

ÖNSÖZ

Yerbilimleri/Geosound'un 40 ve 41. sayılarını maalesef birlikte yayınlamak zorunda kaldık. Onbeşyılı aşkın bir süredir aksamadan yılda iki defa yayınlanan dergimiz, bir taraftan derin ekonomik kriz, öte yandan yeni doğentlik yönetmeliğinde ulusal yayınların önemsenmemesi sebebi ile 2002 yılında birleştirilmiş iki sayı olarak bir defada yayınlanabilmiştir. SCI'e giren dergilerin büyük önem kazandığı yeni yönetmelik, yerbilimleri konusunda araştırma yapan her araştırcıyı yabancı dergilere yöneltmiştir. Bu durum dergimize makale akışını yavaşlatmış ve gelen makalelerin kalitesinde düşüşe sebeb olmuştur. Yabancı dergilerde yapılan makalelerin hem araştırciya ve hem de ülkemizin genel puanına önemli katkıları sağladığını bilmekle beraber, ulusal dergilerin de desteklenmesi gereğini vurgulamak isteriz.

Bu sayımızda, toplam 19 makale yer almıştır. Bunların büyük çoğunuğu üniversitemiz dışındaki üniversitelerde görev yapan öğretim elemanlarının çalışmalarına aittir. Yerbilimleri/Geosound, bu bakımından ulusal özelliğini daima koruma amacındadır. Her sayımızda belirttiğimiz gibi dergimiz yerbilimlerinin tüm branşlarına açıktır. Madenciliği ilgilendiren çevre konularında da makale kabul edilmektedir. Bundan sonraki 2003 yılına ait sayımız veya sayılarımız makale akışına göre belirlenecektir. Dergimize bugüne kadar yakın ilgi gösteren tüm yazarlarımıza, yayın kurulunda görev alan değerli hocalarımıza, reklam vererek yayın hayatımızı sürdürmemize olanak tanıyan tüm kurum ve kuruluşlara teşekkürlerimizi sunuyor, 42. sayımızda buluşmayı umuyoruz.

Saygılarımla,

Yayın Kurulu Adına
Mesut ANIL
Baş Editör



GEO SOUND



YERBİLİMLERİ

İÇİNDEKİLER / CONTENTS

Structural Analysis of Hasançelebi Iron Ore Deposit <i>Hasançelebi Demir Yatağının Yapısal Analizi</i> Birol ELEVLİ, Ahmet DEMİRCİ, Önder UYSAL	1
Geotechnical Evaluation of the Türkşereflı Dam Site, Ankara-Turkey <i>Türkşereflı Baraj Yerinin Jeoteknik Değerlendirmesi, Ankara-Türkiye</i> Aydın ÖZSAN, Seval ARIKAN	11
Untersuchung Der Im Mersin-Adana-Gebiet Bei Der Betonherstellung Angewandten Zuschlagstoffe bezüglich Der Alkali-Aggregate-Reaktion <i>Mersin-Adana Bölgesinde Beton Yapımında Kullanılan Agregaların Alkali-Aggregat Reaksiyonu Açısından İncelenmesi</i> Fevzi ÖNER, Sedat TÜRKMEN	21
Germanium Contents of Carbonate-Hosted Pb-Zn Ores Occuring in Aladağ District (Zamanti-Niğde) <i>Aladağ Bölgesi (Zamanti-Niğde) Karbonatlı Çinko-Kurşun Cevherleşmelerinin Germanium İçerikleri</i> M. Gürhan YALÇIN, Sait METİN, Sinan ALTUNCU, Emin ÇİFTÇİ	29
Çaybaşı (Elazığ) Havzası Kil Minerallerinin İncelenmesi <i>Studies on Clay Minerals of Çaybaşı (Elazığ) Basin</i> Dicle Bal AKKOCA, Ahmet SAĞIROĞLU	39
Kırıkhan ve Civarının (Hatay) Stratigrafik Gelişimi, GD Türkiye / <i>The Stratigraphic Development of Kırıkhan and Surrounding Areas (Hatay), SE Türkiye</i> Alican KOP, Ulvican ÜNLÜGENÇ, Cavit DEMIRKOL	51
Çeltek ve Armutlu Formasyonlarının Stratigrafik Özellikleri, Suluova (Amasya) Kuzeyi/ <i>Stratigraphic Aspects of the Çeltek and Armutlu Formations, Northern Suluova (Amasya)</i> Celibe KOÇ, İbrahim TURKMEN, Meral KAYA	81
Bozcaada (Kuzey Ege Denizi) Bentik Foraminifer ve Ostrakod Faunası ile Bu Toplulukta Gözlenen Yerel Değişimler/ <i>Benthic Foraminifera and Ostracoda Fauna of the Bozcaada (Northern Aegean Sea) And Local Variations in These Assemblages</i> Engin MERİÇ, Niyazi AVŞAR, Atike NAZİK	97
Horata (Malatya) Karstik Kaynağı'nın Hidrojeoloji İncelemesi <i>A Hydrogeological Study on Horata(Malatya) Karstic Spring</i> Osman GÜNEYDIN, Bahattin ÇETİNDAĞ, Mustafa FENER	121
Nallıziyarettepe (Keban-Elazığ) Bakır Oluşuklarının Kökenine Bir Yaklaşım <i>General Features of Copper Mineralization Nallıziyarettepe (Keban-Elazığ): An Approach to Its Genesis</i> Leyla KALENDER, Şahin HANELÇİ	133

Tosya Ovası (Kastamonu) ve Yakın Çevresinin Hidrojeoloji İncelemesi <i>The Hydrogeological Investigation of the Tosya Plain (Kastamonu) and Surrounding Area</i>	151
Suat TAŞDELEN, Mustafa KAYA, Özlem ÇİLOĞLU	
Yapı ve Kaplama Taşı Olarak kullanılan Batı Anadolu Andezitlerinin Mühendislik Özelliklerinin Araştırılması <i>An Investigation of Engineering Properties on West Anatolian Andesites Which are Used as Building and Natural Facing Stones</i>	163
Turgay ONARGAN, Mete KUN	
Midilli Adası (Yunanistan-Kuzeydoğu Ege Denizi) Bentik Foraminifer Faunası ve Bu Toplulukta Gözlenen Yerel Değişimler <i>Benthic Foraminiferal Fauna of the Lesbos (Midilli Island) (Greece-Northeastern Aegean Sea) and Their Local Variations</i>	177
Engin MERİÇ, Niyazi AVŞAR, Fulya BERGIN	
Pul-Temte (Baskil-Elazığ) Yöresindeki Piritli Bakır Cevherleşmelerinin Jeokimyasal Özellikleri ve Jeostatistiksel Değerlendirmeler <i>Geochemical Features and Geostatistical Evaluations of Pyritic Copper Mineralizations Mineralizations in the Vicinity Pul and Temte (Baskil-Elazığ)</i>	195
Leyla KALENDER, Şahin HANELÇİ	
Pınarbaşı (Çelikhan-Adıyaman) Apatitli Manyetit Cevherinin Mineralojisi Jeokimyası ve Kökeni/ <i>Mineralogy Geochemistry and Origin of Pınarbaşı (Çelikhan-Adıyaman) Apatite Bearing Magnetite Ore</i>	207
Ayten ÖNAL, Ahmet ŞAŞMAZ, Ali ÖNAL	
Hazro (Diyarbakır) Kömürünün Yıkınabilirliği <i>Washability of the Coal from Hazro (Diyarbakır) Region</i>	229
Fikri KAHRAMAN, Halime ABAKAY, Fatma Deniz AYHAN	
Refrakter Üretiminde Kullanılacak Yüksek Kalitedeki Magnezyanın Seçimi ve Pazarlama Koşullarını Belirleyen Özellikler <i>Selection of High Grade Magnesia for Refractories Production and Determining the Characteristics of Marketing Conditions</i>	237
Turan BATAR, Mevlüt KEMAL, Necmettin ERDOĞAN, Ali Serhat YAVUZ	
Akpınar (Uzunyayla-Sivas) Demir Cevherleşmelerinin Jeolojik Konumu Mineralojisi ve Jeokimyası ¹ <i>Geological Setting, Mineralogy and Geochemistry of Akpinar (Uzunyayla-Sivas) Iron Mineralizations</i>	245
Ayten ÖNAL, Ahmet ŞAŞMAZ, Mehmet ÖNAL, Ali ÖNAL	
Denizli Kızıldere Jeotermal Kuyularında Uygulanan Mekanik Temizliğin Kuyu Verimine Etkisi <i>Mechanical Cleaning of Denizli-Kızıldere Jeothermal Wells and Its Effects on Well Performance</i>	265
Hüseyin DÜNYA, Hayati YENİCE, Bayram KAHRAMAN	

STRUCTURAL ANALYSIS OF HASANCELEBI IRON ORE DEPOSIT

Birol ELEVLİ, Ahmet DEMİRÇİ, Önder UYSAL

Cumhuriyet University, Department of Mining Engineering, Sivas/Turkey

Abstract :Increasing iron ore demand of Turkey has brought up re-evaluation of Hasancelebi Iron ore deposit that has been evaluated using classical methods and reconsidered uneconomic before 1984. The content of this article is one part of this re-evaluation process.

In order to evaluate an ore body, its block model should be generated. The most commonly used method for block modelling is geostatistics. Geostatistical study starts with the structural analysis of an ore deposit that requires four main steps; the critical review and elementary statistical analysis of the available data, the construction of the experimental variograms, interpretation of the experimental variograms, and fitting the proper mathematical function for the experimental variogram. All of these steps are essential for meaningful variogram model. This research deals with how the structural analysis of the Hasançelebi iron ore deposit of Turkey was completed. For this purpose, first of all the mineralisation of the area was discussed, then experimental and model variograms were constructed by using data representing the area above 930m level, and finally coincidence of geologically defined mineralisation with the result of variogram analysis and interpretation of experimental variograms are discussed. Spherical models were fitted to experimental horizontal variograms. Vertical variograms indicated a grade trend. This trend exhibits the need for further exploration program in the lower level of deposit. The result of this program will be helpful in defining the quality and quantity of ore deposit below 930 m.

HASANÇELEBİ DEMİR YATAĞININ YAPISAL ANALİZİ

Özet :Türkiye'nin artan demir cihazı talebi, 1984 yılından önce klasik yöntemlerle değerlendirilmiş ve ekonomik bulunmayan Hasançelebi Demir yatağının yeniden değerlendirilmesini gündeme getirmiştir. Bu makale, yeniden değerlendirme işlemlerinin bir kısmını kapsamaktadır.

Bir maden yatağını değerlendirebilmek için, yatağın blok modeli oluşturulmalıdır. Blok model oluşturmak için kullanılan en yaygın yöntem ise artık jeoistatistik'tir. Jeoistatistik ile blok modelleme çalışması başlıca dört ana aşamadan (verilerin istatistiksel analizi, variogramların hesabı, hesaplanan variogramların yorumu ve variogram modelinin oluşturulması) meydana gelen yapısal analiz ile başlar. Tüm aşamalar anlamlı bir variogram modeli için oldukça önemlidir.

Bu çalışma Hasançalabı Demir yatağının yapısal analizinin nasıl yapıldığı ile ilgilidir. Bunun için öncelikle bölgedeki cevherleşme incelendi, daha sonra sondaj verileri kullanılarak variogramlar hesaplandı ve uygun variogram modelleri oluşturuldu. Küresel variogram modeli en uygun model olarak seçildi. Düşey variogramlar tenor değişim eğilimini göstermektedir. Bu eğilim, yatağın derinlerinde yeni bir arama programının gerekliliğini göstermektedir. Bu arama programının sonuçları, 930 m kotunun altındaki kaynağın miktarı ve kalitesinin belirlenmesine yardımcı olacaktır.

1. INTRODUCTION

In general, after an exploration stage, evaluations of an ore deposit starts with the estimation of geological reserve. In order to estimate that reserve, first of all ore body should be represented numerically, which is known as block model (Axelson 1964, Lerchs-Grossman 1965, Johnson 1968 and Kim 1979). The block model of an ore body is obtained by assigning geological characteristics (grade, thickness, rock type, etc.) to each block of the model. This assignment is usually done by interpolating known values of geological characteristics at sampled points (usually drill hole data) based on two main concepts; the concept of extension and the concept of error of estimation (David 1977). There are two main methods for the concept of extension; geometrical method and distance-weighting method. These methods do not take into account the relationship between the values at sampled points. They just extend the values of some samples to blocks. Therefore these methods result in biased estimates. On the contrary, the concept of error of estimation take into consideration the relationship between the values of

sampled points, which is called spatial variability of sampled values, and tries to minimise the variance of the error of estimation, which is known as estimation variance. General term for this method is called GEOSTATISTICS.

The geological reserve estimation using geostatistics requires two steps. The first step consists of variogram analysis, which defines relationship between sampled values with "h" distances apart. The second step is Kriging which is an estimation technique providing an estimator to estimate values of given blocks.

Kriging estimator is based on the minimisation of the estimation variance meaning the variance of the error of estimation. Error is the difference between the true unknown value of the block v_i and the estimated value of the same blocks. Let $Z(x_i)$ denote the true unknown value and $Z^*(x_i)$ denotes the estimated value of the block v_i at point x_i . $Z^*(x_i)$ is the linear combination of known values $(Z(x_j))$ at location x_j ($j=1,\dots,n$). Thus,

$$Z^*(X_i) = \sum_{j=1}^n \lambda_j Z(x_j) \dots \quad (1)$$

This equation leads to the following kriging system (David 1977, Journel and

Huijbregths 1978).

$$\sum_i \lambda_j \gamma(x_j, x_i) + \mu = \gamma(x_j, v), \dots, \forall j = 1, 2, 3, \dots, n \quad (2)$$

$$\sum_i \lambda_j = 1$$

and

$$G_k^2 = \sum_i \lambda_j \gamma(x_j, v) + \mu - \gamma(v, v) \quad (3)$$

where, $\gamma(x_j, v)$ defines the mean value of the variogram function $\gamma(h)$ between the block v and the point x_j , $\gamma(x_j, x_i)$ is the variogram value between the points x_j and x_i , and m is the Lagrange multiplier. G_k^2 represents kriging variance, which is known as estimation error variance. The solution of kriging system provides the values of λ_i and μ . When one looks into the above equation, the importance of the average values of variogram can be easily seen. Therefore, before kriging, the variogram function of the deposit must be determined.

As it is said above, the spatial correlation of the known values is characterised by the variogram function, which is;

$$\gamma(h) = \frac{1}{2n} \sum_{i=1}^n [Z(x_i) - Z(x_i + h)]^2 \quad (4)$$

Where h is the separation vector, $Z(x_i)$ known value at point i . This equation is referred as semi-variogram in some publication, but generally accepted term is variogram (David 1977, Henley 1984, Journel and Huijbregths 1978, Clark 1979). By using above equation, the values of $\gamma(h)$ can be computed for different h 's. Then the values of $\gamma(h)$ versus h may be graphed. The graph will

tend to be lumpy, however this situation can often be linked to "ideal" curves. These curves are named as model variograms and defined as mathematical functions of γ and h . In the Kriging system, *model variogram* is used not the one computed from the sample data. Therefore it is important to define model variogram. The details of model variogram can be found in a number of geostatistical books (David 1977, 1988, Journel and Huijbregths 1978, Knudsen and Kim 1978, Tercan and Sarac, 1998).

The structural analysis of mineral deposit mainly consists in constructing a model of variogram, which characterises the main feature of the mineralisation. These features are the continuity of mineralisation, the influence zone of a sample, and the homogeneity of the mineralisation. All of these features represent the relationship between the value of sample at one point and the values of samples some distance away.

Under the light of above, Hasançelebi iron ore deposit (located in the eastern part of Turkey) that has been explored and evaluated by using conventional methods since 1961, was evaluated by using geostatistical method. For this reason, available drill hole data were reviewed critically, elementary statistical analyses were completed, and experimental variograms were constructed and modelled.

2. GEOLOGY AND MINERALISATION OF HASANCELEBI

2.1. General

Hasancelebi iron ore deposit is located in the south east part of central Anatolia,

Turkey. The oldest rock sequence in the area is a serpentine-gabbro complex. An upper cretaceous sequence of sedimentary rock that is discordantly overlain by a mafic volcano sedimentary series overlays this complex. The volcano-sedimentary series constitutes the main and most widespread rock sequence in the area of iron ore deposit. Several hydrothermal activities in the area have altered all rock types except the last generation of trachytic dykes, and magnetite ore of Hasançelebi area was mobilised into vein-type deposits during scapolitization that was coincident with the intrusion of trachytic dykes. In scapolitfels, there is a main ore-bearing zone that runs 4.3km westward from the west of Hasançelebi. The main zone consists of smaller sub-zones, which have thicknesses ranging over hundreds of meters to more than one kilometre (MTA 1978, Stendal et al, 1995).

2.2 Review of Data

Preliminary exploration campaign in the Hasancelebi ore body area was started in 1961, and completed by 1974. During this campaign, 147 core drill holes, totalling 46321m, were completed. Core recovery was 79.9% and assumed to be acceptable (MTA., 1978). Because of irregularity of the topography in this area holes have different length and different starting points. Figure 1 shows the topography and the drill hole locations in the area. 125 of these drillholes are vertical, 16 of them are declined to north except one drillhole declining to south.

All core samples were analysed for magnetite (Fe_3O_4) by means of Davis Tube.

