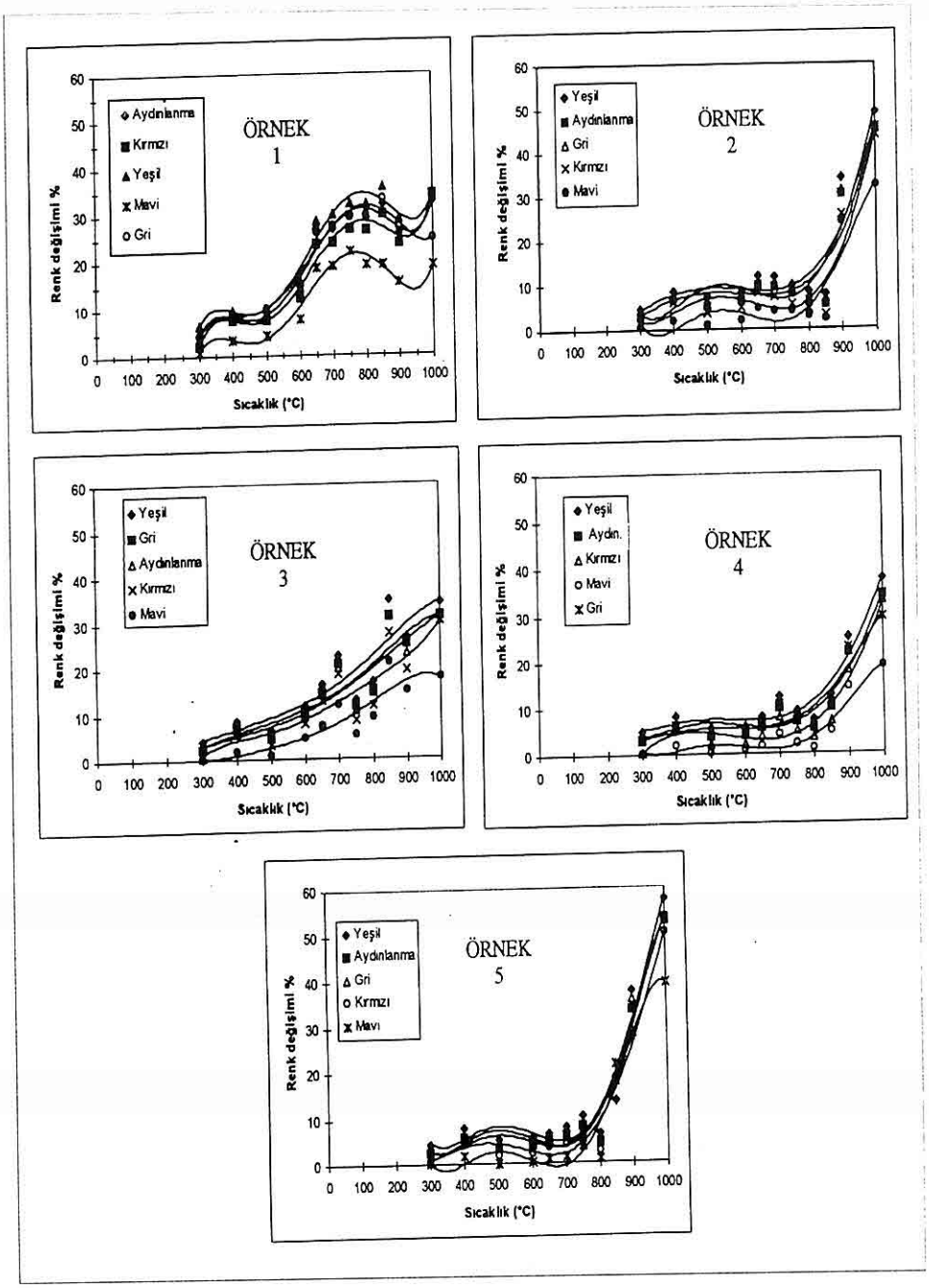
Şekil 2'deki sıcaklığa karşı renk değişim grafikleri genel olarak incelendiğinde, kırmızı renkteki artışın en az iki noktada yükselme yaptığını, üst sıcaklıklarda ise bu artışın asimtotik özellikte olduğu gözlenmektedir. Sözkonusu renkteki bu iki artış kömürün yanma teorisi ile uyum içindedir. Ayrıca grileşme grafiği fırın sıcaklığının artışı ile grileşmenin arttığını yani kömürün yanma ile birlikte kül durumuna dönüştüğünü ortaya koymaktadır.

Tablo 2'de sayısal olarak özetlenmiş bilgiler Şekil 2'de grafiklerle gösterilmiştir.

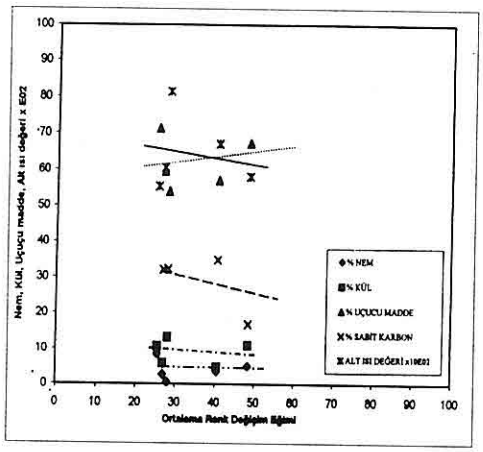
Bu çalışmada kullanılan kömür örneklerinin iç özellikleri ile renk değişim eğrileri eğimleri arasındaki ilişki ise Şekil 3'de verilmektedir.