The available data have been assessed critically within the context of this investigation. After assessing the available data the following decisions have been made;

- a) 6 of the 147 drill holes far away (almost 700m of the west) from the other drill holes have been excluded from database.
 - b) One of the drill holes is very short (20.06m) to be included in calculations.
 - c) Drill hole cores have different length. They must have the same size to be used in geostatistical study. Therefore, the results of core analysis have been rearranged and weighted into constant length of 15m. These composites have started at level 1530m to downwards. The value of each composites has been calculated according to following formula(Onal 1999);

$$t_c = \frac{\sum_{i=1}^n t_i y_i m_i}{\sum_{i=1}^n y_i m_i} \quad \dots \dots \dots \quad (5)$$

t_c : composited grade,

t_i : grade of the i th sample,

y_i : length of the i th sample,

m_i : specific gravity of the i th sample.

the specific gravity of each sample has been calculated by using formula (6) (MTA, 1978)

$$y_i = 2.71 + (t_i \times 0.015) \dots \dots \dots (6)$$

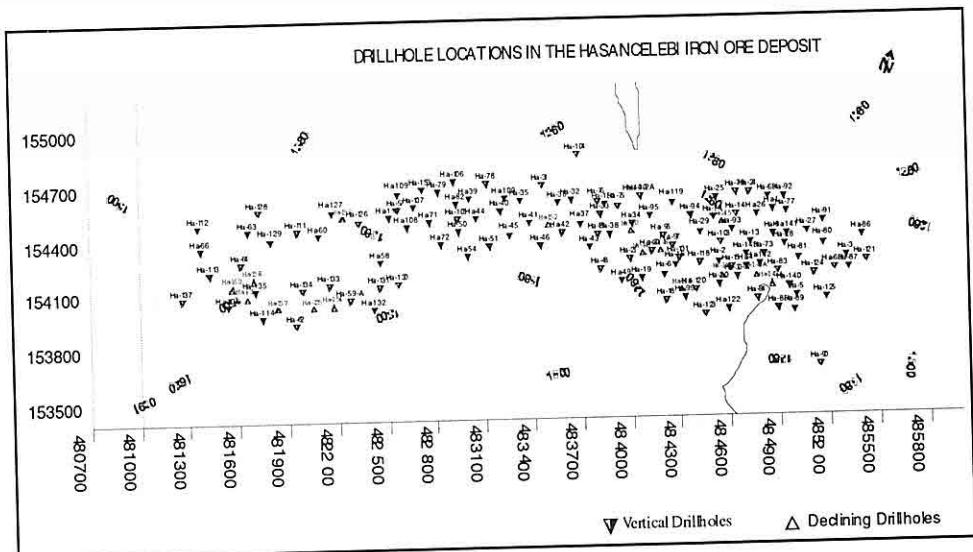


Figure 1. Drillhole locations in the Hasancelebi Iron Ore Deposit.

d) The drill hole collar elevations in the area vary between 1350m and 1191m. Therefore, sample set has been divided into two groups. One of the groups named as upper level contains samples above the level of 1200m. The other group named as lower level contains samples between the level 1200m and 930m.

e) There are 16 declined holes. Core samples of these holes assumed to be piecewise vertical. Each declined hole has been divided into sub-vertical holes.

2.3. Basic statistics of data

The available data of drill holes have been translated into 939 composite samples for upper level and 1217 composite samples for lower level. Histograms and basic statistical results of these composites are shown in Figure 2 and 3. Both histograms show behaviour close to lognormal distribution. This is

very usual case for ore deposits. In this case, as it is suggested by Krige (1962), the value of samples should be transformed into normal distribution by using following equation;

Where,

$Z_f(x_i)$: transformed value at point x_i

$Z(x_i)$: original value at point x_i

C : additive constant

The following formula is given by Krige (1962) to calculate the additive constant(c):

P1 : value of the 10th percentile sample value

P5 : value of the median

P9 : value of the 90th percentile sample value

The equation (8) gives an additive

constant of 6.69 for upper level data, and 23.62 for lower level data. The histograms of transformed values are given in Figure 4 and 5. These histograms show a good fitting with normal distribution. Due to appropriate fitting these transformed values have been used for variogram analysis within the context of this study.

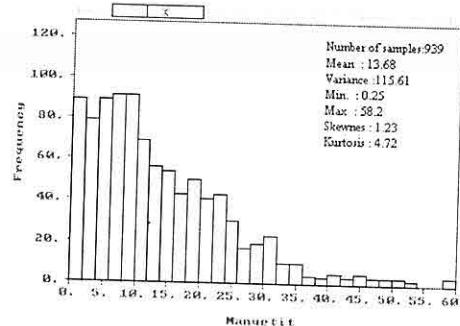


Figure 2. Histogram of data values for upper level.

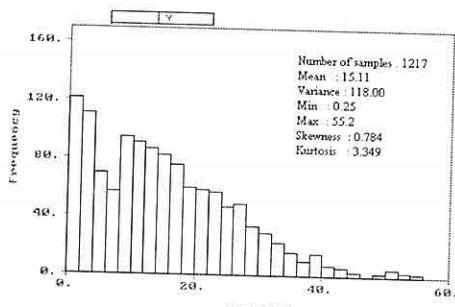


Figure 3. Histogram of data values for lower level.

2.4. Variograms of Upper Level

Before computing the experimental variogram, the lag interval (distance between two samples), the tolerance angle to be used and the variogram direction

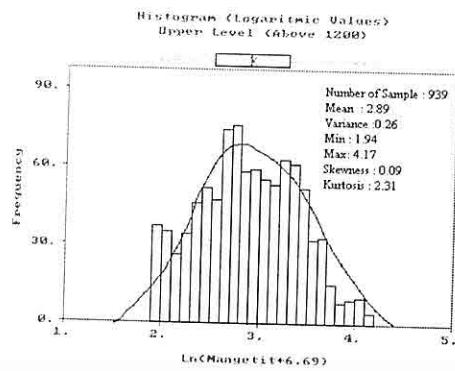


Figure 4. Histogram of transformed data values for upper level.

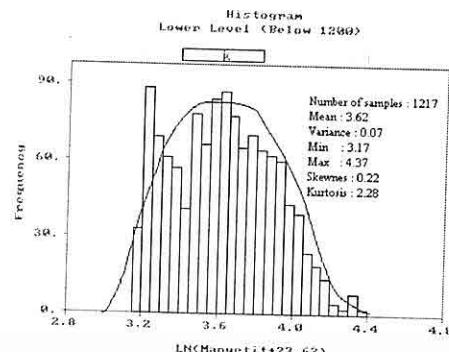


Figure 5. Histogram of transformed data values for lower level.

must be defined. This is especially important if the spacing of drillhole data is irregular. That is the case for this study. Two of these parameters, lag spacing and tolerance angle, have been chosen on the basis of trial and error analysis as defined in Knudsen and Kim (1978). The lag chosen is 66.6 m and the tolerance angle is 250°.

Experimental variograms have been computed for the horizontal direction of 0°, 15°, 25°, 35°, 50°, 70°, 80°, 90°, 105°,

130°, 160°, and 170° (Fig 6 and Fig 7). After this work has been carried out, experimental variograms have been analysed and the followings have been concluded;

a) Anisotropy; the existence of a geometric anisotropy has became visible after plotting the apparent range of influence for each directional variogram (Fig 8). The direction of major axis is 15° to the north with a range of 380m, and the anisotropy ratio is 2.7.

b) Hole effect; some of the experimental variogram curves have displayed a hole effect between the 150m and 350m lags in the direction of 50° through 130° (Fig 7). The amplitude of the hole-effect is calculated as 0.635, this means that the hole-effect is directional and not present in every direction (Journel and Huijbregths, 1978). The hole-effect in the NS direction coincides with somewhat vein type mineralisation in EW direction. Additionally, this hole-effect might be caused by the topographical changes in the area.

c) Variogram Model; From the experimental variograms, the following variogram model has been adopted;

2.5. Variograms of Lower Level

Experimental variograms for lower level have been computed for the

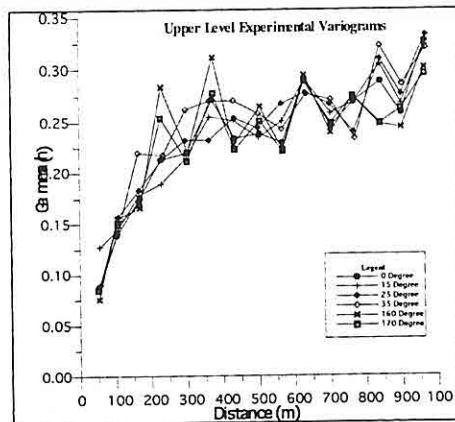


Figure 6. Experimental variograms of upper level.

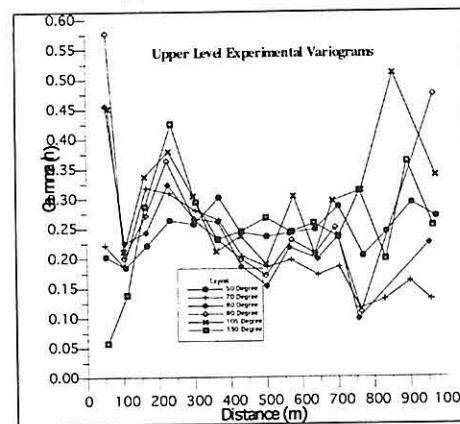


Figure 7. Experimental variograms of upper level.

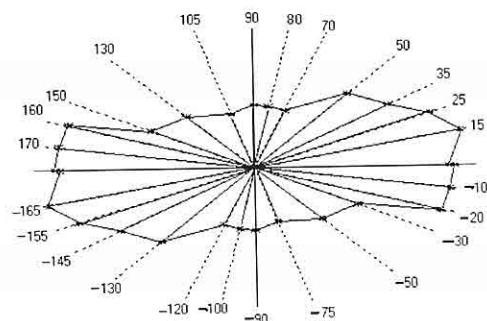


Figure 8. Upper level directional graphs of ranges.

horizontal direction of 0° , 10° , 20° , 35° , 50° , 70° , 90° , 105° , 130° , 160° , and 170° (Fig 9 and 10). After this work has been carried out experimental variograms have been analysed and the followings have been concluded:

a) Anisotropy; the existence of a geometric anisotropy has became visible after plotting the apparent range of influence for each directional variogram (Fig 11). The direction of major axis is 10° to the south with a range of 250m, and the anisotropy ratio is 1.78. When compared with the upper level variograms, the direction of mineralisation in the lower level shows an apparent difference of 25° towards south.

b) Hole effect; the existence of hole effect is not seen clearly in the lower level (Fig. 10)

c) Variogram Model; From the experimental variogram, the following variogram model has been adapted;

$$\gamma_r(h) = 0.011 + 0.012(1.5h/250 - 1/2(h/250)^3) \quad h \leq 250 \quad \dots \quad (12)$$

$$\gamma_r(h) = 0.033 \quad h > 250$$

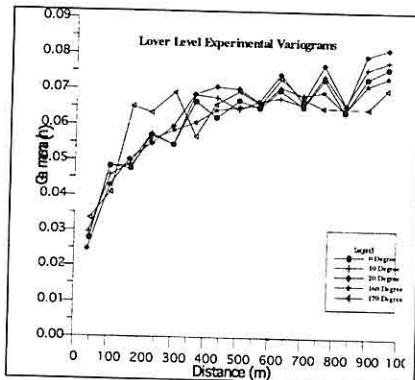


Fig. 9. Experimental variograms of lower level

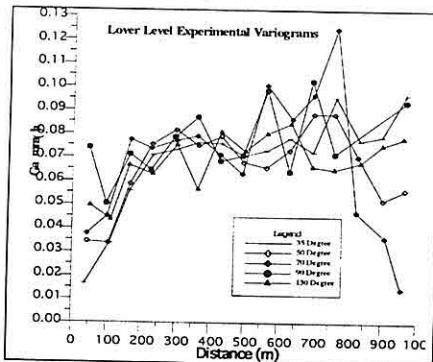


Fig 10. Experimental variograms of lower level

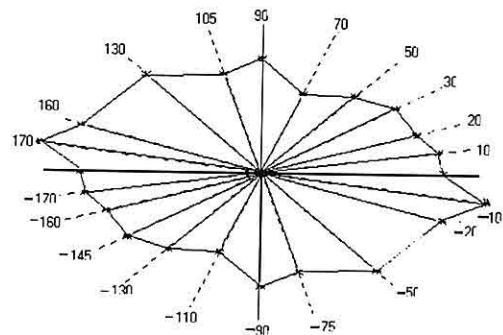


Fig 11. Lower level directional graphs of ranges.

2.6. Vertical Variograms

In order to define a structure vertically, experimental vertical variograms for both data group were computed. The characteristic parabolical shape of these experimental variograms as seen in figure 12 is indicative of a grade trend with depth. That means in our case the expected average grade is increasing with depth. Graphing the average grade of each bench level (Fig 13 and 14) also supports this finding. The average grades of all benches has not been used in Figure 14,

because there are limited number of samples in the uppermost and lowermost part of the ore body, and those are kept out of graphic. In this case the correlation coefficient (R^2) is 0.85 that is an indication of a good fit.

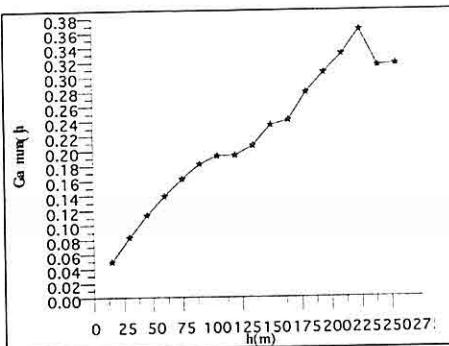


Fig 12. Upper level vertical experimental variogram.

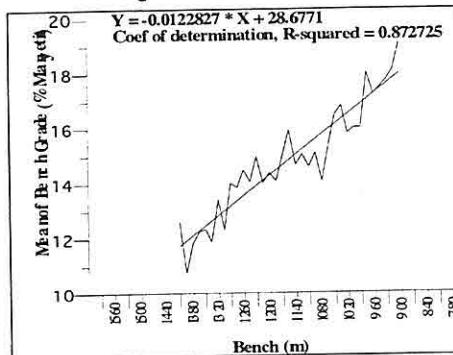


Fig 13. Average grade of samples at each level (excluding uppermost and lowermost levels)

3.CONCLUSIONS

In the research work carried out within the context of this article, the Hasancelebi iron ore deposit has been analysed using geostatistics. The first step of any geostatistical study is the variogram analysis. The results of this analysis are

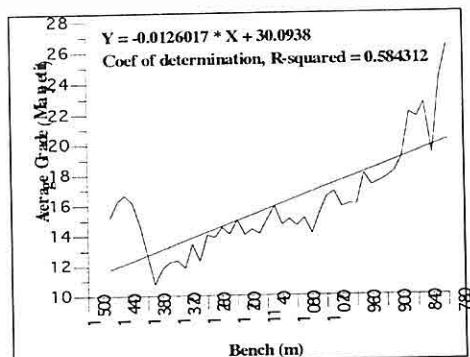


Fig 14. Average grade of samples at each level.

usually used in estimating the average values of studied geological parameter (for example; grade, thickness, etc.). In addition to that, the result of variogram analysis can be used for further investigation of the area in question.

The results of variogram analyses carried out for the Hasancelebi iron ore deposit indicate that there is a structure in the horizontal direction and a grade trend in the vertical direction. Structure in the horizontal direction of ore deposit in question is modelled using a spherical model. These models then have been used in estimating the average magnetite grade of 50x50x15m blocks by the kriging method that is not included in this article. The variogram in the vertical direction points out to the existence of grade trend. This means that magnetite grade of the ore body is increasing with the depth. In order to prove the existence of this finding additional exploration work must be carried out in the area. Our suggestion is that a ramp should be driven to 900 m

level, then an exploration drift should be opened in the direction of east and west at this level. Then additional core drill holes should be drilled around this exploration drift. The result of this exploration work might lead to a better definition of ore body in the area.

4. ACKNOWLEDGEMENTS

The authors thank the Turkish Iron and Steel Company for supplying data and special thank to ITU Development Foundation for their financial support.