Şekil 2'de örneklem kütlesinin ısı karşısındaki yanmadan kaynaklanan renk değişim eğrileri verilmektedir. Eğrilerden gözlendiği üzere birbirlerinden farklı özellik taşıyan kömürlerin yanma sürecindeki renk değişimleri birbirlerine göre önemli farklılıklar taşımaktadır. Tablo 2'de ise herbir renk eğrisinin ortalama eğimleri hesaplanarak, örneklerin renk değişim şiddetleri belirlenmiştir. Şekil 2 ve Tablo 2'den görüldüğü üzere farklı örneklerin, farklı renk değişim miktarları görülmektedir.

Şekil 3'de örneklem kütlesinin yanma sürecindeki ortalama renk değişimleri ile kömürün nem, kül, uçucu madde, sabit karbon ve alt ısıl değerleri arasındaki değişim verilmektedir. Bu ilişkiden bu



Şekil 2. Örneklem kütlesinin ısı karşısındaki renk değişim eğrileri



Şekil 3. Kömürün iç özellikleri ile renk değişim eğrileri arasındaki ilişki.

örneklem kütlesi için aşağıdaki yaklaşımlar ifade edilebilinir;

- Kömürün nem içeriği ile renk değişim eğimi arasında doğrusal bir ilişki görülmektedir ve nem, renk değişim eğimini fazla etkilememektedir. Bu durum kül için de geçerlidir.
- Alt ısıl değeri, uçucu madde ve sabit karbon renk değişim eğimlerini benzer şekilde kısmi azaltan, alt ısıl değer ise kısmi artırıcı özellik göstermektedir.

4. SONUÇ

Günümüzde imaj analiz yöntemi kapsamında renk analizi ile ilgili bilgi edinimi önem kazanmıştır. Bu çalışma bu bağlamda kömürün yanma sürecini renksel olarak tanımlamaya yanma esnasında kömürün renk değişiminin karakteristik bir özellik olup olmadığını açıklamaya çalışmaktadır. Yanma sürecindeki renk değişim eğrileri, kömürün yanma teorisine uygunluk gösterdiği gibi, renk değişim eğri eğimleri kömürü karakterize eden bir parametre olarak gözükmektedir. Fırın sıcakığının 300-100 °C aralığında alınan görüntülerin analizi ile oluşan renk değişim eğrilerinin eğimlerinin her bir kömür için farklı olduğu ve eğim değerlerinin 25-48 arasında kaldığı belirlenmiştir. Kömürün nem, kül, uçucu madde, alt ısıl değerleri ile yanma renk değişim eğimleri arasındaki ilişki de bu yaklaşımı desteklemektedir.

5. KAYNAKLAR

Gündoğdu, İ.B., (1977), Sayısal Arazi Modellerine Dayalı Harita Üretimindeki Renk, Doktora Tezi, S.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü, Konya, s. 114.

Karatepe N. ve Küçükbayrak S., (1992), Linyitlerin Uçucu Madde Çıkış Davranımları, Isı Bilimi ve Tekniği, C. 15, N. 1, S. 27-33.

Kural, O., (1988), Kömür, İ.T.Ü., s.658.

Pehlivan D., Pamuk V. and Biçer Y., (1995), Combustion of Single Coal Particles, J. of Engineering and Environmental Sciences, V: 19, pp 35-41.

Selçuk, M (1979), Çok Renkli Tramlı Ofset Rorodüksiyonu ve Kartografik Röprodüksiyonda Kullanma İmkanları, s. 37.

Solomon P.R., Fletcher H.T. and Pugmire J., (1993), Progress in coal pyrolysis, Fuel, V. 72, N. 5, p. 587-597.

Wall F.T., Grupta P.R., Gururajan V.S. and Dong-ke Zhang, (1991), The ignition of coal particlesq Fuel, V.70, p. 1011-1016.

Yerci, M., (1988), Kartografya 2, Topagrafik Harita Yapım Kuralları, s. 95.

YERBİLİMLERİ GEOSOUND | ARALIK DECEMBER 1998 | SAYI NO 33 | ISSN 1019-1003

BİRDEN FAZLA VANTİLATÖRLÜ HAVALANDIRMA SİSTEMLERİ İÇİN MATEMATİKSEL ÇÖZÜMLER

Saim SARAÇ
Mersin Ü., Maden Mühendisliği Bölümü, Mersin/Türkiye
Cem ŞENSÖĞÜT
Selçuk Ü., Maden Mühendisliği Bölümü, Konya/Türkiye

ÖZET : *Bu çalışmada, tek veya çok vantilatörlü havalandırma sistemlerinde çalışma noktasının belirlenmesi için kullanılan grafiksel ve matematiksel yöntemler özetlenmiştir. Analitik çözümü olanaklı olmayan, birden fazla vantilatörün paralel bağlı olarak çalıştırıldığı sistemler için, problem matematiksel olarak formüle edilmiştir. Paralel bağlı n adet vantilatör için, n bilinmeyenli n adet doğrusal olmayan denklemden oluşan, doğrusal olmayan denklem sistemi oluşturulmuştur. Sayısal yöntemlerden birisi olan Newton-Raphson yöntemi, bu denklem sisteminin çözümüne uyarlanmış, izlenmesi gereken adımlar bir algoritma halinde ortaya konmuştur. Bu algoritmayı temel alan bir bilgisayar programı yazılmış, denenerek işlerliği kanıtlanmıştır.*

MATHEMATICAL SOLUTIONS TO THE MULTIPLE-FAN VENTILATION SYSTEMS

ABSTRACT : *In this study, the graphical and mathematical methods used for determination of operating point in single-fan or multiple fan ventilation systems are summarised. The problem is mathematically formulised for parallel connected fans in which analytical solutions are not possible. For n numbers of parallel connected fans, a non-linear equation system that consists n numbers of non-linear equations was derived. Newton-Raphson method, which is a numerical analysis method, is adapted to the solution of this non-linear equation system and the solution steps are given as an algorithm. A computer program basing on this algorithm is written and its applicability is proved.*

1. GİRİŞ

Yeraltı ocaklarına yeterli miktarda ve uygun kalitede hava gönderebilmek için, genellikle yeryüzünde yerleştirilmiş bir veya birkaç vantilatör kullanılır. Bu vantilatörlerin çalışma performans değerleri, havalandırma şebekelerinin tasarımında kullanılan ana verilerdendir. Kol dirençleri hesaplanan, vantilatörlerin yerleri ve çalışma koşulları bilinen bir havalandırma şebekesinde tasarım problemi, ocağa girecek toplam hava miktarının ve kollardaki hava dağılımının hesaplanması olarak şekillenir.

Ocağa girecek toplam hava miktarının belirlenmesinde genellikle grafiksel yöntem kullanılır. Ancak, grafiklerin temel mantığından yararlanarak matematiksel çözümler de geliştirilebilir. Matematiksel yaklaşımlar grafiksel çözümlere oranla çok daha hassastırlar, yanılma payları yoktur ve bilgisayar programlama için çok daha uygundurlar.

Bu makalede, tek ve çok vantilatörlü havalandırma sistemlerinde, çalışma noktasının belirlenmesi amacıyla kullanılabilecek matematiksel yöntemler tanıtılmış, birden fazla vantilatörün paralel bağlı olarak çalıştırıldığı sistemlerde, Newton - Raphson yönteminin uygulanabilirliği tartışılmıştır.

2. BAZI KABUL VE TANIMLAR

Yeraltı hava yollarında havanın akışı ve vantilatörlerin davranışları üzerinde fiziksel, termodinamik ve hidrolik pek çok faktör etkilidir. Ancak, hesaplamaları basitleştirebilmek için bazı kabullerin yapılması, sonuçlar üzerinde fazla hataya yol açmaz. Bu çalışmada da, aşağıdaki özelliklerin geçerli olduğu kabul edilmiştir.

a) Yeraltı hava yollarında hava, Atkinson eşitliği olarak bilinen;

$h = R \cdot Q^2$

h : Basınç düşüşü (mm su)

R : Hava yolu direnci (kilomurg)

Q : Hava miktarı (m^3/s)

fonksiyonuna uygun olarak hareket eder.

b) Ocak havası sıkışmazdır.

c) Havalandırma şebekesi seri-paralel bağlı devreler şeklindedir.

d) Vantilatör eğrileri ekstremum noktaya sahip değildir.

e) Vantilatörlerdeki hız yükü önemsizdir.

f) Vantilatörlerin birlikte çalışmasında, kararsız durum bölgesi yoktur.

g) Vantilatör karakteristik eğrilerinden, sadece yük-debi eğrisi gözönüne alınmıştır.

Bir ocak için $h=R.Q^2$ şeklinde ifade edilen yük-debi ilişkisi, ikinci dereceden bir matematiksel fonksiyondur. Bu ilişkiyi grafiksel olarak göstermek amacıyla, hava miktarını apsis, yükü ordinat olarak kabul ederek çizilen eğriye "*ocak karakteristik eğrisi*" denir ve bir parabolü gösterir.

Bir vantilatörün yarattığı yük ile hava debisi arasındaki ilişkinin grafiksel gösterimine de "*vantilatör karakteristik eğrisi*" denir. Bu eğri bir ters parabol şeklindedir ve ikinci dereceden bir

polinomla ifade edilebilir. Bu durumda vantilatörün yarattığı yük (h_V);

$$h_V = a.Q^2 + b.Q + c \quad \text{(mm su)}$$

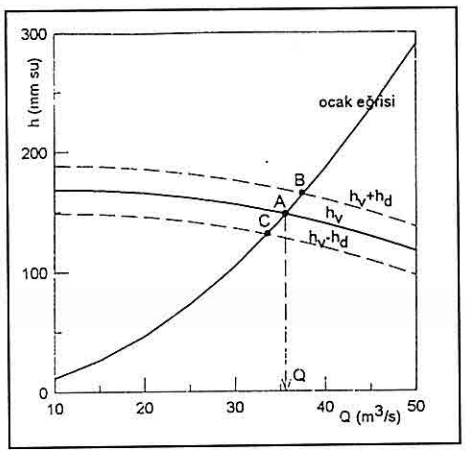
şeklinde formüle edilir. Bu polinomun a,b,c katsayıları "vantilatör katsayıları" olarak bilinir. Bu katsayılar her vantilatör için değişik olduğu gibi, hava yoğunluğunun veya vantilatör direncinin değişmesi gibi nedenlerle aynı vantilatör için dahi, zamanla değişebilir (Hartman, 1991).