5. REFERENCES

- Axelson,A.H., 1964, *A practical Approach to Computer Utilisation in Mine Planning*, Colorado School of Mines Quarterly, p.593-622.
- Clark, I., 1979, *Practical Geostatistics*, Applied Science Publishers, London, 129p.
- David, M., 1977, *Geostatistical Ore Reserve Estimation*, Elsevier Publishing Company, Amsterdam, 364 p.
- David, M., 1988, *Handbook of Applied Advanced Geostatistical Ore Reserve Estimation*, Elsevier Publishing Company, Amsterdam, 216 p.
- Henley, S.,1984, *Nonparametric Geostatistics*, Elsevier Publishing Company, London,145 p
- Johnson, T.B., 1968, *Optimum Open Pit Mine Production Scheduling*, Ph.D. Dissertation, University of California, Berkeley,CA.
- Journel, A.G., and Huijbregths, Ch., 1978, *Mining Geostatistics*, Academic Press, 600p.
- Kim, Y.C., 1979, *Open-pit Limits Analysis, Computer Methods for the 80's in the Mineral Industry*, ed. A.Weiss, SME-AIME, p.297-303.
- Knudsen, H.P., and Kim, Y.C., 1978, *A short Course on Geostatistical Ore Reserve Estimation*, University of Arizona, Department of Mining and Geological Eng., Tucson, Az, 224p.
- Krige, D.G., 1962, *Statistical Applications in Mine Valuation*, Journal of Institute of Mine Surveyors, South Africa, Vol 12, No: 2 and 3.
- Lerchs, H. and Grossman, I.F., 1965, *Optimum Design of Open Pit Mines*, CIM Bulletin, vol 58, no:633, January, p. 47-54.
- MTA, 1978, *Malatya-Hekimhan-Hasancelebi Yataginin Jeolojik Etudu*, 27p.
- Onal, G., Demirci A., Elevli, B. and others, 1999, *Final Report of Re-evaluations of TDÇİ Malatya-Hekimhan Hasancelebi Ore Deposit*, 185p.
- Stendal, H. ,Unlu, T. and Konnerup-Madsen, J., 1995, *Geological Setting of Iron Deposits of Hekimhan Province, Malatya, Turkey*, Transaction of Institution of Mining and Metallurgy (Sect B:Applied Earth Science), January-April, p. B46-B54.
- Tercan, E. and Sarac, C., 1998, *Maden Yataklarinin Degerlendirilmesinde Jeoistatistiksel Yontemler*, TMMOB-JMO, No: 48, 137p.

GEOTECHNICAL EVALUATION OF THE TÜRKŞEREFLİ DAM SITE, ANKARA -TURKEY

Aydın ÖZSAN

Ankara University, Dept. of Geological Engineering, Ankara/Türkiye
Seval ARIKAN

*General Directorate of Disaster Affairs, Ministry of Public Works and
Settlement, Ankara/Türkiye*

ABSTRACT : This paper describes the results of geotechnical evaluation carried out at the Türkserefli dam site. The Türkserefli dam will be built on the Sarıömerli river, located western part of Ankara city in the central part of Turkey. The dam is designed to regulate the drainage and to irrigate the agricultural areas. The Türkserefli dam will be constructed on the limestone foundation. Geotechnical evaluation contains site investigation, sampling for laboratory testing, estimation of the rock mass properties and determination of rock mass classifications of RMR (Bieniawski,1989) and GSI (Hoek and Brown,1997) ,evaluation of the slope stability and permeability of foundation.

TÜRKŞEREFLİ BARAJ YERİNİN JEOTEKNİK DEĞERLENDİRMESİ ANKARA-TÜRKİYE

ÖZET: Bu araştırmada Türkşerefli baraj yerinde yapılan jeoteknik değerlendirme sonuçları tanımlanmaktadır. Türkşerefli baraj yeri Ankara ilinin batısında Sarıömerli nehiri üzerindedir. Sulama amaçlı yapılacak Türkşerefli barajı kireçtaşı temel üzerine oturmaktadır. Jeoteknik çalışmalar; saha incelemelerini, kaya kütle sınıflamaları RMR (Bieniawski,1989) ve GSI (Hoek and Brown,1997), kaya kütle özellikleri, yamaç duraylılığını ve temelin geçirgenliğini içermektedir.

1. INTRODUCTION

For the designing of the engineering structures there are some methods such as: numerical, experimental and empirical. Numerical methods can generally fail down due to the lack of transition from material to rock masses. Experimental solutions are generally expensive and difficult to test as well as time consuming. Empirical methods are commonly used for the preliminary designing both surface and subsurface structure (Özsan and Akin, 2002).

The Türkserefli dam is on the Sarıomerli river which is 75 km far from Ankara in the central part of Turkey (Figure 1). Dam will be used for drainage control and store water for irrigation project for agricultural areas. The dam is planned as earth-fill dam and its characteristics are shown Table 1. The design of dam is under direction of General Directorate of State Hydraulic Works of the Ministry of Energy and Natural Resources, Turkey.

Table 1. Türkserefli dam characteristics (DSI,1999).

Type	Earth-fill
Purpose	Irrigation
Talveg elevation	938 m
Crest length	250 m
Crest elevation	972.40 m
Height from talveg	34.40 m
Max.water level	971.00 m
Embankment vol.	366.000 m.
Irrigation area	1017 ha

This paper explains some preliminary guidelines for safe design by means of engineering geological studies, estimations of rock mass properties, the stability of excavation slopes and the permeability of the dam.

2. GEOLOGICAL SETTING

The Türkserefli Dam site is on the limestone rock unit of Cretaceous age and Quaternary deposits.

Geological map of the dam site, exposing lithological units with location of boreholes, dam axis is shown in Figure 2. Six boreholes were drilled along the the dam axis (Figure 3).

Limestone outcrops show the joint and bedding structure at the site.

Limestone rock unit is white in colour and contains radiolaria and sponge particules in the micritic texture observed by petrographical data. Crack systems have been developed in matrix of limestone which are filled by microsparitic calcite.

Quaternary deposits are composed of alluvium, terrace and talus. The particle size of alluvium changes from sand to block and thickness is about 12 meters according to core drilling data. Terrace depositories observed on right bank of the dam site overlie on the limestone outcrops, compound old flood beds in which have pebbles coarse to medium size gravels sands and clays. Its thickness is about 6 meters. Talus is derived from rounded limestone block and pebbles with clayey matrix. Its thickness changes 1.0 to 12 meters due to boreholes.

GEOTECHNICAL EVALUATION OF THE TÜRKŞERFLİ DAM SITE,
ANKARA -TURKEY

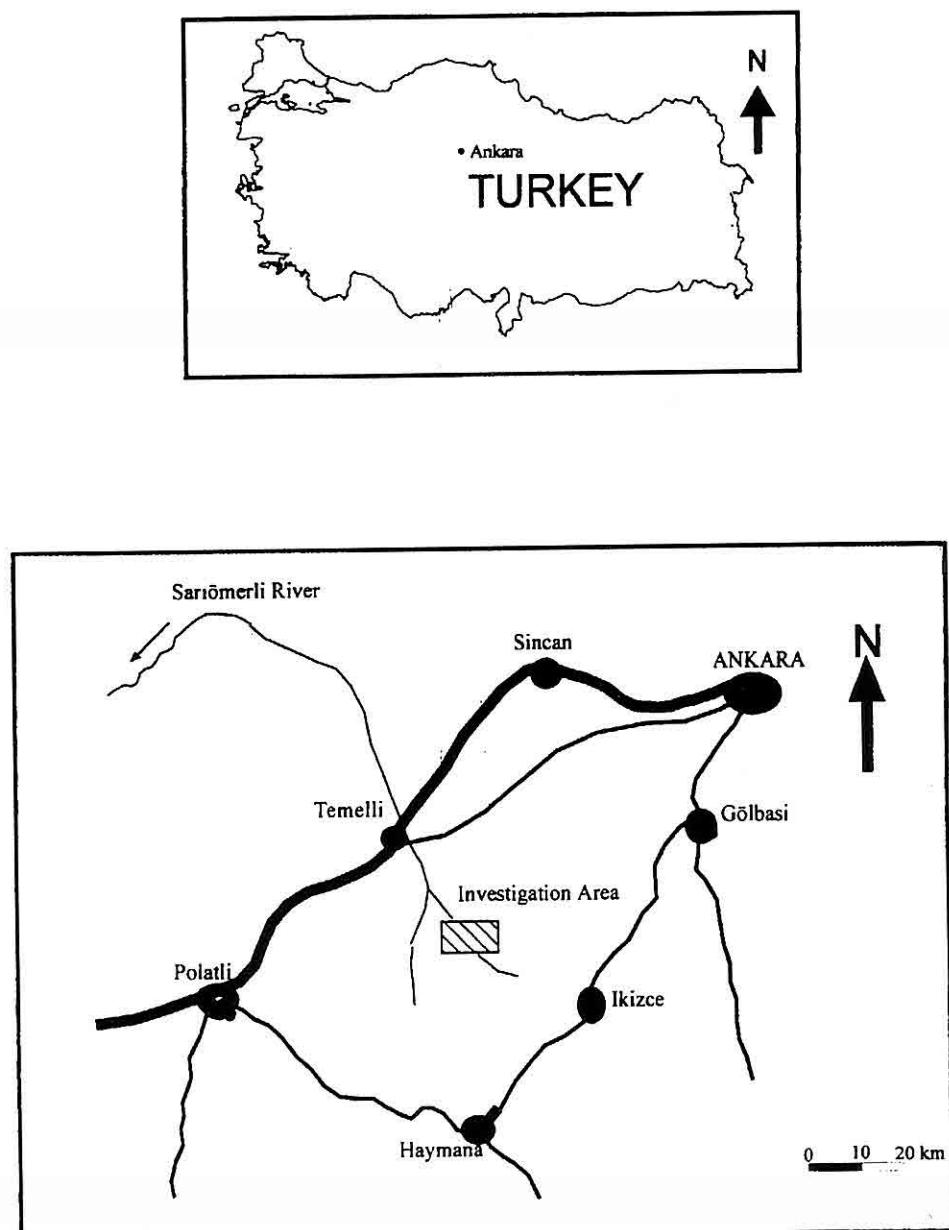


Figure 1. Location map of the Türkserefli dam.

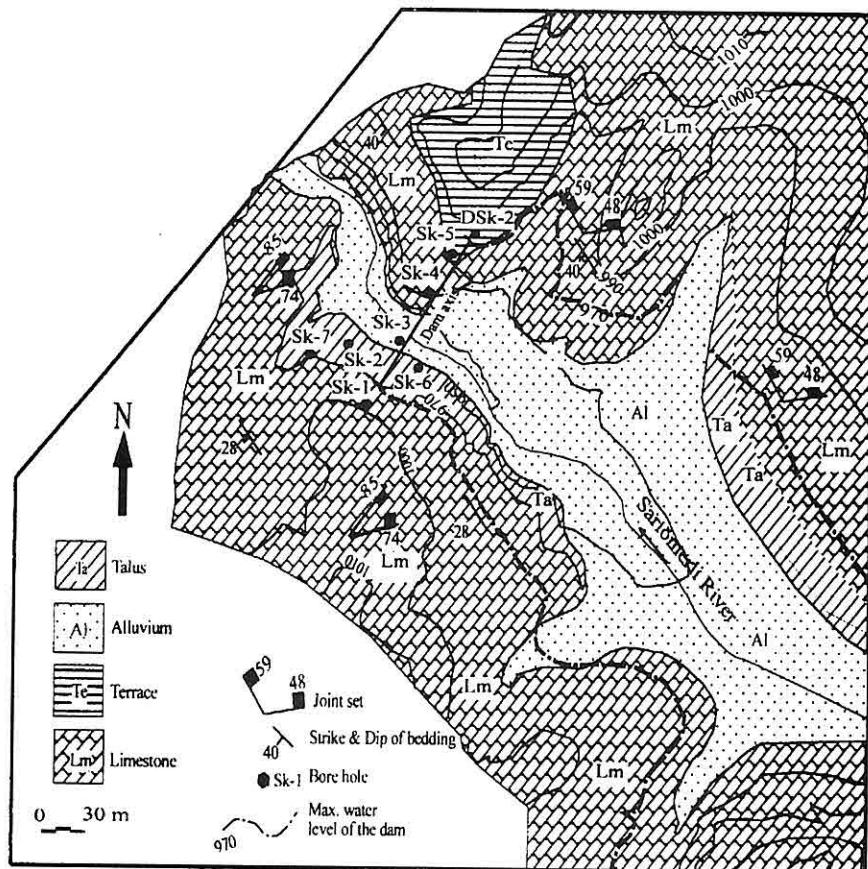


Figure 2. Geological map of the Türkşereflı dam.

3. DISCONTINUITY ANALYSIS

Limestone outcrops at the site show bedding and crackings structure. They are slightly to moderately weathered. Discontinuity analysis for joints consisting orientation, spacing, persistence, aperture and infillings have been assessed in accordance with the International Society for Rock Mechanics Suggested method (ISRM, 1981).

Joint spacing mainly ranges from 20-60 mm. Some joint spacing was observed to

be more than 20 mm (60-200 mm), joints are medium persistence (3-10 m). Discontinuity aperture is 0.5-2.5 mm and infilling materials are clay, calcite and sand. Discontinuity roughness is observed mostly smooth and partly rough. Weathered and fractured zones were observed during examining borehole cores as well as field investigation.

Total 414 discontinuities were measured. Orientations are processed

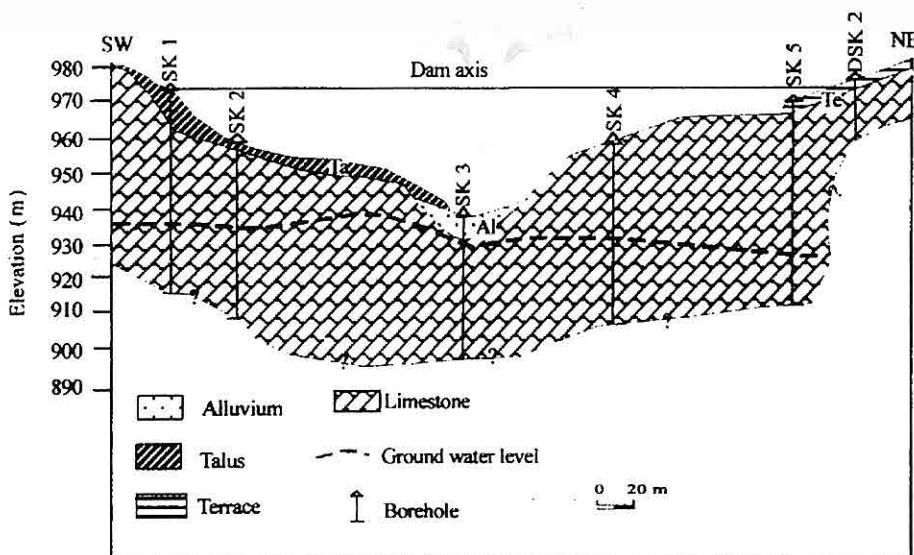


Figure 3. Geological profile along the Türkşerflı dam axis.

utilizing a computer program based on equal-area stereographic projection (Diederichs and Hoek, 1989). Dominant joints sets and bedding orientation values for limestone on the both banks of the dam site are shown in Table 2.

4. DRILLING AND PUMPING TESTS

Drillings were performed at The Türkşerflı dam to verify foundation conditions and for obtaining core rock samples for laboratory testing. 9 boreholes, total length of 382 m were

Table 2. Dominant discontinuity sets and bedding orientation values for the limestone at The Türkşerflı dam

Location	Number	Strike direction	Dip amount	Dip direction
Left Bank	D1	N 45 E	85	SE
	D2	N 71 E	74	NW
	D3	N 50 E	53	SE
	B1	N 47W	28	SW
Right Bank	D1	N 77 E	48	NW
	D2	N 38 W	59	NE
	B1	N 50 W	40	SW

D= Dominant discontinuity sets; B₁= Bedding orientations

drilled using BX wireline equipment. Limestone is the main core recovered unit. All bore hole data after drilling is presented Table 3.

During core drilling, pumping tests were carried out and the permeability of limestone rock unit is expressed in terms of Lugeon (1933). 170 pumping tests were performed at the limestone unit in the 8 boreholes. Lugeon values are shown Table 4.

Limestone unit at Türkşerefli site is slightly permeable as seen from Table 4. Analysis of drilling data shows that permeability rises with low rock quality. Grouting is necessary for permeable zones to prevent leakage under dam foundation and abutments.

Table 3. Borehole data of The Türkşerefli dam.

Borehole no	Elevation	Total depth	GWL	TCR	RQD	Lithology
SK-1	965	50	29.7	94	19	0-1.5m Talus 1.5-50m Limestone
SK-2	950	51	16.65	80	24	0-1 m Talus 1-51m Limestone
SK-3	935	52	7.4	77	33	0-11m Alluvium 11-52 m Limestone
SK-4	950	55.5	20.5	86	57	1-55.5 m Limestone
SK-5	965	75	41	78	44	0-12 m Terrace 12-75m Limestone
SK-6	951	48	11.4	84	42	0-7.3 m Talus 7.3-48m Limestone
SK-7	949	17.5	-	70	57	0-3.5 m Talus 3.5-17.5m Limestone
DSK-2	930	15	-	100	74	0-6 m Terrace 6-15 m Limestone

GWL= Ground water level , TCR= Total core recovery, RQD= Rock quality designation

5. LABORATORY TESTS

Laboratory experiments were carried out in accordance with ISRM(1981) to determine physical and mechanical properties of limestone including unit weight, porosity, water absorptions values, triaxial test, uniaxial compressive strength and deformation parameters. Test results are presented Table 5.

Table 4. Lugeon values of the Türkşerefli dam site.

Lugeon values	# of tests	Test ratio (%)	Description
>25	12	7	Highly permeable
25 - 5	36	21	Permeable
5 - 1	81	48	Slightly permeable
<1	41	24	Impermeable
Total	170	100	

6. ESTIMATION OF THE ROCK MASS PROPERTIES AND CHARACTERIZATION

Rock mass characterization has been performed to obtain the evaluation of the potential stability conditions of the rock slopes and surface and subsurface engineering structures at the Türkşerefli dam site.