Bir ocağın karakteristik eğrisi ile, bu ocakta kullanılacak vantilatörün eğrisi aynı yük-debi koordinat eksenlerinde çizilirse, bu iki eğrinin kesişme noktası "*çalışma noktası*" olarak nitelenir. Çalışma noktası, ele alınan vantilatörün, sözkonusu ocakta kullanılması durumundaki çalışma koşullarını belirler. Bu noktanın apsisi ocağa girecek hava miktarını, ordinatı ise vantilatörün çalışma yükünü verir (Wallis, 1983)

3. TEK VANTİLATÖR KULLANILAN SİSTEMLER İÇİN ÇÖZÜMLER

3.1. Grafiksel Çözüm

Bu yöntemde, vantilatör karakteristik eğrisi ile ocak karakteristik eğrisi aynı eksen takımında çizilerek, kesişme noktasının (A noktası) koordinatları okunur (Şekil 1). Sistemde doğal havalandırma da etkili ise, önce doğal hava akımının yönü ve yükü (h_d) belirlenir. Doğal hava akımı vantilatöre yardımcı yönde ise, vantilatör karakteristik eğrisi h_d kadar artırılır, aksi durumda ise h_d kadar azaltılır. Çalışma noktası, oluşan yeni eğri ile ocak eğrisinin kesim noktası olur (B veya C noktası).



Şekil 1. Tek vantilatörlü sistemde çalışma noktası.

3.2. Matematiksel Çözüm

Tanımı gereğince, çalışma noktasında her iki eğri kesiştiğinden, ocak yükü ile vantilatör yükü eşit olmaktadır.

$$h_{ocak} = hv_{ant.}$$

Bu eşitlikte, her iki tarafın karşılıkları yerine yazılırsa;

$$R.Q^2 = aQ^2 + bQ + c$$

sistemde doğal havalandırma da varsa;

$$R.Q^2 = aQ^2 + bQ + c \pm h_d = 0$$

elde edilir. Doğal hava akımı vantilatörle aynı yönde ise +, ters yönde ise - işaret kullanılır. Terimler bir tarafta toplanırsa;

$$(R-a)\,Q^2 - bQ - c \pm h_d = 0$$

şeklinde bir ikinci dereceden denklem

oluşur. Bu denklemin bir negatif, bir de pozitif kökü vardır. Anlamsız olan negatif kök ihmal edilerek, pozitif kök;

$$Q = \frac{b + \sqrt{b^2 - 4(R-a).(-c \pm hd)}}{2.(R-a)}$$

eşitliğinden hesaplanabilir. Bu değer, ocağa girecek toplam hava miktarını verir.

4. BİRDEN FAZLA VANTİLATÖRLÜ SİSTEMLER İÇİN ÇÖZÜMLER

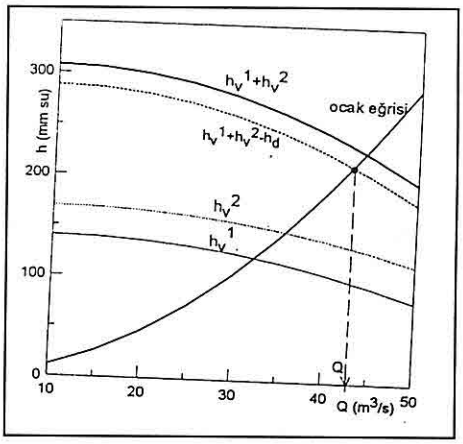
Büyük ve yaygın yeraltı ocakları genellikle birden fazla vantilatör ile havalandırılır. Bu durumda vantilatörler seri veya paralel bağlı konumda çalıştırılırlar. Birden fazla vantilatör içeren havalandırma şebekelerinde ocağa giren toplam hava miktarının belirlenmesi daha uzun ve karmaşık işlemleri gerektirir.

4.1. Vantilatörlerin Seri Bağlı Çalışması

Seri bağlı olarak çalıştırılan vantilatörlerden aynı miktarda hava geçer. Aynı hava miktarı için, seri bağlı sistemin yükü ise, her bir vantilatörün yüklerinin toplamı kadar olur. Bir başka deyişle, her vantilatör aynı hava miktarını basar, fakat toplam yükün bir kısmını karşılar (Hall, 1981).