The geomechanical classification of Bieniawski (1989) and Geological Strength Index (Hoek and Brown,1997) were used to obtain the engineering properties of the limestone rock, exposed

was determined in the laboratory. The discontinuity spacing, separation, roughness, persistence and were visually estimated. Ground water condition was determinated by visual and drilling data. The rock quality designation (RQD) values were determined by examining the drill cores. Thus, to procure the RMR, all parameters were used from minimum and maximum values obtained from site and laboratuvar data. The importance ratings is shown Table 6. The table indicates that RMR value for the limestone ranges poor to fair rock mass quality.

Table 5. Laboratory test results of the limestone rock unit.

Borehole no	UCS (MPa)	Shear Ø °	test c(MPa)	UW (KN/m ³)	WA(w) (%)	WA(v) (%)	P (%)	EM (GPa)	PR
SK-1	58	-		25.3	0.54	1.54	1.98	47.32	0.24
SK-2	60	30	0.075	25.6	0.65	1.64	1.96	41.25	0.24
SK-3	72	-	-	25.2	1.01	2.53	3.18	-	-
SK-4	41			25.1	1.43	3.07	4.14	-	-
SK-5	36	-	-	25.6	0.85	2.16	2.90	-	-
SK-6	108	34	0.085	26.0	0.75	1.90	2.46	-	-
DSK-2	75	35	0.095	25.6	0.59	1.51	2.02	26.47	0.27

UCS= Uniaxial compressive strength; UW= Unit weight; WA(w)=Water absorbtion in weight
 WA(v)= Water absorbtion in volume; P= Porosity; EM= Elastisity modulus; PR= Poisson ratio
 Ø°= Angle of friction; c=cohesion

within the dam site. The data was collected from the bore holes representing of left and right abutments.

To work out the rock mass rating (RMR) the uniaxial compressive strength

Rock mass properties of limestone rock mass at Türkşerefli dam site was expressed by using Hoek-Brown empirical failure criteria (Hoek et al., 1995). Geological strength index(GSI) has been

Table 6. RMR values for the limestone rock unit.

		Rating	
		Min.	Max.
Uniaxial comp. strength		4	12
Drill core quality(RQD)		3	13
Spacing of discontinuities		5	8
Persistence		2	2
Discontinuity Conditions	Aperture Roughness	1 3	4 1
	Infilling	6	4
	Weathering	3	5
Ground water		7	10
Total – RMR		34	59
Description	Poor rock	Fair rock	

Table 7. Rock mass properties of the limestone unit of The Turkserefli Dam site.

Item	Value _{max}	Value _{min}
Intact rock strength (MPa)	108	36
Geological strength index (GSI)	54	29
Hoek-Brown intact rock constant (m_i)	10	8
Hoek-Brown rock mass constant (m_b)	2	0,63
Hoek-Brown rock mass constant (s)	0.00674	0,000375
Rock mass constant (a)	0.5	0,5
Uniaxial compression strength of rock mass (MPa)	8.86	0,70

determined from the study of Hoek and Brown (1997). GSI value of the limestone was estimated a equation below:

$$GSI = RMR_{89} - 5 \quad (\text{Hoek et al., 1995}).$$

Two GSI values, estimated minimum and maximum RMR values are 29 and 54 respectively. Rock mass constants m_l (m_i constant for micritic limestone was found

from Table 2 of Marinos and Hoek, 2001). s and a were determined from GSI values using formulas given below. Intact rock constant for micritic limestone (m_i) was found from Table 2 of Marinos and Hoek(2001). Rock mass constants calculated equations belovew if $GSI > 25$

$$m_b/m_i = \exp[(GSI-100)/28]$$

$$s = \exp[(GSI-100)/9]$$

$$a = 0.5$$

generalised empirical failure criterion is as follows (Hoek et al., 1995)

$$\sigma_1^l = \sigma_3^l + \sigma_C [m_b(\sigma_3^l/\sigma_c) + s]^a$$

where σ_1^l is effective major principal stress σ_3^l is effective minor principal stress and σ_C is uniaxial compression strength of intact rock. Rock mass constants, GSI and uniaxial compression strength value are presented in Table 7.

7. EMPIRICAL APPROACHS FOR IN-SITU TESTS

In-situ of deformation modulus of the

limestone rock mass estimated different methods: suggested the following equations.

$Ed_1 = 10^{(RMR-10)/40}$, GPa (applicable for $RMR < 50$) - Serafim and Pereira (1983)

$Ed_2 = 2 RMR-100$, GPa (applicable for $RMR > 50$) - Bieniawski (1978).

The correlation of the Hoek and Brown (1997) modified the correlation Serafim and Pereira (1983) for poor rocks ($UCS < 100$ MPa) after replacing RMR by GSI as follows

$$Ed_2 = (\sigma_c/100)^{0.5} \cdot 10^{(GSI-10)/40}$$

The results are presented in Table 8.

Table 8. Insitu-deformation modulus of the limestone rock mass

	Value _{min}	Value _{max}
Ed ₁ 3.98	GPa	18
Ed ₂ 1.79	GPa	13.09

8. STABILITY ANALYSIS FOR SLOPES

Kinematic analysis should be used for recognition of the potential problems of slope stability. In analysing rock slope stability, the most important factor to be considered is the geometry of the rock mass most likely to fail. In this analysis geometry of slope, relative orientations of critical features, possible type of failure and shear test parameters must be well defined. These parameters along the probable discontinuities, which may guide the movement, on both abutments were estimated for stability analysis.

Kinematic analyses were carried out after identifying the dominant discontinuity sets on both left and right banks of the reservoir area using equal-area spherical projection techniques. The expected slope directions on the left and the right banks were determined as N 60 W / 45 NE and N 60 W / 45 SW.

On the left bank, the direction of wedge formed by the intersection of discontinuity sets D2 and D3. However, intersection face inclination (23°) is smaller than internal friction angle (34°) so that it is safe for wedge and plane failure. The expected instability is toppling failure due to the discontinuity set D1.

On the right bank the direction of wedge formed by the intersection of discontinuity sets D1 and D2 is NE. However, slope direction is SW. Therefore it does not lead to instability. And right bank is fully safe due to wedge failure.

9. CONCLUSIONS

The Türkşereflı dam will be built on limestone basement of the Cretaceous age. Description of discontinuities was carried out in accordance with ISRM (1981). Joint spacing mainly ranges from 20-60 mm. Some joint spacing was observed at 60-200 mm, persistence is between 3 to 10 m. Discontinuity aperture ranges 0.5 to 2.5 mm and infilling materials are mostly clay, rarely calcite and sand.

Due to pumping Lugeon tests, limestone is slightly permeable and grouting is necessary to prevent seepage under the dam foundation. Alluvium has been determined as highly permeable and

it will be removed using cut-off method

Talus on the both bank of the dam also removed before construction of the surface engineering structure.

Laboratory tests on limestone core samples were carried out to find the physico-mechanical properties. Uniaxial compression tests yields, limestone is in the medium- strength rock group.

Evaluation of rock mass characterization, indicates that limestone is poor to fair rock mass quality

Kinematic analyses show that left and right banks of Türkerefli dam were fully safe to plane and wedge failures. But the only expected stability problem is toppling failure for the left bank. The steeply dipping discontinuities, dominant joint-bounded rock bodies are naturally buttressed by another blocks which may prevent the toppling failure and the slope can be stable. The analytical stability analysis was not carried since the kinematic analysis indicates stability at higher slope angles than are present

Engineering geological investigation, testing material and estimations indicate that earth-fill dam can be safely built at the dam site

10. ACKNOWLEDGEMENT

I would like to thank to DSI managers and site engineers for their help and permission to write this paper.

11. REFERENCES

Bieniawski, Z.T., 1978 .Determining rock mass deformability. Experience from case Histories. *Int.Jr. Rock. Mech. And*

Min.& Geomech.Abstr. 15,237-247

Bieniawski, Z.T., 1989. *Engineering rock mass classifications*. New York: Wiley.25/pp.

Diederichs, M.S. and Hoek, E., 1989, *DIPS 2.2. Advanced Version Computer Programme, Rock Engineering Group, Department of Civil Engineering, University of Toronto Press*

DSI. 1999. *Ankara Türkerefli Gölet projesi, Türkerefli Göleti Planlama aşaması jeoteknik raporu (Unpublished)*.

Hoek, E and Brown, E.T., 1997 *Practical estimates of rock mass strength* *Int. J. Rock.Mech. And Min. Sci. Geomech. Abstr.*, 34 (8), 1165-1186.

Hoek, E., Kaiser, P. K. Bowden, W. F., 1995. *Support of underground excavations in hard rock*, Rotterdam; A.A. Balkema.

ISRM, 1981. *Rock Characterization, Testing and Monitoring. ISRM Suggested Methods* (Brown, E.T. ed.). Pergamon Press.

Lugeon, M. 1933 *Barrages et geologie*, Dunod, Paris.

Marinos., P Hoek., E 2001 *Estimating the geotechnical properties of heterogeneous rock masses such as flysch* *Bull. Eng. Geol. Environ.* 60: 85-92,

Serafim, J.L. and Pereira, J.P., 1983, *Consideration of the geomechanical classification of Bieniawski*. *Proc. Int. Symp. On Engineering Geology and Underground Construction. Lisbon, I (II)*, 33-44.

Özsan, A. and Akin, M., 2002 *Engineering geological assessment of the proposed Uruç Dam, Turkey*. *Engineering Geology* ,66, 3-4, 271-281.

**UNTERSUCHUNG DER IM MERSIN-ADANA-GEBIET BEI DER
BETONHERSTELLUNG ANGEWANDTEN ZUSCHLAGSTOFFE
BEZÜGLICH DER ALKALI-AGGREGATE-REAKTION**

Fevzi ÖNER, Sedat TÜRKMEN

Mersin Ü., Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Mersin/Türkiye

ZUSAMMENFASSUNG : In der Mersin-Adana-Region sind zwei Zementwerke (Adana und Çimsa) mit Fertigbetonanlagen in Betrieb. Sie benutzen bei der Betonherstellung Sand und Kies aus den Flüssen Göksu und Ceyhan, sowie gebrochenes Material aus den Kalksteinbrüchen Yusufziya und Sucular. An Betonzuschläge werden bestimmte Anforderungen gestellt. Eine dieser Forderungen ist die Abwesenheit von alkalireaktiven Komponenten in Aggregaten. Die Existenz von solchen Materialien in Zuschlagstoffen führt zu sogenannten Alkali-Aggregate-Reaktionen, die im Beton Rißbildungen verursachen und damit die Haltbarkeit, vor allem aber die Lebensdauer des Betons nachteilig beeinflussen.

Im Rahmen dieser Arbeit wurden die in der Mersin-Adana-Region bei der Betonherstellung eingesetzten Zuschlagstoffe (Kies, Sand und gebrochene Kalksteine) im Hinblick auf die Alkali - Aggregate - Reaktion untersucht.

Die Ergebnisse der eingesetzten Methoden (petrographische, ASTM C-586, ASTM C-1105 und ASTM C-289 Tests) weisen darauf, daß die in dieser Region zur Betonherstellung angewandten Zuschlagstoffe hinsichtlich der Alkali-Aggregate-Reaktion nicht reaktiv sind.

**MERSİN – ADANA BÖLGESİNDE BETON YAPIMINDA KULLANILAN
AGREGALARIN ALKALİ-AGREGA REAKSIYONU AÇISINDAN
İNCELENMESİ**

ÖZET : Mersin-Adana bölgesinde iki büyük çimento fabrikası ve bu fabrikalara ait hazır beton üreten üniteler bulunmaktadır. Hazır beton üretiminde genelde Göksu ve Ceyhan nehirlerinden alınan agregalar kullanılmaktadır. Ayrıca Yusufziya ve Sucular kireçtaşları ocaklarından elde edilen kirmataş da agreba olarak kullanılmaktadır.

Beton yapımında kullanılan agregaların alkali reaktivite özelliklerinin bilinmesi gereklidir. Agrega olarak kullanılan malzemenin reaktif bileşikler içermesi durumunda alkali-agrega reaksiyonu oluşmaktadır, bu durum betonlarda çatlak oluşturarak dayanımını azaltmaktadır.

Bu çalışma kapsamında Mersin-Adana bölgesinde hazır beton yapımında kullanılan agregalar alkali-agrega reaksiyonu açısından incelenmiştir. Uygulanan petrografik ve kimyasal testlerin (ASTM C -586, ASTM C -1105 ve ASTM C -289) sonucunda beton yapımında kullanılan Göksu ve Ceyhan nehirleri çakılları ile Sucular ve Yusufziya taşocagi agregalarının reaktif olmadıkları saptanmıştır.

1. EINLEITUNG

Die wichtigsten und am häufigsten angewandten Qualitätsparameter für Beton sind Druckfestigkeit und Haltbarkeit. Die Betonhaltbarkeit ist eine der wichtigsten Konstanten, von der auch die Druckfestigkeit des Betons abhängt. Die Haltbarkeit des Betons wird von äußeren Faktoren wie z.B. Tausalze, gasförmigen Oxyden u.s.w. sowie von inneren Kräften, die durch chemische Reaktionen zwischen verschiedenen Betonkomponenten entstehen können, beeinflußt.

Die Alkali-Aggregate-Reaktion ist ebenfalls ein chemischer Vorgang, der zwischen einem Teil der Zuschlagstoffe und der vom Zementleim herstammenden alkalinen Porenlösung stattfindet. Die opalhaltigen Gesteine, Flinte, glasreiche Vulkanite und Mg-haltige Bestandteile von Zuschlagstoffen reagieren sehr schnell mit Alkalien der Porenlösung und führen zur Bildung von Gelen (Milanesi und Batic 1994; Türker und Erdogan, 1998). Je nach der reaktiven Komponentenart wird zwischen Alkali-Silika-Reaktion (ASR) und Alkali-Karbonat-Reaktion (AKR) unterschieden. Die nach solchen Reaktionen entstehenden neuen Phasen haben die Eigenschaft aus der Umgebung ständig Wasser aufzunehmen und sich infolgedessen auszudehnen (Kalmış, 1997). Durch solche Ausdehnungsprozesse kommt es mit der Zeit zu Rißbildung auf der Betonoberfläche, die nachteilig auf die Haltbarkeit und Lebensdauer des Betons einwirken. Solche Rißbildung wurden

z.B. an einigen Betonbauten (Autobahn zwischen Gerede und Ankara, Autobahnring um Ankara), die vor zehn Jahren gebaut wurden, festgestellt (Curtil und Habita 1994). Eine Alkali-Aggregate-Reaktion kann im Beton nur dann ablaufen, wenn ausreichende Feuchtigkeit, reaktive Aggregateanteile und hohe Alkalihydroxidgehalte vorliegen (Gillot und Rogers 1994; Swamy 1967; Türker und Erdogan 1998). Die Geschwindigkeit der Reaktion wird von verschiedenen Faktoren beeinflußt. Vor allem die Temperatur und Luftfeuchtigkeit, welche im Mersin-Adana-Gebiet besonders hohe Werte aufweisen, erleichtern und beschleunigen nachdrücklich solche Reaktionen (Gillot und Rogers 1994, Johansen et al. 1995; Sahayan 1998).

2. VERSUCHSMATERIALIEN UND UNTERSUCHUNGSMETHODEN

Die Zuschlagstoffe für Betonherstellung in der Mersin-Adana-Region werden von folgenden Stellen gewonnen:

- Sand und Kies aus den Flüssen Ceyhan und Göksu.
- Gebrochener Kalkstein aus dem Kalksteinbruch Sucular (Permisches Alter).
- Gebrochener Kalkstein aus dem Kalksteinbruch Yusufziya (Obere Kreide).

Um die Qualität der in diesem Gebiet angewandten Aggregate festzustellen wurden verschiedene Methoden angewandt. Zur Bestimmung der mineralogischen Bestandteile wurden von allen Proben Dünnschliffe angefertigt und

**UNTERSUCHUNG DER IM MERSIN-ADANA-GEBIET BEI DER BETONHERSTELLUNG
ANGEWANDTEN ZUSCHLAGSTOFFE...**

unter dem Mikroskop untersucht. Zusätzlich wurden von allen Proben Pulverpräparate hergestellt und mittels Röntgendiffraktometrie (RD) analysiert. Zur Ermittlung der chemischen Zusammensetzung des Aggregats wurde die Röntgen-Fluoreszenz-Analyse (RFA) eingesetzt.

Zur Feststellung der Reaktivität von Aggregaten wurden die ASTM C-298 (Alkali-Silika-Reaktion), ASTM C-586 und ASTM C-1105 (Alkali-Karbonat-Reaktion) Testmethoden angewandt. Dazu wurden die Zuschlagstoffe nach TS 706 auf eine bestimmte Korngröße gebracht und bei mit unterschiedlichen Zementarten (TS 19, TS 10156 und TS 12143) nach TS 802 gebildeten Beton-Wasser-Aggregat Mischverhältnissen hergestellten Prismen angewandt. Bei diesem Test (ASTM C289-94) wird eine Aggregatmenge von 25 g, die Korngrößen zwischen 300-150 mm aufweist, in einer 1 N NaOH Lösung 24 Stunden lang bei 80 °C stehengelassen. Nach 24 Stunden wird die Lösung vom Festmaterial durch Filtrieren getrennt und das gelöste SiO₂ (entspricht Sc in der Abb. 2) gravimetrisch bestimmt. Die Abnahme der Alkaliniät (Rc) wird titrimetrisch aus der gleichen Lösung ermittelt.

Die Längenveränderungen der reinen Aggregate wurden nach ASTM C586-92 und die der Betonprismen nach der ASTMC 1105-95 bestimmt. Zur Herstellung der Betonprismen wurde Compose-Portlandzement, dessen Na₂O eq-Verhältnis bei 1.2 % liegt, verwendet. Die Mischung von Zement, Wasser und

Aggregaten zur Herstellung der Betonprismen wurde nach TS 706 vorgenommen. Die nach TS 706 hergestellten Mischungen sind in der Tab. 1 prozentual dargestellt.

Tabelle 1. Die Mischungsverhältnisse von Aggregat, Zement und Wasser bei der Betonprismenherstellung nach TS 706

Material Meng in %	Sucular- Kalkstein	Yusufziya - Kalkstein
Zement	12	12
Wasser	6.4	6.4
Probe 1	34.3	32.7
Probe 2	47.3	48.9
Gesamt	100	100

Die hergestellten Mischungen wurden in Aussteckformen gegossen und bei 23°C und 90 % Luftfeuchtigkeit 24 Stunden lang liegengelassen. Die so erhaltene Formen wurden dann in einer wäßrigen Lösung, die an Kalk übersättigt ist, stehengelassen. Nach 30 Minuten wurde die erste Länge gemessen und zwei weitere Abmessungen wurden jeweils nach 30 minütiger Wartezeit durchgeführt. Die eigentlichen Messungen wurden dann über eine längere Zeit in bestimmten Intervallen (siehe Tab. 2) durchgeführt. Die Längenveränderungen bei den Betonprismen wurden nach der folgenden Formel ermittelt;

$$l = [(l_1 - l_0) / l_0] * 100$$

l: in bestimmten Perioden gemessene

Längenveränderung in %

l_0 : Erste Messung in der jeweiligen Periode

l_1 : Letzte Messung in der jeweiligen Periode

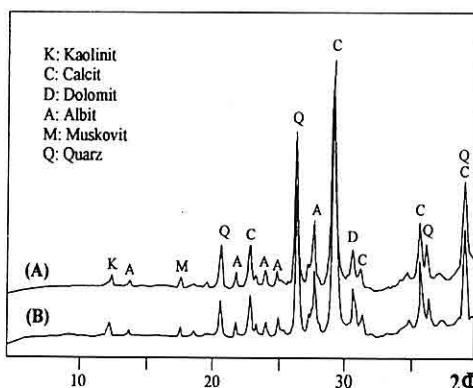


Abb. 1. XRD- Aufnahmen von Proben aus den Flüssen Ceyhan (A) und Göksu (B).

3. ERGEBNISSE DER UNTERSUCHUNGEN

Die aus dem Kalkstein von Yusufziya und Sucular Kalksteinbrüchen gewonnenen Betonzuschläge setzen sich hauptsächlich aus Calcit zusammen, wobei als Nebenkomponent Dolomit vorkommt. Diese mineralogische Zusammensetzung wird durch die chemische XRF-Analyse bestätigt. Als Hauptoxyd kommt CaO vor, dessen Anteil durchschnittlich 55.6% beträgt. Die Gehalte der übrigen Oxyde (SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO , Na_2O , K_2O , TiO_2) liegen unter 1 %. Der Glühverlust beträgt im Mittel 42.9 %. Am Aufbau der Substanz aus den Flüssen Ceyhan und Göksu sind mineralogisch Quarz, Calcit, Dolomit, Kaolinit, Muskovit, Feldspäte und Hematit beteiligt (siehe Abb.1).

Im Dünnenschliff wurden in einigen Proben Mikroquarzkomponente (Hornsteine) beobachtet. Nach XRF-Analysen besteht das Material aus dem Fluß Ceyhan im Durchschnitt aus 55.7 % SiO_2 , 6.3 % Al_2O_3 , 12.1 % CaO , 5.4 % Fe_2O_3 , 3.1 % MgO , 0.7 % K_2O , 1.5 % Na_2O und 0.3 % TiO_2 . Die chemische Zusammensetzung von Sand und Kies aus dem Fluß Göksu beläuft sich auf 47.3 % SiO_2 , 3.9 % Al_2O_3 , 1.67 % Fe_2O_3 , 25.4 % CaO , 2.2 % MgO , 1.01 % K_2O , 0.80 % Na_2O . Der Glühverlust dieses Materials liegt durchschnittlich bei 24 %.

Um die Alkali-Silika-Reaktivität von Zuschlagstoffen festzustellen wurde die ASTM C 298-95 Testmethode eingesetzt. Die Ergebnisse sind in der Abb. 2 dargestellt, woraus hervorgeht, daß sämtliche Werte der untersuchten Proben in das Nichtreaktiv-Feld fallen.

Alkali-Karbonat-Reaktivitätsversuche wurden an reinen Aggregatproben sowie mit Betonprismen nach den Testmethoden ASTM C 586-92 und ASTM C 1105-92 durchgeführt. Die Ergebnisse sind in der Tab. 2 und 3 und in der Abb. 3 dargestellt. Wie es aus der Tab. 2, 3 sowie Abb. 3 hervorgeht, liegen die Längenveränderungen sowohl von reinen Aggregaten als auch daraus hergestellten Betonprismen unter dem vorgegebenen Grenzwert nach der Testmethode ASTM C 586-92, nämlich unter 0.1 % /a.

Die Ergebnisse der eingesetzten Methoden deuten darauf, daß die zur Betonherstellung verwendeten Zuschlagstoffe in der Mersin-Adana-Region in Hinsicht der Alkali-Aggregate-Reaktion nicht reaktiv sind.

**UNTERSUCHUNG DER IM MERSIN-ADANA-GEBIET BEI DER BETONHERSTELLUNG
ANGEWANDTEN ZUSCHLAGSTOFFE...**

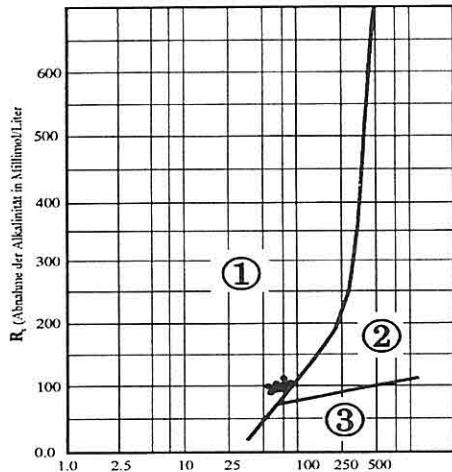


Abb. 2 Die Lage der untersuchten Proben im Diagramm nach ASTM C 289-95, Feld 1: nicht reaktiv, Feld 2: reaktiv, Feld 3: sehr reaktiv.

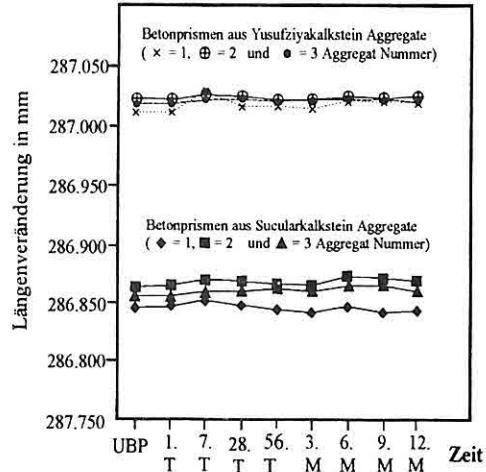


Abb. 3. Längenveränderung bei den Betonprismen nach ASTM C 1105 -95 Testmethode.
(UBP: Unbehandelte Betonprisme,
T: Tag und M: Monat)

Tabelle 2. Längenveränderung der reinen Aggregate von Sucular und Yusufziya-Kalksteine nach der ASTM C586 - 92 Testmethode

Zeit und Messung	Kalksteinaggrate von Sucular (mm)			Kalksteinaggregate von Yusufziya (mm)		
	1	2	3	1	2	3
Aggregat Nummer	1	2	3	1	2	3
Unbehandelte Proben	40.052	39.600	39.948	38.698	39.416	39.959
Messung nach 1. Woche	40.055	39.601	39.946	38.699	39.416	39.960
Messung nach 2 Wochen	40.062	39.600	39.950	38.699	39.419	39.961
Messung nach 3 Wochen	40.062	39.595	39.955	38.694	39.419	39.959
Messung nach 4 Wochen	40.062	39.595	39.955	38.693	39.419	39.965
Messung nach 8 Wochen	40.065	39.594	39.952	38.694	39.418	39.965
Messung nach 12 Wochen	40.060	39.595	39.954	38.695	39.417	39.966
Messung nach 16 Wochen	40.050	39.595	39.947	38.695	39.415	39.963
Messung nach 20 Wochen	40.048	39.590	39.948	38.690	39.416	39.959
Messung nach 24 Wochen	40.049	39.591	39.948	38.693	39.416	39.960
Messung nach 28 Wochen	40.049	39.591	39.947	38.694	39.416	39.962
Messung nach 32 Wochen	40.049	39.592	39.948	38.694	39.415	39.960
Messung nach 36 Wochen	40.050	39.592	39.945	38.695	39.412	39.957
Messung nach 40 Wochen	40.050	39.590	39.945	38.692	39.415	39.961
Messung nach 44 Wochen	40.051	39.590	39.947	38.690	39.414	39.962
Messung nach 48 Wochen	40.050	39.591	39.946	38.692	39.416	39.962
Messung nach 52 Wochen	40.051	39.592	39.948	38.693	39.417	39.961
Längenveränderung (mm)	0.001	0.008	0.001	0.005	-0.001	-0.002

Tabelle 3. Längenveränderung bei den Betonprismen nach ASTM C 1105 - 95
Testmethode.

Zeit und Messung	Kalksteinaggrerate von Sucular (mm)			Kalksteinaggregate von Yusufziya (mm)		
	1	2	3	1	2	3
Aggregat Nummer	1	2	3	1	2	3
Unbehandelte Proben	286.845	286.863	286.856	287.012	287.022	287.018
Messung nach 1. Tag	286.846	286.864	286.856	287.012	287.022	287.018
Messung nach 7. Tagen	286.852	286.870	286.860	287.028	287.026	287.022
Messung nach 28. Tagen	286.848	286.868	286.860	287.016	287.024	287.022
Messung nach 56. Tagen	286.844	286.866	286.862	287.016	287.022	287.020
Messung nach 3. Monaten	286.842	286.865	286.860	287.014	287.022	287.022
Messung nach 6. Monaten	286.846	286.872	286.864	287.02	278.024	287.022
Messung nach 9. Monaten	286.841	286.871	286.865	287.021	287.023	287.022
Messung nach 12. Monaten	286.843	286.869	286.859	287.019	287.024	287.020
Längenveränderung (mm)	0.002	-0.006	-0.003	-0.007	-0.002	-0.002

4. SCHLUßFOLGERUNG

Die klimatischen Bedingungen (hohe Temperatur und Feuchtigkeit) in der Mersin-Adana-Region sind für Rißbildung, welche durch Alkali-Aggregate-Reaktion entstehen können und zur Zerstörung der Betonbauten führen, sehr geeignet.

Im Rahmen dieser Arbeit wurden die in dieser Region verwendeten Aggregate bezüglich ihrer mineralogischen Zusammensetzung und der Alkali-Aggregate-Reaktion mittels unterschiedlicher Testmethoden untersucht. Die Ergebnisse zeigen, daß die in der Mersin-Adana-Region abgebauten Aggregate hinsichtlich der Alkali-Aggregate-Reaktion ohne Probleme bei der Betonherstellung eingesetzt werden können.

5. LITERATURVERZEICHNIS

American Society for Testing and Materials. Annual Book of ASTM Standards, 1996, Section 4, Construction, 04.02, Concrete and Aggregates, C 298-94, Standard test method for potential alkali-silica reactivity of aggregates (Chemical Method), ASTM, pp. 156-161.

American Society for Testing and Materials. Annual Book of ASTM Standards, 1996, Section 4, Construction, 04.02, Concrete and Aggregate, C 586-92, Standard test method for alkali reactivity of carbonate rocks for concrete aggregates (Rock Cylinder Method), ASTM, pp. 282-285.

American Society for Testing and Materials. Annual Book of ASTM Standards, 1996, Section 4, Construction 04.02, Concrete and

UNTERSUCHUNG DER IM MERSIN-ADANA-GEBIET BEI DER BETONHERSTELLUNG
ANGEWANDTEN ZUSCHLAGSTOFFE...

- Aggregate, C 1105-95, Standard test method for length change of concrete due to alkali-carbonate rock reaction, ASTM, pp. 566-569.
- Curtil, L. and Habita, M. F., 1994, Study of the alkali-aggregate reaction on concrete prisms. *Cement and Concrete Research*, Vol. 24, No. 3, pp. 473-478.
- Gillott, J. E. and Rogers, C. A., 1994, Alkali-aggregate reaction and internal release of alkalies. *Magazine of Concrete Research*, Vol. 46, No. 167, pp. 99-112.
- Johansen, V., Thaulow, N., Skalny, J., 1995, Internal reactions causing cracking of concrete. *Concrete Precasting Plant and Technology*, Issue 11, pp. 56-58.
- Kalmış, M., 1997, Alkali-Silika Reaksiyonu, *Hazır Beton*, Sayı 48, Ağ-Eyl.
- Milanesi, C. A. and Batic, O. R., 1994, Alkali reactivity of dolomitic rock from Argentina. *Cement and Concrete Research*, Vol. 24, No. 6, pp. 1073-1084.
- Sahayan, A., 1998, Effects of NaOH and NaCl solutions and temperature on the behavior of specimens subjected to accelerated AAR tests. *Cement and Concrete Research*, Vol. 28, No. 1, pp. 25-31.
- Swamy, R., N., 1967, Alkali-aggregate reactions in concrete: Material and Structural Implications. pp. 553-581.
- Türk Standartlar Enstitüsü, 1997, Çimento Portland-Kompoze, TS 12143.
- Türk Standartlar Enstitüsü, 1980, Beton Agregatları, TS 706.
- Türk Standartlar Enstitüsü, 1985, Beton Karışım hesap esasları, TS 802.
- Türker, P. ve Erdogan, B., 1998, Alkali-silika reaksiyonu. *Çimento ve Beton Dünyası*, Sayı: 13, Haziran.

**GERMANIUM CONTENTS OF CARBONATE – HOSTED PB-ZN ORES
OCCURRING IN ALADAĞ DISTRICT (ZAMANTI-NİĞDE)**

M. Gürhan YALÇIN, Sait METİN, Sinan ALTUNCU, Emin ÇİFTÇİ

Niğde University, Department of Geological Engineering, Niğde/Turkey

ABSTRACT: *The Aladağ district is consisted of Devonian –lower Cretaceous allochthonous Yahyalı nappe, Siyah Aladağ, Minaretepeler, Çataloturan, Beyaz Aladağ nappes, ophiolitic melange, Belemedik sequence, Tertiary deposits, and moraines. Zn mineralizations containing significant germanium is associated with the Yahyalı and Minaretepeler nappes and blocks occurring within the ophiolitic melange. Except for the Aladağ-Delikkaya deposit, which has dominantly stockwork ore mineralizations, the other carbonate-hosted Zn-Pb mineralizations are deposited along the fault zones striking N-S and NE-SW.*

The Niğde-Aladağ mineralizations consist of sphalerite, galena, pyrite, and freibergite as the primary sulfide minerals and smitsonite, anglecite, goethite and lepidocrocite as the secondary oxide-hydroxide-carbonate minerals. Chemical analyses (AAS) carried out on the sulfide ore samples indicated that average germanium content is highly significant in comparison with the world norms.

ALADAĞ BÖLGESİ (ZAMANTI-NİĞDE) KARBONATLI ÇINKO-KURŞUN CEVHERLEŞMELERİNİN GERMANYUM İÇERİKLERİ

ÖZET: *Devoniyen – Alt Kretase zaman aralığında çökelmiş olan Aladağ Bölgesi formasyonları nap yapıları allokton Yahyalı, Siyah Aladağ, Mineratpeler, Çataloturan, Beyaz Aladağ namları, ofiyolitli melanji, peridotit nampı, Belemedik istifi, Tersiyer çökelleri ve morenlerden oluşur. Germanyumlu çinko cevherleşmeleri Yahyalı, Minaretepeler namları ve ofiyolitli melanji içindeki bloklarda gözlenmiştir. Ağsal damar özellikleindeki Aladağ-Delikkaya yatağı dışındaki karbonatlı çinko-kurşun cevherleşmeleri, kuzey- güney ve kuzeydoğu- güneydoğu yönlü faylar boyunca yataklanmıştır.*

Karbonatlı çinko cevherleşmesini, sülfid minerali olarak sfalerit, galenit, pirit ve freiberjıt; oksit-karbonat mineralleri olarak smitsonit, serizit, anglezit, götit ve lepidokrosit oluşturmaktadır. Sülfitli cevher örneklerinde yapılan kimyasal analizlere göre germanyumin aritmetik ortalaması 9,6 ppm olarak bulunmuştur ki bu değerler dünya normlarına göre oldukça önemlidir.

1. INTRODUCTION

Average germanium content in the earth crust is 0.0004 wt.%. It is about 0.03 wt.% and 6.4-7.8 wt.% in enargite and in reinerite, respectively. Germanium occurs as trace element in some base metal minerals and coal deposits as well. It generally goes undetected through smelting or combustion processes and eventually becomes dissipated or lost particularly in zinc and fuel ashes. Most significant reserves of germanium are associated with sphalerite ores (ZnS) in the USA. Consequently, production rate and reserves are greatly dependent on Germanium rich zinc ore production rate and reserves.