4.1.1. Grafiksel Çözüm

Bu yöntemde seri bağlı iki vantilatörün ortak eğrisi, aynı hava miktarlarında her bir vantilatörün yük değerleri toplanarak çizilir. Şekillenen eğri, vantilatörler sisteminin karakteristik eğrisi olur. İki vantilatör arasında direnci R_A kadar olan bir hava yolu varsa, sistem eğrisi $h_A=R_A.Q^2$ kadar azaltılır. Ocakta doğal hava akımı da varsa, oluşan sistem eğrisi hesaplanan doğal hava yükü (h_d) kadar artırılır veya azaltılır. (Hall, 1981; Hartman, 1991). Çalışma noktası, ocak karakteristik eğrisi ile en son şekillenen sistem eğrisinin kesim noktası olur (Şekil 2).



Şekil 2. Seri bağlı iki vantilatörlü bir sistemde grafiksel çözüm.

4.1.2. Matematiksel Çözüm

Seri bağlı iki vantilatörün bulunduğu bir şebekede vantilatörler sistemi için;

$Q = Q_1 = Q_2 = Q_S$

$h_o = h_1 + h_2$

Q : Ocağa giren hava miktarı (m^3/s)

Q_1 : 1. vantilatörün hava miktarı (m^3/s)

Q_2 : 2. vantilatörün hava miktarı (m^3/s)

Q_S : Seri bağlı sistemin hava miktarı (m^3/s)

h_o : Çalışma noktasında ocak yükü (mm su)

h_1 : 1. vantilatörün yarattığı yük (mm su)

h_2 : 2. vantilatörün yarattığı yük (mm su)

h_s : Seri bağlı sistemin yükü (mm su)

eşitlikleri geçerlidir. Arada bir hava yolu ve ocakta doğal havalandırma etkisi de varsa;

$h_o = h_1 + h_2 - h_A \pm h_d$

ifadesi elde edilir. Burada h_A iki vantilatör arasında bulunan ve direnci R_A olan hava yolundaki basınç düşüşü, h_d ise hesaplanan doğal havalandırma yüküdür. Bu eşitlikteki terimlerin karşılıkları yerine yazılırsa;

$$R.Q^2 = a_1Q^2 + b_1Q + c_1 + a_2Q^2 + b_2Q + c_2 - R_AQ^2 \pm h_d$$

a_1, b_1, c_1 : 1. vantilatörün katsayıları

a_2, b_2, c_2 : 2. vantilatörün katsayıları

eşitliği oluşur. Buradaki tüm terimler sol tarafta toplanırsa;

$$(R-a_1-a_2+R_A)Q^2 - (b_1+b_2)Q - (c_1+c_2 \pm h_d) = 0$$

ikinci dereceden fonksiyonu bulunur. Bu fonksiyonda Q' nun dışındaki tüm parametrelerin sayısal değerleri bilinmektedir. Bu durumda problem, Q'ya bağlı ikinci dereceden fonksiyonun pozitif kökünün hesaplanması olarak şekillenir. Ocağa girecek toplam hava miktarını ifade eden pozitif kök;

$$\Delta = (b_1+b_2)^2 + 4\,((R-a_1-a_2+R_A)\,(c_1+c_2 \pm h_d)$$

$$Q = \frac{(b_1+b_2)^2 + \sqrt{\Delta}}{2.(R-a_1-a_2+R_A)}$$

eşitliklerinden hesaplanabilir. Seri bağlı n adet vantilatör için genelleştirilirse;

$$\Delta = (b_1+b_2+ \ldots\ldots+b_n)^2 + 4(R-a_1-a_2- \ldots\ldots-a_n+R_A).(c_1+c_2+\ldots\ldots+c_n \pm h_d)$$

$$Q = \frac{(b_1+b_2+\ldots\ldots\ldots b_n) + \sqrt{\Delta}}{2.(R-a_1-a_2\ldots\ldots-a_n+R_A)}$$

ifadesi elde edilir. Bu eşitlik kullanılarak grafik çizmeden, ocağa girecek toplam hava miktarı hesaplanabilir. Elde edilen sonuç, grafik yönteme oranla çok daha hassas olur.

4.2. Vantilatörlerin Paralel Bağlı Olması

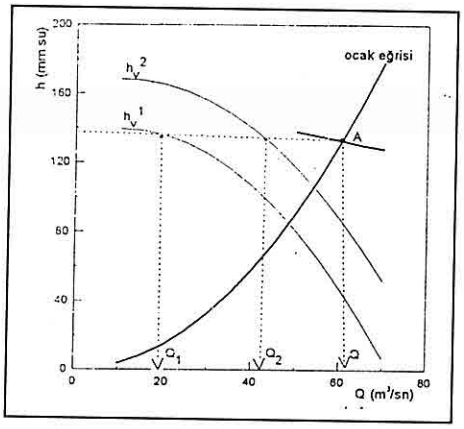
Fazla miktarda hava gönderilmesine gereksinim duyulan ocaklarda, vantilatörlerin paralel bağlı olarak çalıştırılması uygun olur. Bu durumda vantilatörler ya aynı kuyuda yanyana konumlandırılır, ya da ayrı kuyularda yerleştirilir.

Çalışma noktasında, paralel bağlı vantilatörlerin tek başlarına yarattıkları yükler, bu ortak sistemin yükü ve ocak yükü eşittir. Ocağa giren toplam hava miktarı ise, vantilatörlerin ayrı ayrı sağladıkları hava miktarlarının toplamı kadardır (Hall, 1981).