Germanium consumption in infrared optics had become predominant since 1970's. Germanium as a major constituent of high index optical core is used in fiberglass light guides in long-distance telecommunication systems. It is also used in wide-angle camera lenses, microscope objectives, infrared and laser devices due to its high refractive index. Germanium also has important applications in metallurgy, chemotherapy, and polymer chemistry. Primary Ge-bearing minerals normally deposit at low and moderate temperatures during primary sulfide mineralization. Secondary germanium minerals may be formed through alteration of the primary sulfide minerals by oxidizing and/or more basic ground waters.

In the USA, there are two deposits currently being mined for germanium production; one of them is in Tennessee where germanium is produced from Ge-

rich zinc sulfide ore and the other produces germanium from a previously exploited copper mine. In addition to those two, there are also four refinery plants in New York, Oklahoma, Pennsylvania, and Texas. In 1983, Belgium and the USA were world leaders in production of refined germanium. Belgium produces germanium from oxide concentrates imported from Africa and the other European countries. Because there is no available data on germanium content of zinc ores that have been mined and currently being mined, total world reserves of germanium is not known. It is estimated that the USA has 500, Canada has 700, Zaire has 200, and the European countries combined have 800 tones of germanium reserves. World potential of coal-associated germanium is estimated to be around 4500 tones. World production of germanium is approximately 80 tones per year.

The Aladağ district in the Taurus mountain belt is located between Adana to the east and Ecemiş Fault zone to the west (Fig. 1). A great number of researchers have previously investigated this region and its surroundings. Some of these studies include Blumenthal (1952), Gümüş (1964), Metag and Stolberger (1971), Özgül (1976), Tekeli (1980), Çalapkulu (1980), Tekeli et. al (1981), Ayhan (1983, 1985), Ayhan et. al (1984), Tüzün (1985), Çevrim et. al (1986) Çağatay and Arman (1989), Temur (1992), Yalçın (1997), Altuncu (2000) and Yalçın and Altuncu (2000). In this study, germanium contents of the Zn-Pb ores and

its potential associated with mineralizations occurring in the Aladağ district were investigated.

Analytical techniques employed in this research include the Atomic Absorption Spectroscopy (AAS), the Electron Probe Microanalysis (EPMA) and the Reflected Light Microscopy (RLM). Selected samples from the area were examined and germanium contents of the sulfide minerals were evaluated with optical observations.

2. GENERAL GEOLOGY

The Aladağ district, surrounded by the Adana basin to the east and by the Ecemis Fault zone to the west within the Taurus Mountains chain, is composed of Devonian-Cretaceous lithologies including allochthonous and thrusted Yahyalı, Siyah Aladağ, Minaretepeler, Çataloturan, Beyaz Aladağ nappes, ophiolitic melange, peridotite nappe, Belemedik sequence, Tertiary deposit, and moraines (Fig. 1). In structural evolution of the Aladağ district, three different periods had been substantially effective. The first period was upper Triassic – lower Cretaceous during which the district was a stable continental margin. The second event is in Cenonian during which disintegration of the continental margin occurred. In Maestrichtien, the first ophiolite emplacement took place. The third period during which emplacement of allochthonous ophiolitic nappe and mountain formation by napping of the continental margin occurred (Altuncu, 2000). Zinc mineralizations containing

significant germanium was observed in blocks within the ophiolitic melange around Yahyalı. Except for the Aladağ – Delikkaya deposit, where stockwork ore mineralization is prevalent the other Zn-Pb carbonate ore formations deposited along the faults striking N-S and NE-SW.

3. FORMATION OF THE ZINC-LEAD CARBONATE ORES

Ispirtepe Mineralizations

They are observed in contact zone between ophiolitic melange of Cretaceous age and Minaretepeler dolomitic limestones of upper Triassic age. Ore mineralizations occur as crack/fracture filling in N-S striking fractures. Sulfide ore fragments and galena blocks are also widespread. The mineralizations are covered by moraine deposit in north of the study area.

Karagöl Mineralizations

The Beyaz Aladağ formation occupy large areas in the Aladağ district and it is generally barren with respect to ore mineralizations. The Karagöl mineralizations are hosted by limestone blocks occurring in ophiolitic melange, which is in contact with the Beyaz Aladağ formation in the study area.

Meydanyaylaşlı Mineralizations

They occur mainly as E-W striking veins of alternating dark galena and smithsonite within the layers of upper Triassic dolomitic limestones of the Minaretepeler sequence. The mineralizations are structurally controlled and restricted generally to E-W and ENE-

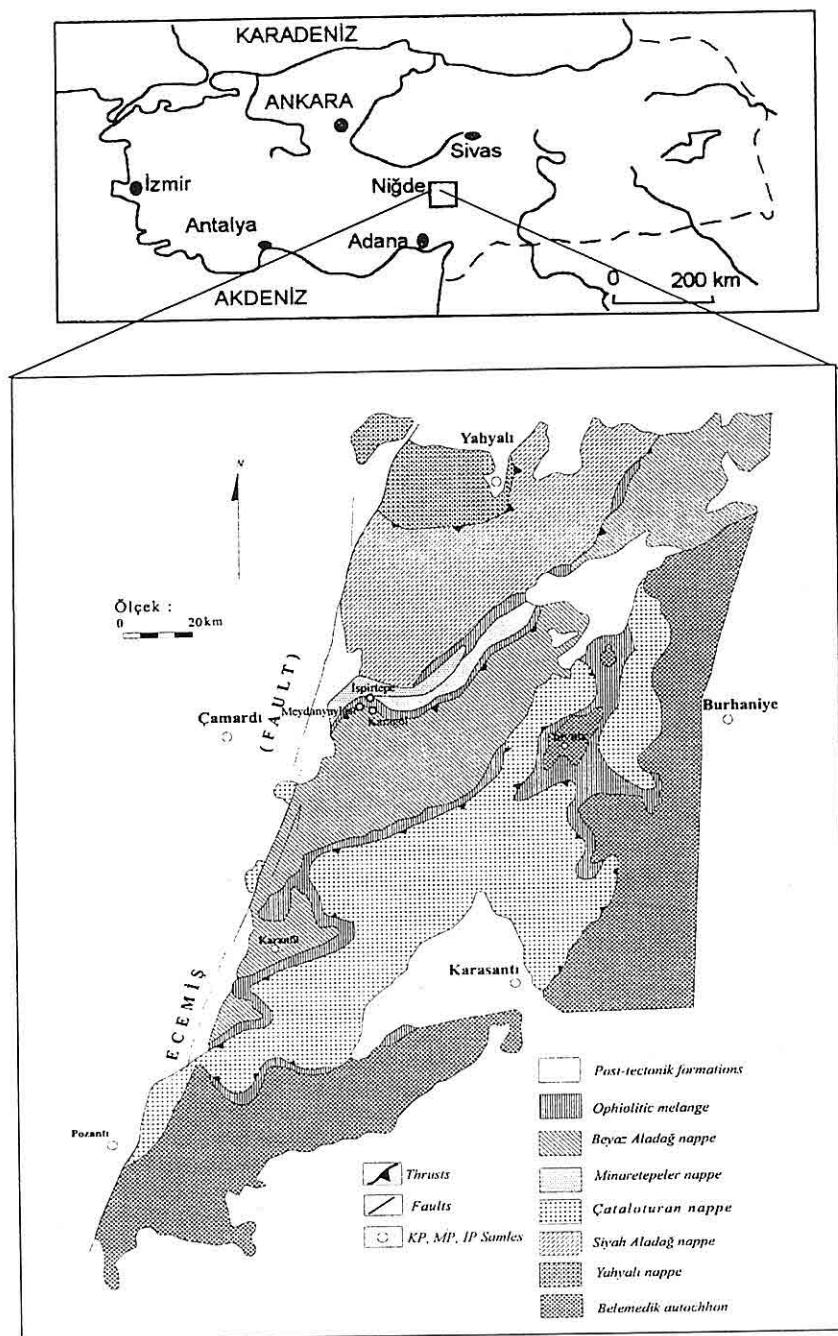


Figure 1. Generalized geologic map of Aladağ district (Ayhan, 1983).

WSW fracture systems. Host rocks are mainly dolomite and dolomitic limestones (Yalçın, 2000).

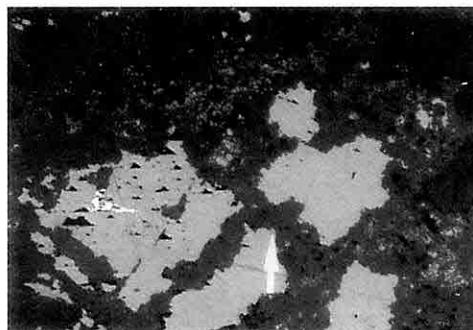
3.1. Ore Mineralogy

Major ore minerals are consisted of galena, sphalerite, pyrite, and freibergite as the primary sulfide minerals and of smitsonite, cerusite, anglesite, goethite, and lepidocrocite as the secondary oxide-hydroxide-carbonate minerals.

Sphalerite: It occurs as euhedral to subhedral large crystals (up to 1.3 m in size) and fillings within galena crystals indicating its late deposition (Fig. 2A and 2B). Iron content is always high (up to 0.8-1.3 wtp %) and it shows marginal alteration to smitsonite. High iron and cadmium content is signified by red internal reflection under the RLM.

with its well-developed cleavages and has grain sizes ranging between 200 and 400 μm . Due to strong oxidation, it is replaced first by anglesite and then by cerusite (Fig. 2A). Moreover, remnants of galena crystals up to 5-30 μm in across are observed in cerusite and smitsonite as well. In polished sections, triangular cleavage pits are commonly seen in galena crystals. It appears that most of the fractures developed parallel to the cleavages.

Pyrite: Pyrite is not very abundant in most of the samples examined. When present it occurs within galena with sizes ranging from 10 to 40 μm and as subhedral crystals in smitsonite. It is generally altered to Fe-oxide-hydroxide minerals.



A



B

Figure 2. (A) RLM micrograph of a polished section (sample: I.P.7) (Gl: galena, Sf: sphalerite, Se: cerusite, Ang: Anglesite; + 4x0.36 mm) and (B) RLM micrograph of a galena polished section (sample: I.P.8) (+ Nicol; 4x0.45 mm).

Galena: Galena is observed veining sphalerite crystals and sometimes envelopes it by forming rims around sphalerite. Galena is easily recognized

Freibergite: is present in galena-rich samples. It mostly occurs as micron sized (1-5 μm) encapsulations in galena. However, it also occurs within the other

sulfide minerals in lesser quantities.

3.2. Geochemistry of the Ore Mineralization and Germanium Content

10 samples composed mainly of primary sulfide ore minerals were analyzed for Fe, Si, Pb, Zn, Cu, Mn, Mg, Sb, Cd, Co, Ge, Ga, Ag, Ni, Cr, and Bi and average element contents were calculated for each (Table 1). Average zinc and lead contents are 21.71 wt.% and 13.42 wt.%, respectively. Ratio of the arithmetic means of zinc and lead contents is about 1.61. Generally, the Zn/Pb ratio is considered to be a significant characteristic of hydrothermal vein-type deposits. Besides, this ratio is highly variable for hydrothermal veins associated with acidic plutons. The ratio decreases with increasing distance from the source (Aslaner, 1977). Furthermore, antimony content of the mineralization, which is about 4850 ppm was considered to be typical for the deposits of this kind formed by the hydrothermal fluids (Yalçın, 1997 and 2000).

For the geostatistical evaluation of the results from the AAS analyses, class intervals for germanium data are taken as 2. Subsequently, germanium was observed to have the highest frequency in class interval 7 and 9. It is observed that the threshold value has 2 frequencies between classes 6 and 8. background has 0-1 frequency between classes 14 and 16 (Fig. 3A). Cumulative frequency curves for germanium are plotted according to

the frequencies used in figures below. According to those figures the background was determined between classes 14 and 16, the threshold between classes 8 and 10, and the anomalies between classes 6 and 8 (Fig. 3A and 3B).

The arithmetic means of the elements of interest having significance with respect to the formation temperatures acquired from the chemical analyses conducted on the primary sulfide minerals including galena, sphalerite, and pyrite and on the secondary minerals including smitsonite, cerusite, and anglesite are as follows; Cu=372.5 ppm, Sb=4850 ppm, Cd=1346.6 ppm, Co=40.9 ppm, Ni=89.5 ppm and Ag=24.6 ppm. According to the data obtained from the analyses, This investigation suggests that ore deposits of the district reveal general characteristics of primary hypogen-epigenetic ore mineralizations (Table 1).

Sphalerite and galena are the major sulfide ore minerals in the ore mineral paragenesis of the deposits occurring in the district. In near-surface portions of the deposits secondary smitsonite, anglesite, and cerusite become significant (Çopuroğlu, 1996). Ore mineral intergrowths including replacements, cross-cuttings, encapsulations and segregations indicate that the ore mineral precipitation occurred from multiple generations in different times rather than a concurrent precipitation.

*GERMANIUM CONTENTS OF CARBONATE – HOSTED PB-ZN ORES OCCURRING IN
ALADAĞ DISTRICT (ZAMANTI-NİĞDE)*

Table 1. Major and trace element contents of the ore samples collected from the study area (analyses by AAS) (KP: Karagöl deposit., MP: Meydanyaylası deposit., İP: İspirtepe deposit).

Samples	ELEMENTS															
	Pb %	Zn %	Fe %	SiO ₂ %	Cu Ppm	Cd Ppm	Sb Ppm	Ni Ppm	Co Ppm	Ge Ppm	Ga Ppm	Ag Ppm	Bi Ppm	Cr Ppm	Mn Ppm	TiO ₂ Ppm
KP1	19,88	25,58	5,19	9,68	500	1450	1700	90	80	17	9	27	29	9	210	181
KP5	31,73	25,16	4,77	8,72	200	1079	3200	110	16	9	7	39	29	3	210	192
MP2	17,89	27,26	10,16	18,89	500	1576	2300	90	60	6	8	28	73	3	290	169
İP2	1,38	35,56	12,90	15,96	300	1330	9100	80	50	8	9	7	36	2	600	116
KP3	67,21	0,93	5,40	6,33	200	1400	5800	130	18	12	6	23	93	7	52	163
MP1	29,88	28,19	5,67	12,13	500	1100	2900	80	60	6	7	31	18	2	210	174
İP17	3,69	15,02	9,58	14,77	350	1389	6700	75	35	7	8	25	37	5	150	177
MP9	15,77	1,13	10,98	5,58	425	1268	4900	90	20	10	6	34	46	8	78	189
İP3	2,58	19,54	12,77	13,59	465	1475	7200	80	40	8	9	13	21	7	450	147
KP11	4,23	0,72	4,69	7,88	285	1399	4700	70	30	13	7	19	27	3	77	151
Art. Mean	13,42	21,71	8,21	11,35	372,5	1346,6	4850	89,5	40,9	9,6	7,4	24,6	40,9	4,9	273,6	165,9

It is also determined that primary paragenesis of sulfide minerals include galena, sphalerite, pyrite, chalcopyrite, and freibergite, and paragenesis of the secondary carbonate with oxide and hydroxide minerals contain smitsonite, cerusite, anglesite, lepidocrocite, hydrozincite, and hematite. Even in some of carstic structures where smitsonite, cerusite and anglesite dominate, it is observed that galena with sphalerite generally occur at the center of grains as relics and they completely alter to smitsonite and cerusite in the outer zones.

A widespread tectonism have been effective in the Aladağ district and as a result of this, faults striking N-S and NE-SW are formed. They are also intersected

by late smaller faults striking E-W. Consequently, shear zones formed by those faults have possibly facilitated the ore deposition in the district by serving in basin preparation.

Proven zinc-lead ore reserves in the central and eastern Turkey is about 681,700 tones and the total reserve is estimated to be 2,452,500. tones. If the germanium content in those is also taken into consideration, total germanium reserves should be very significant.

RLM examinations, EPMA point analyses, and chemical analyses were carried out on the ore samples taken from the Aladağ district. According to all those analytical investigations, it is suggested that the ore formations took place from

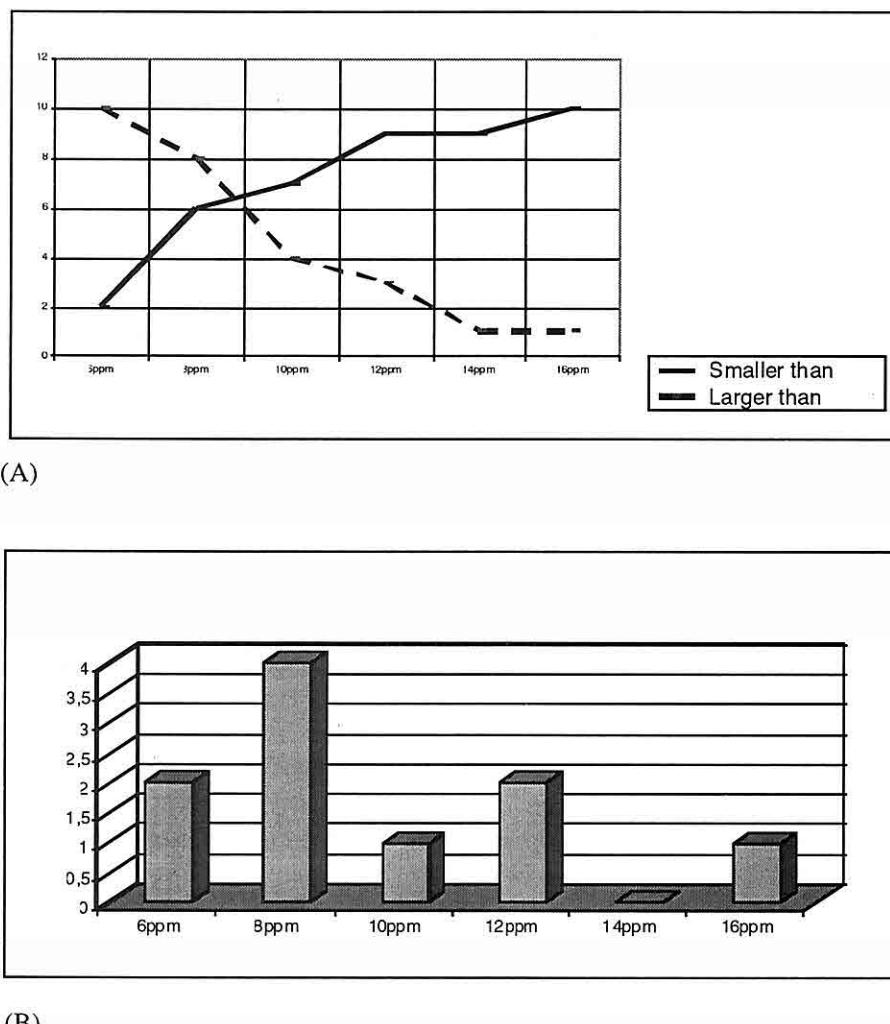


Figure 3. Cumulative frequency curves of germanium (A) and histograms showing the distribution of germanium contents of the samples (B).

hydrothermal fluids and later events mainly carstification and remobilization shaped those deposits.

4. RESULTS

The Aladağ district (Yahyalı-Çamardı)

is composed of allochthonous and napped Yahyalı, Siyah Aladağ, Çataloturan, Küçüksu, Minaretepeler, Üstkuşak and Beyaz Aladağ Limestones, ophiolitic melange, Tertiary sediments and moraines, which have formed during

Devonian-lower Cretaceous. The district is located in the central portion of Taurus Mountains chain. Geology of the district is rather complicated due to its napped structure. The Yahyalı, Küçüksu, Minaretepeler formations and ophiolitic melange contain most of the ore mineralizations. Except for the Aladağ-Delikkaya deposit, which has vein-like stockwork structure, the other zinc-lead carbonate ore formations dominate not only in the faults striking N-S and NE-SW but also in the faults that intersect those with the E-W direction.

The principle primary ore minerals are sphalerite and galena in the ore paragenesis of the deposits occurring in this district. Secondary smitsonite, anglesite and cerusite become significant in the near surface. Paragenetic minerals present as veining, replacements and encapsulations indicate their possible formations in different times.

The arithmetic means of the element contents have significance in their formation temperatures. Chemical analyses were conducted on the primary sulfide minerals including galena, sphalerite, and pyrite and on the secondary minerals including smitsonite, cerusite and anglesite to determine the arithmetic means of each element of interest. Results are as follows; Cu=372.5 ppm., Sb= 4850 ppm, Cd=1346.6 ppm, Co=40.9 ppm, Ni=89.5 ppm, and Ag=24.6 ppm.

According to the results from the statistical evaluation of data, class interval is taken as 2. Germanium has the highest

frequency value in the class interval of 7 and 9, the threshold value is 2 as frequency value between the class interval of 5 and 7; and the background is found to be beetwen 0 and 1 in the class interval of 14 and 16.

The RLM studies, EPMA point and AAS bulk analyses on the selected ore samples taken from the study area supports the idea that the Aladağ district zinc-lead carbonate ore minerals were deposited by the hydrothermals solutions and the deposit have taken their current form through carstification and remobilization processes, which have been active up to date.

Germanium, which is mostly produced as a by-product through extraction from the zinc ores (mainly sphalerite), is also acquired from recycling of refinery wastes formed during the pyro-metallurgical processes, heavy metal industry, dusts and scrapes, fuel ash, and volatile dusts. The total probable zinc-lead reseves in the central and eastern Anatolia is about 2,452,000. tones and the proven total reserve is approxamately 681,700. tones. When the germanium content of these deposits is concerned, it is obvious that germanium potential of the country will be very significant, but further studies are required in terms of mining benificiation and marketing.

5. REFERENCES

Altuncu, S., 2000, *Meydan Yayıları-Karagöl-İspirtepe karbonat içerikli Pb-Zn yataklarının mineralojisi ve jenezi, Niğde Üni. Unpublished M.S. Thesis, Niğde, s. 92 (in Turkish).*

- Aslaner, M., 1977, Türkiye bakır – kurşun- çinko yataklarının jeolojik bölgesel sınıflamasıyla plaka tektoniği yönünden incelenmesi, KTÜ yayın no 85, Trabzon, (in Turkish).*
- Ayhan, A., 1983, Aladağ (Yahyalı-Çamardı) yöresi karbonatlı kurşun-çinko yatakları, TJK bülteni, c 26, s 26, 107-116, (in Turkish).*
- Ayhan, A., Erbayar, M., 1985, Batı Zamanti (Aladağlar-Yahyalı) karboinatlı kurşun-çinko yataklarının jeokimyasal prospeksiyonu, MTA c 312, s 75-84, Ankara, (in Turkish).*
- Ayhan, A., Lengeranlı, Y., Çeltek, N., Aksoy, E., 1984, Aladağlar (Batı Zamanti) yöresi (Yahyalı-Çamardı) Jeolojisi ve kurşun-çinko etütleri, MTA derleme, rapor no 7501, s 196, (unpublished) (in Turkish).*
- Blumenthal, M., 1952, Toroslarda Yüksek Aladağ silsilesinin coğrafyası, stratigrafisi ve tektoniği hakkında yeni etüdler, MTA yayınları, No:6, 179 s., Ankara, (in Turkish).*
- Çağatay, A., Arman, B., 1989, Bolkardağ Sulucadere (Ulukışla-Niğde) kalay içerikli çinko-kurşun cevherleşmesinin mineralojisi, TJK bülteni C. 32, 15-20, Ankara, (in Turkish).*
- Çalapkulu, F., 1980, Horoz Granitoidinin jeolojik incelemesi TJK bülteni C.23, 59-68, Ankara, (in Turkish).*
- Çevrim, M., Echle, W., Friedrich, G., 1986, Aladağlarda paleokarstlaşmaya Bağlı Pb-Zn mineralizasyonu, TJK bülteni C.29, 27-41, Ankara, (in Turkish).*
- Çopuroğlu, İ., 1996, Yahyalı (Kayseri) Demirkazık (Niğde-Çamardı) yöresi çinko-kurşun yataklarının mineralojisi ve jenezi, MTA, No:118, 35-46 Ankara, (in Turkish).*
- Gümüş, A., 1964, Important lead-zinc deposits of Turkey Sympsium on mining geology and the base metals, UNESCO, 155-165, Ankara, (in Turkish).*
- Metag ve Stolberger, 1971, Zamanti kurşun-çinko projesi nihai raporu, maden sahalarının jeolojisi ve paleontoloji ekleri, DPT. müsteşarlığı raporu c.IV 191 s. (unpublished) (in Turkish).*
- Özgül, N., 1976, Torosların bazı temel jeoloji özellikleri, TJK bülteni c 19, s 65-78, Ankara, (in Turkish).*
- Tekeli, O., 1980, Toroslarda Aladağ ofiyolitti melanjinin özellikleri TJK. bülteni C:24, s:1, 57-64, (in Turkish).*
- Temur, S., 1992, Bolkardağı Yöresi (Ulukışla-Niğde) çinko-kurşun yataklarının jeokimyasal incelemesi TJK No:35 100-112, (in Turkish).*
- Tüzün, D., 1985, «Zamanti Yöresi Zn-Pb Aramaları Projesi» Niğde-Çamardı-Alagöl ve Kayseri-Develi-Havadan (Köprüüstü-Irmaküstü)-Yahyalı-Taşhan (Çaputlu) Zn-Pb Cevherleşmeleri Jeoloji Raporu, MTA, Ankara, (in Turkish).*
- Yalçın, M.G., 1997, Niğde Bölgesi maden yatakları, Niğde İl yıllığı, 80-85, Niğde, (in Turkish).*
- Yalçın, M.G. and Altuncu, S., 2000, Mineralogy and geochemical properties of Meydanaylaşı (Niğde) carbonaceous lead-zinc deposits, Geosound, n:37, 73-85, Adana, (in Turkish).*

ÇAYBAĞI (ELAZIĞ) HAVZASI KİL MINERALLERİNİN İNCELENMESİ**Dicle Bal AKKOCA, Ahmet SAĞIROĞLU***F. Ü., Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Elazığ/Türkiye*

ÖZET: Neojen yaşılı göl ve nehir fasiyesinden oluşan Çaybağı sedimanter baseninde dört tip kesitten alınan örneklerde gözlenen neoformasyon minerallerinin dağılımı ve oluşumları araştırılmıştır. Optik mikroskop ve taramalı elektron mikroskop (SEM) yapılarak havzanın kıl mineralleri ağırlıklı olarak incelenmiş ve oluşumlarının fizikokimyasal koşulları irdelenmiştir. Havzada çökük sırasına göre kalsit, dolomit, Opal CT-A, kuvars, aragonit, jips, kristobalit, anhidrit; killerden smektit, klorit, S-C (korensit) ve illit mineralleri saptanmıştır. Bu minerallerin oluşumunu sağlayan Si, Al, K, Na volkanogenik kökenli, Ca ve Mg ise genellikle taşınma ile oluşmuş detritik kaynaklı katyonlardır. Havzanın kenar kesimlerinin göl ve nehir ortamında kalsit, kıl mineralleri, feldispat ve kuvarsa yüksek oranda rastlanmasıne karşın havza merkezine doğru dolomit, aragonit, opal A ve CT, kristobalit, jips ve anhidrit miktarının arttığı saptanmıştır. Bu mineralojik zonlanmanın nedeni ortam kimyasındaki değişimlerdir. Havza kenarında detritik ağırlıklı kalsit, kıl, feldispat, kuvars mevcutken merkeze doğru alkalinite ve pH artışından dolayı aragonit ve sulfat mineralleri oluşmuştur. Kıl mineralleri türlerinde değişim görülmemekle birlikte smektit havzanın merkezine doğru artış göstermektedir. Bu artış da kimyasal çökelimden kaynaklanmaktadır. Sonuçta smektitin detritik ve kimyasal çökelim ileoluştugu ve diğer kıl minerallerinin detritik oluşum ağırlıklı olduğu söylenebilir.

STUDIES ON CLAY MINERALS OF ÇAYBAĞI (ELAZIĞ) BASIN

ABSTRACT: The origin and distribution of neof ormation minerals of the samples collected from 4 type sections in the Neogene Çaybağı sedimentary basin which comprises lacustrine and fluvial facies were studied. Mineralogy, especially clay minerals, of the basin were investigated using methods such as optical microscopy, SEM and XRD together with the physicochemical conditions during the formation. Minerals of the basin are in decreasing order; calcite, dolomite, clay minerals, Opal CT-A, quartz, aragonite, cristobalite, anhydrite, smectite, chlorite, S-C(corencite) and illite. The conditions of these minerals depends on Si, Al, K and Na of volcanicogenic and Ca and Mg of detritial origin. The margins of the basin lacustrine and fluvial facies are rich in calcite, clay minerals, quartz and feldspars are opal-A and CT, cristobalite, gypsum and anhidrite incise. This zonation is the consequence of geochemical

variations. All the margins detritics of calcite, clay, feldspar and quartz are present. Towards central parts of basin alkalinity and pH increase caused formation of aragonite and sulphate minerals. Clay mineral types do not change in different parts of the basin. However smectite amount increases towards inner parts. This is probably due to origins of the clay minerals as chemically formed smectite increased in comparision with detritic smectite and other clay minerals.

1. GİRİŞ

Çalışma sahası 1/25.000 ölçekli Elazığ K43d1, K3d2 paftalarında yaklaşık 60 km²'lik D-B uzanımlı bölgeyi kaplamaktadır (Şekil 1). Bu çalışmada Neojen havza niteliğindeki Çaybağı Formasyonu sedimanter istifi mineralojik yönden incelenerek havzadaki killi, kumlu, karbonatlı kayaçların mineralojik özellikleri yanısıra yanal ve düşey yöndeki dağılımları belirlenmiştir.

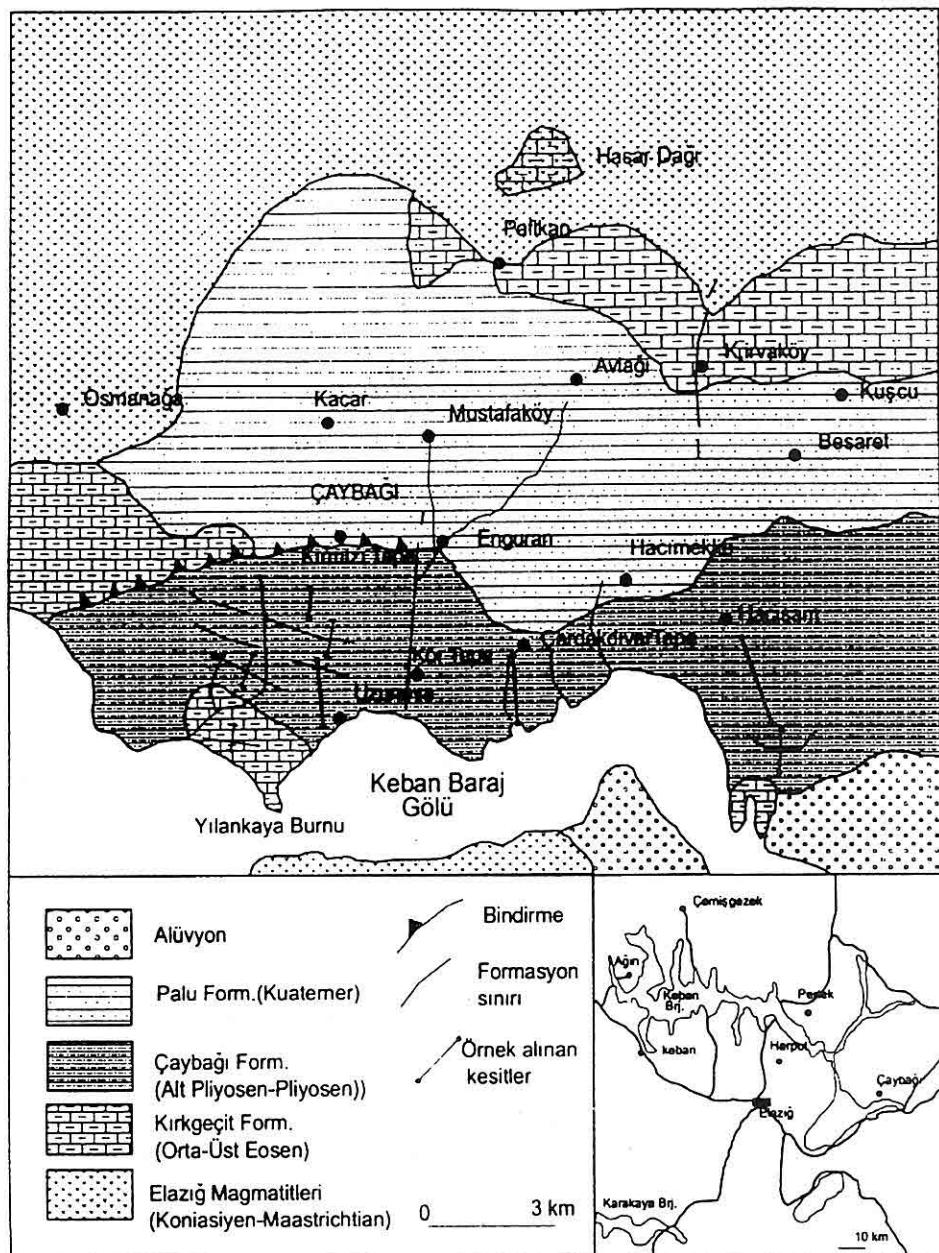
Çalışma amacına uygun 1-2 kg ağırlığında sistematik alınan taze kayaç örnekler ince kesit yapımı, elektron mikroskop kaplama örnekleri, X ışınları toz preparatları ve kimyasal çözümleme çalışmalarında kullanılmıştır.

Örnekleden ince kesit hazırlanması, X ışınları çalışmaları Cumhuriyet Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü Mineraloji-Petrografi ve Jeokimya Araştırma Labratuvarı (MİPJAL) gerçekleştirilmiştir. Taramalı elektron mikroskop incelemeleri, yaklaşık 0,5 cm³'luk kayaç örneklerinin doğal yüzeyi altında kaplanarak 0-300.000X büyütme, 35 nm ayırma gücüne sahip Jeol JSM-840 A Model Taramalı Elektron Mikroskopunda Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklıği'nda yapılmıştır.