4.2.1. Grafiksel Çözüm

Grafiksel yöntemde paralel bağlı iki vantilatörün ortak eğrisi, aynı yük değerleri için her bir vantilatörün yarattığı hava akımı miktarları toplanarak

çizilir. Bir başka deyişle, vantilatör eğrileri grafik üzerinde sağ tarafa doğru eklenir. 1. vantilatör, direnci R_A kadar olan bir paralel hava yolu üzerinde, 2. vantilatör de direnci R_B kadar olan alternatif yol üzerinde ise, vantilatör eğrileri sırasıyla h_A ve h_B kadar azaltılır. Oluşan yeni iki eğri sağ tarafa doğru eklenir. Sistemde h_d kadar bir doğal hava yükü de varsa, doğal akımın vantilatörlerle aynı yönde olması durumunda oluşan ortak eğri h_d kadar artırılır, ters yönde ise h_d kadar azaltılır. Çalışma noktası, ocak karakteristik eğrisi ile en son şekillenen sistem eğrisinin kesim noktası olur (Şekil 3).



Şekil 3. Paralel bağlı iki vantilatör için grafiksel çözüm.

4.2.2. Matematiksel Çözüm

Paralel bağlı iki vantilatörden oluşan bir sistem için;

$$h_0 = h_1 = h_2 = h_s$$
$$Q = Q_s = Q_1 + Q_2$$

eşitlikleri geçerlidir. Vantilatörler ayrı hava yollarındaysa ve ocakta h_d kadar doğal havalandırma yükü de varsa:

$$h_o = h_1 - h_A \pm h_d = h_2 - h_B \pm h_d = h_s \pm h_d$$

yazılabilir. Bu eşitlikler iki ayrı parçaya ayrılıp, terimlerin karşılıkları yerine yazılırsa;

$$R.Q^2 = a_1Q_1^2 + b_1Q_1 + c_1 - R_AQ_1^2 \pm hd$$
$$R.Q^2 = a_2Q_2^2 + b_2Q^2 + c_2 - R_BQ_2^2 \pm hd$$

haline gelir. Q yerine Q_1+Q_2 yazılıp, tüm terimler sol tarafta toplanırsa bu eşitlikler;

$$R(Q_1+Q_2)^2 - a_1Q_1^2 - b_1Q_1 - c_1 + R_AQ_1^2 \pm h_d = 0$$
$$R(Q_1+Q_2)^2 - a_2Q_2^2 - b_2Q_2 - c_2 + R_BQ_2^2 \pm h_d = 0$$

şekline dönüşür. f_1 ve f_2 olarak alınan bu iki eşitlikte, Q_1 ve Q_2 dışındaki tüm parametrelerin değerleri bilinmektedir. Bu durumda tasarım problemi, bu iki bilinmeyenin çözülmesi şeklinde belirir. Bu çözüme ulaşıldığında, vantilatörlerin birlikte çalışırken tek başlarına yarattıkları hava akımı miktarları hesaplanmış olacak, bu iki değerin toplamı da ocağa girecek toplam hava miktarını verecektir.

Yukarıdaki iki eşitlik, iki bilinmeyenli, ikinci dereceden iki denklem oluşturur. Bir başka deyişle, doğrusal olmayan bir denklem sistemi söz konusudur. Doğrusal olmayan denklem sistemlerinin analitik çözümü zordur hatta, denklem sayısı fazla olursa imkansızdır. İkiden fazla vantilatörün paralel bağlı çalışması

durumunda, denklem sisteminde ikiden fazla denklem olacaktır. Bu nedenle, bu denklem sisteminin çözümünde sayısal yöntemlere başvurmak ve bilgisayar kullanmak kaçınılmaz olmaktadır.

Doğrusal olmayan denklem sistemlerinin çözümü için kullanılabilecek pek çok sayısal yöntem vardır. Bu çalışmada, bu sayısal yöntemlerin en yaygın ve en güçlü olanlarından birisi olan Newton - Raphson yöntemi, yukarıda oluşturulan denklem sisteminin çözümüne uyarlanmıştır.

Newton - Raphson yönteminde $Q_1, Q_2, \ldots Q_n$ gibi n tane bilinmeyen içeren n adet doğrusal olmayan denklemin Jakobien matrisi oluşturulur. Jakobien matrisi, her bir denklemin sırasıyla her bilinmeyene göre kısmi türevlerinin alınmasıyla şekillenen (nxn) boyutlu bir J matrisidir (Çağal, 1989; Taylor 1973). Yukarıdaki Q_1 ve Q_2 bilinmeyenli, f_1 ve f_2 denklemleri için J matrisi;

$$J = \begin{bmatrix} \frac{\partial f_1}{\partial Q_1} & \frac{\partial f_1}{\partial Q_2} \\ \frac{\partial f_2}{\partial Q_1} & \frac{\partial f_2}{\partial Q_2} \end{bmatrix}$$

şeklinde oluşturulur. Q_1 ve Q_2 bilinmeyenleri için keyfi başlangıç değerleri atanıp, bu değerler için J matrisinin elemanları ile f_1 ve f_2 fonksiyonlarının değerleri hesaplanır. Jakobien matrisinin ters matrisi (J^{-1}), herhangi bir Lineer Cebir yöntemiyle belirlenir. Bu matris kullanılarak 1. iterasyon sonundaki Q_1 ve Q_2 değerleri hesaplanır. Bunlar yeni Q değerleri olarak olarak alınarak ikinci iterasyona geçilir. İşleme bu şekilde, ardışık iki iterasyon değerleri arasındaki fark, istenen bir hassasiyet değerinin altına düşene dek devam edilir.

Önerilen yöntemin algoritması aşağıdaki gibi özetlenebilir;

1. Adım : k = 0 olarak ata.
2. Adım : $Q^k=(Q_1^k,Q_2^k)$ başlangıç değerlerini keyfi olarak ata.
3. Adım : $F(Q^k)= f_1(Q_1^k,Q_2^k)$, $f_2(Q_1^k,Q_2^k)$fonksiyon değerlerini hesapla.
4. Adım : Q^k değerleri için, $J(Q^k)$ Jakobien matrisini oluştur.
5. Adım : Jakobien matrisinin ters matrisini (J^{-1}) oluştur. (Bu çalışmada J^{-1} ters matrisi, J nin determinantı |J| ve ek matrisi (J*) kullanılarak;

$$J^{-1} = \frac{1}{|J|} . J^*$$

ifadesiyle hesaplanmıştır)

6. Adım : Q^k vektörünün yeni değerlerini;

$$Q^{k+1}= Q^k - J^{-1} .(F(Q^k)$$

işlemiyle hesapla.

7. Adım :$|Q^{k+1}-Q^k(1<0.001$ ise 8. Adıma git Aksi takdirde, k=k+1 yap ve 3. Adıma geri dön.
8. Adım : İterasyon sayısını (k), 1. ve 2. vantilatörün basacağı havà miktarlarını (Q_1^k ve Q_2^k), ocağa girecek toplam hava miktarını ($Q= Q_1^k+Q_2^k$) bas ve dur.

n adet vantilatörün paralel olması durumunda benzer mantık izlenecek, sadece vektör ve matris boyutları

değişecektir. Q^k ve $F(Q^k)$ vektörleri n boyutlu, J, J* ve J^{-1} matrisleri (nxn) boyutlu olacaktır. n adet vantilatörün paralel bağlı olması genel durumu için, yukarıdaki algoritmayı izleyen bir bilgisayar programı yazılmış, örnek veriler için çalıştırılarak işlerliği kanıtlanmıştır. Ulaşılan sonuçlar grafiksel yöntem ile elde edilen sonuçlara oranla çok daha hassas ve güvenilir olmuştur.

5. ÖRNEK ÇÖZÜMLER

Temel ilkeleri ve formülasyonları verilen yöntemler, sayısal veriler kullanılarak aşağıda örneklenmiştir.

5.1. Tek Vantilatörlü Sistem

Direnci 0.116 kilomurg olan bir ocakta katsayıları a=-0.033, b=0.686, c=164.8 olan bir vantilatörün çalıştırılması durumunda, ocağa girecek hava miktarı grafiksel yöntemle 36 m^3/s civarında belirlenir (Şekil 1). Matematiksel yöntemdeki formülün kullanılmasıyla ise, bu değer kolayca Q=35.64 m^3/s olarak hesaplanır.

Ocakta vantilatöre ters yönde 20 mm su değerinde doğal hava yükü de varsa, ocağa girecek hava miktarı grafiksel yolla 33m^3/s civarında, formül yoluyla ise çok daha hassas biçimde 33.56 m^3/s olarak belirlenir.

5.2. Seri Bağlı iki Vantilatörlü Sistem

Direnci 0.116 kilomurg olan bir ocakta katsayıları ;

a_1=-0.037, b_1=0.756, c_1=135.5 ve a_2= -0.033, b_2=0.686, c_2=164.8 olan iki vantilatörün peş peşe seri bağlı olarak çalıştırılması durumunda, ocağa girecek hava miktarı grafiksel yolla 44 m^3/s olarak belirlenir (Şekil 2). Matematiksel yöntemin uygulanması durumunda ise Q=44.24 m^3/s değeri hesaplanır. Ocakta, ters yönde ve 20 mm su değerinde bir doğal hava basıncı da varsa, grafikten Q=43 m3/s okunur, formül yoluyla ise Q=42.89 m3/s hesaplanır.

5.3. Paralel Bağlı İki Vantilatörlü Sistem

Direnci 0.03636 kilomurg olan bir ocakta, katsayıları yukarıda verilen iki vantilatörün yan yana paralel bağlı konumda çalıştırılması durumunda, ocağa girecek toplam hava miktarı grafiksel olarak Q=61m^3/s civarında belirlenir (Şekil 3).

Matematiksel olarak çözüme ulaşabilmek için ise oluşturulan doğrusal olmayan denklem sisteminin çözülmesi gerekir. Bunun için, sayısal yöntemlerden biri olan Newton-Raphson yönteminin havalandırma sistemine uyarlanmış hali olan ve önceki bölümde verilen algoritma izlenir.

1. Adım : k=0 alınır.
2. Adım : Q_1=20 ve Q_2=20 m^3/s atanır.
3. Adım :

$f_1=0.03636(40)^2+0.037*20^2-0.756*20-135.5$

$f_2=0.03636(40)^2+0.033*20^2-0.686*20-164.8$

eşitliklerinden fonksiyon değerleri

f_1= -77.618 ve f_2= -107.24 hesaplanır.

4. Adım : Jakobien matrisi elemanları;

$J_{1,1}$= 2*R*Q_1+2*R*Q_2-2*a_1*Q_1-b_1 = 3.633

$J_{1,2}$= 2*R*Q_1+2*R*Q_2 = 2.909

$J_{2,1}$= 2*R*Q_1+2*R*Q_2 = 2.909

$J_{2,2}$= 2*R*Q_1+2*R*Q_2-2*a_2*Q_1-b_2 = 3.543

olarak hesaplanır.

5. Adım : Jakobien matrisinin inversi;

$$J^{-1} = \begin{pmatrix} 0.803 & -0.659 \\ -0.659 & 0.824 \end{pmatrix}$$

olarak bulunur.

6. Adım :

$$Q^1 = \begin{pmatrix} 20 \\ 20 \end{pmatrix} - \begin{pmatrix} 0.803 & -0.659 \\ -0.659 & 0.824 \end{pmatrix} x \begin{pmatrix} -77.618 \\ -107.28 \end{pmatrix}$$

işleminden,

Q_1^1= 11.629 ve Q_2^1= 57.128 hesaplanır

7. Adım : |11.629-20| ve |57.128-20| <0.001

olmadığından, k=1 alınıp 3. Adıma dönülür.

Bu iterasyon işlemine zincirleme olarak devam edilirse, 5 iterasyon sonunda istenen hassasiyet değerinin altına düşülür. Yazılan bilgisayar programı yardımıyla her iterasyonda hesaplanan Q değerleri;

İTERASYON	Q1	Q2
1	11.629	57.128
2	18.633	43.451
3	19.503	41.702
4	19.518	41.672
5	19.518	41.672

şeklinde olur. Burada Q_1, 1. vantilatör tarafından, Q_2 ise 2. vantilatör tarafından ocağa gönderilen hava miktarlarıdır. Bu durumda ocağa giren toplam hava miktarı Q= 61.19 m^3/s olarak hesaplanmış olur.

6. SONUÇLAR

Bir veya birden fazla vantilatör içeren havalandırma şebekelerinin tasarımında ana problem, ocağa girecek hava miktarının belirlenmesidir. Bu problemin çözümüne vantilatör karakteristik eğrilerini ve ocak karakteristik eğrisini kullanan grafiksel yöntemlerle ulaşılabilir. Ancak, grafiksel yöntemler karmaşık ve zaman alıcı işlemleri gerektirir, göz yanılmalarına da açıktır.

Ocağa girecek hava miktarının belirlenmesine matematiksel çözümler de getirilebilir. Bu çözümler çok daha hassastırlar, bilgisayar programlamaya çok daha uygundurlar, kısa sürede sonuç verirler ve verilerin doğru girilmesi koşuluyla hatasız çalışırlar. Tek vantilatörlü ve seri bağlı birden fazla vantilatörlü sistemlerde matematiksel formülasyon basittir, çözüme elle dahi ulaşılabilir.

n adet vantilatörün paralel bağlı olduğu sistemlerde matematiksel modelleme, her

biri n adet bilinmeyen içeren, n adet ikinci dereceden fonksiyondan oluşan, doğrusal olmayan bir denklem sistemi verir. Bu sistemin analitik olarak çözümü olanaksızdır. Bu nedenle, sayısal yöntemlere başvurmak ve bilgisayar kullanmak kaçınılmaz olmaktadır.

Bu tür sistemlerin çözümüne yönelik olarak, Newton-Raphson yöntemini temel alan bir algoritma geliştirilmiş, bu algoritmayı izleyen bir bilgisayar programı yazılmıştır. Program, örnek uygulamalar için çalıştırılarak işlerliği kanıtlanmıştır.

7. KAYNAKLAR

Çağal B., 1989, "Sayısal Analiz", SeçYayınları, Istanbul.

Hall C.J., 1981, "Mine Ventilation Engineering", AIME, New York.

Hartman H.L., 1991, "Mine Ventilation and Air Conditioning", Krieger Pub. Co.,Florida

Taylor P.J., 1973, "Theory and Applications of Numerical Analysis", Acad. Press. New York.

Wallis R.A., 1983, "Axial - Flow Fans and Duçts", Wiley, New York

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

INSTRUCTION TO CONTRIBUTORS

Yerbilimleri / Geosound accepts theoretical work or results of a research together with original articles written in Turkish, English, French and German. Translated papers of any article written on the latest developments of a specific subject by known authors can also be accepted.

Turkish articles English, English, French and German articles should have a Turkish summary. Papers to be submitted should not exceed 6 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
Ç.Ü.Müh.Mim.Fakültesi
Jeoloji ve Maden Mühendisliği Bölümleri
01330 - Balcalı / ADANA / TÜRKİYE
Tel (Fax) : 338 67 11 veya 338 63 57 (Tel) 338 61 26 (Fax)