X ışınları çözümlemelerinde, Rikagu

marka DMAXIIIC model X ışınları difraktometresinde elde edilen difraktogramlar için aşağıda verilen özellikleri kullanılmıştır. Anot: Cu ka:1.54187 Å°, Filtre: Ni, Gerilim 35 kv, akım 15 mA, Gonyometre hızı 2°/ dak, kağıt hızı 2 cm/dak, zaman sabiti 1 sn, yarıklar 1°-0,1 mm, kağıt aralığı 20:5-35°, minerallerin yarı nicel yüzdeleri Gündoğdu (1982) tarafından belirlenen şiddet faktörleri belirlenerek hesaplanmıştır.

Killi kayaçlarda kil ayırma işleminde Gündoğdu (1982) tarafından önerilen akım şeması benimsenmiştir. Normal sedimentasyon yöntem kullanılmış, elde edilen her kil çamurundan üzerine sıvama veya kabarıp çatlayanlar süspansiyon halinde 3 adet yönlendirilmiş lam preperat hazırlanmış ve bunlar oda sıcaklığında kurutulmuştur. Bu kuru örnekler normal, etilen glikollü (60°de 16 saat desikatörde etilen glikol buharında bekletilmiş), kayıtları yapılmış çekimlerde gonyometre hızı 1°/dak ve kayıt aralığı 20:2-30° (hata miktarı ± 0,04) olarak gerçekleştirilmiştir. Bu koşullarda kil minerallerinin (001) bazal yansımalarına göre şiddet faktörleri kullanılarak yarı nicel yüzdeleri hesaplanmıştır. Tüm kayaç difraktogramları J.C.P.D.S. (1990) kartotekslerinden



Şekil 1. İnceleme alanının yerbulduru ve jeolojik haritası (Türkmen, 1988'den sadeleştirilmiştir).

yararlanılarak çözümlemiş, $20\pm0,04$ hata ile ölçülmüştür.

2. STRATGRAFİ VE LİTOLOJİ

İnceleme alanında Çaybağı Formasyonu çevresinde Elazığ Magmatitleri (Koniasiyen-Maastrichtian), Kırkgeçit Formasyonu (Orta-Üst Eosen) ve Palu Formasyonu (Kuaterner) yer almaktadır (Şekil 1). Çalışma konusunu oluşturan Çaybağı Formasyonu göl ve nehir havzası olma özelliğindedir. Kireçtaşları killi, çörtlü, kalsit, dolomit ve kalsitli dolomit bileşiminde olup formasyonun baskın kayaç birimlerini oluşturmaktadır. Kilitaşları ise kum ve karbonat içeriklidir (Şekil 2).

YAS	BİRİM	İSADET KAUNİK	LİTOLOJİ	ACIKLAMALAR
KUATERN	Palu	Fcc Pa 127	Aksiyon Kumtaşı Konglomerat Radoniyen Orogeni Dolomit Kalsit Çöltü kireçtaşları	
NEOEN	ÜST MİYOSEN-PUTROSEN	Tc >1200	Turbo araklı karbonatlı - kumu kilit Kilif-potku kireçtaşları - kireçtaş - konglomerat Kiliflu kumtaş ardalanması	
PALOEN	ORTA-ÜST EOSEN	Tk >500	Kumtaşı Pironyon Orogeni Dolomit Kalsit Marn Kumtaşı Laramiyen Orogeni Volkanik matzemesi kumtaşı Dard Dayları Andenik lav ve profakteler Andezit bazalt ve fuzalitik yasılıklar Grane intruzyonları	
SENOYEN	ÜST KIRTEŞE	Kem		

Şekil 2. İnceleme alanının stratgrafik kesiti.

3. MİNERALOJİK ÇALIŞMALAR

3.1. Optik Mikroskop İncelemeleri

Bu çalışmada Çaybağı Formasyonunda karbonatlı killi kayaçlardan alınan 35

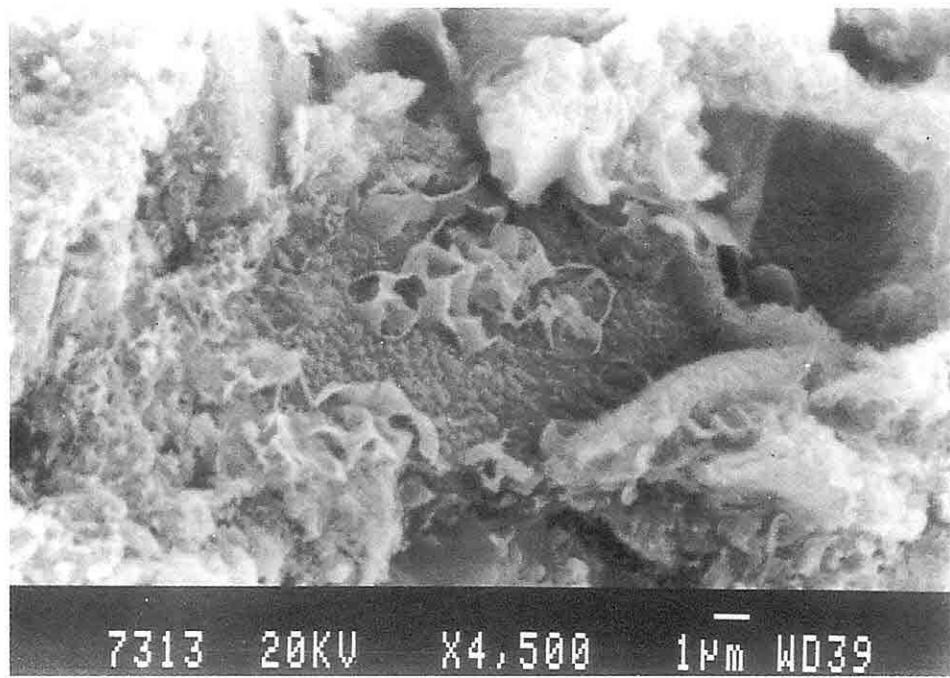
örnekten hazırlanan ince kesitler polarizan mikroskopta incelenmiş ve kayaç adlamaları yapılmıştır. Bazı örneklerin küçük tane boyuna sahip olması nedeniyle bu çalışmada XRD yöntemi kullanılarak sonuca gidilmiştir.

Allokemler ve mikritik karbonat kil çamuru ana bileşenleri Çaybağı Formasyonunu oluşturmaktadır. Allokemler fosil ve kavkı parçaları, demir oksit pelletleri ve ender olarak havza içinden türeyen karbonat kayaçlarından oluşmuş intraklastlardır.

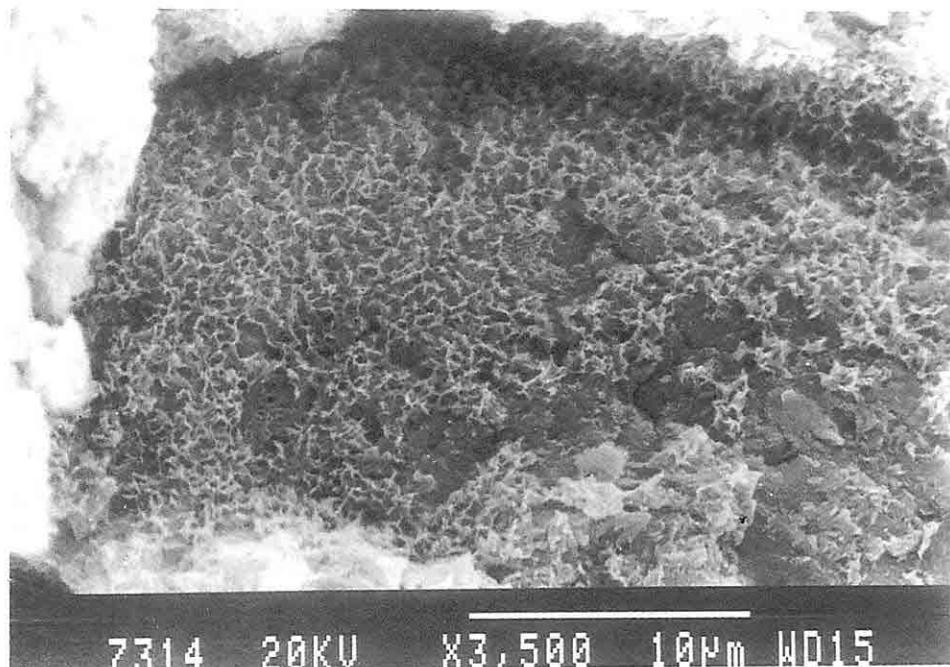
Örneklerin çoğunda gerek saçılımış peletler halinde gerekse bantlı olarak demir oksite rastlanmıştır. Bunlar Bissel 1959'a göre karbonat kayaçta pelletlerin yıkarak oksitlenmesi ile Fe oksitce zengin yeni peletlere dönüşmesidir. Üşenmez (1989)'a göre Fe oksit bantları tüberlerin devitrifikasyonu ile de oluşmaktadır. Scwarzacher (1961); Folk (1974)'e göre iç sedimentasyonla oluşan kalsitli dolomitte mikritik hamur malzemesi olarak bulunmakta, dolomit ise billurlu dolomit dolgusu halinde yer almaktadır.

3.2. Elektron Mikroskop İncelemeleri

SEM analizi üç örnekte U22, HS5 kumlu kilaşı ve U17 kalsitik dolomit üzerinde gerçekleştirılmıştır. Kil fraksiyonu saf smektit ve %60 smektit içeren U22 ve HS5 örneklerinde smektitler iki şekilde görülmektedir. Bnlardan birincisi kuşüyü şeklinde yüksek gözenekli tipik "cornfleks dokulu" diğeri "bal peteği dokulu" otojenik smektitlerdir (Şekil 3-4). Basenin merkezi



Şekil 3. Plajiyoklazlar üzerinde gelişmiş cornfleks dokulu smektitler Örnek No:22.



Şekil 4. Bal peteği dokulu smektit minerallerinden bir görünüş. Örnek No:22.

kesimlerine karşılık gelen U22 örneğinde smektitler plajiyoklazlar üzerinde gelişmiş yaklaşık 4 mm uzunlığında ve 0.08 mm kalınlığında smektit yaprakları halinde kuştüyü şekilli ince levhamsı partiküller olarak görülmektedir.

Killerin dışında karbonat minerallerinden dolomit U17 örneğinde 5-10 mikron büyülüğünde iyi gelişmiş özşekilli romboeder kristaller halindedir (Bu örnekte diyatome kavaklıları da görülmektedir). Sırasıyla %15 ve %17 oranında kalsit içeren U17 ve HS5 örneğinde her ikisinde de kalsite post diyajenetik şekilde gelişmiş, erime boşluklu lifsi biçimde rastlanılmıştır.

3.3. X Işınları Difraksiyon Analizleri

Bu çalışmada kireçtaşı, killi kireçtaşı, karbonatlı kiltaşı, kumlu kiltaşı ve kumtaşlarından oluşan Uzunova-Kırmızıtepe kesiti, Çardakdıvar kesiti ve Hacısam kesitlerinden 54 adet örnek üzerinde XRD-TK ve bunun 27'sinde XRD-KF çözümlemeleri yapılmıştır (Tablo 1-2-3-4). Sonuçta en yaygın mineral parajenezini kalsit + killi mineralleri + dolomit oluşturmaktır ve bu birlaklığa sırasıyla feldispat aragonit, kuvars, opal-CT, A, kristobalit, jips ve anhidrit minerali eşlik etmektedir (Şekil 5, 6, 7).

Havzanın batısında yer alan Uzunova Kesitinden alınan 23 örneğinden 12'sinde XRD-TK çözümlemeleri yapılmış olup sonuçlar tablo 1'de verilmiştir. Kesitte en yaygın mineraller kalsit-kil-dolomittir. Bu minerallere feldispat, aragonit, kuvars, anhidrit ve jips eşlik etmektedir. Şekil

5'de kesitte tümkayaç ve killi mineralleri dağılımları görülmektedir. KF çözümlemesi yapılan 7 örnekte bolluk sırasına göre smektit, klorit, S-C, illit minerallerine rastlanılmıştır.

Karbonatlı kiltaşı, killi-çörtlü kireçtaşı, kireçtaşı, killi kireçtaşlarından oluşan Uzunova kesitinin üst devamı niteliğindeki Kırmızıtepe kesitinden alınan 15 örneğinden 8'inde XRD-TK çözümlemeleri yapılmış, kalsit- killi mineralleri-dolomit parajenezi ile bolluk sırasına göre opal-A, kuvars, jips ve kristobalit minerallerine rastlanılmıştır. Tablo 2'de kesitin tümkayaç ve killi mineralleri ve istatistiksel değerlendirilmeleri, Şekil 5'te ise kesitteki tümkayaç ve killi fraksiyonu mineral dağılımları görülmektedir. Killi fraksiyonu yapılan 5 örnekte bolluk sırasına göre klorit, S-C, smektit ve illit minerallerine rastlanılmıştır.

Havzanın orta kesimlerinde kireçtaşı, çörtlü - killi kireçtaşı, karbonatlı kumlu kiltaşlarından oluşan Çardakdıvar kesitinden alınan 25 adet örneğin 17'sinde XRD-TK çözümlemeleri yapılmış ve bolluk sırasına göre kalsit, killi mineralleri, dolomit, feldispat, aragonit, opal A ve CT, kuvars mineraline rastlanılmıştır (Tablo 3). Şekil 6'da kesitte tümkayaç ve killi mineral dağılımı görülmektedir. Killi fraksiyonu yapılan 5 örnekte bolluk sırasına göre klorit, S-C, smektit ve illit minerallerine rastlanılmıştır (Tablo 3 ; Şekil 6).

Havzanın doğusunda bulunan Hacısam kesiti, menderesli nehir ortamı, kumlu örgülü nehir ortamı ve göl ortamından

ÇAYBAĞI (ELAZIĞ) HAVZASI KİL MINERALLERİNİN İNCELENMESİ

Tablo 1. Uzunova kesitinde belirlenen minerallerin XRD-TK ve XRD-KF çözümleme sonuçları.

ÖRNEK No:	Tümkayaç Mineralleri									Kıl Mineralleri			
	Ca	Do	Q	O	F	Km	Ar	An	J	S	I	C	S-C
U1	46	10	1	---	---	---	43	---	---	---	---	---	---
U3	24	---	3	---	7	66	---	---	---	29	14	34	23
U5	5	---	5	---	15	30	---	40	5	21	19	38	22
U7	68	7	2	---	---	---	23	---	---	---	---	---	---
U11	---	99	1	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
U13	19	80	1	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
U15	7	---	4	---	5	63	21	---	---	32	16	27	25
U17	15	84	1	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
UKU1	3	23	3	---	38	29	4	---	---	---	---	---	---
UKU2	6	39	10	---	36	9	---	---	---	---	---	---	---
U22	9	---	2	2	27	60	---	---	---	100	---	---	---
U23	---	65	5	---	7	23	---	---	---	22	13	22	43
Frekans	83	67	100	8	58	58	33	8	8	100	75	75	75
X	20,2	50,87	3,16	---	19,57	40	22,75	---	---	40,8	12,4	24,2	22,6
Ssap	20,67	37,99	2,62	---	14,66	26,53	13,96	---	---	33,1	7,3	14,87	16,27
mak	68	99	10	---	38	66	23	---	---	100	19	38	43
min	3	7	1	---	5	9	4	---	---	21	13	22	22
Çarp	1,76	0,67	1,74	---	1,08	0,72	1,88	---	---	2,12	-1,67	-1,34	-0,35
Bas	6,78	-1,57	3,4	---	-0,79	-1,34	1,91	---	---	1,96	1,92	3,31	4,61

Tablo 2. Kırmızıtepe kesitinde belirlenen minerallerin XRD-TK ve XRD-KF çözümleme sonuçları.

ÖRNEK No:	Tümkayaç Mineralleri									Kıl Mineralleri			
	Ca	Do	Q	O	F	Km	Ar	J	Kris	S	I	C	S-C
K3	100	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
K4	47	---	---	---	---	38	---	15	---	100	---	---	---
K5	52	---	5	43	---	---	---	---	---	100	---	---	---
K6	27	---	1	---	---	58	---	---	14	---	---	---	---
K7	96	4	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
K9	---	92	8	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
K10	44	---	---	---	---	56	---	---	---	20	12	68	---
K15	---	61	2	---	---	37	---	---	---	27	17	56	---
Frekans	75	38	50	13	---	50	---	---	13	100	50	50	---
X	60,83	52,33	4	---	---	47,25	---	---	---	61,75	5,8	20,66	---
Ssap	37,89	36,09	2,97	---	---	26,31	---	---	---	44,25	8,61	---	---
mak	100	92	8	---	---	58	---	---	---	100	17	68	---
min	27	4	1	---	---	37	---	---	---	20	12	50	---
Çarp	0,32	1,65	1,51	---	---	0,28	---	---	---	0,51	0,15	1,77	---
Bas	0,48	0,56	0,73	---	---	-2,31	---	---	---	-2,15	-2,07	2,21	---

---Örnekte rastlanılmamış

...Analizi yapılmamıştır

oluşmaktadır. Hacısam kesitinde kumlu karbonatlı kiltaşı, killi kireçtaş, kumtaşlarından oluşan örneklerde XRD-KF ve TK çözümlemeleri yapılmıştır. Kesitte gözlenen birlikteki kil mineralleri,

kalsit ve feldspattır. Bolluk sırasına göre bunları kuvars ile aragonit mineralleri izlemektedir (Tablo 4). Havzanın en yüksek kil oranını ise bu kesit sunmaktadır. Kil minerallerine örneklerin

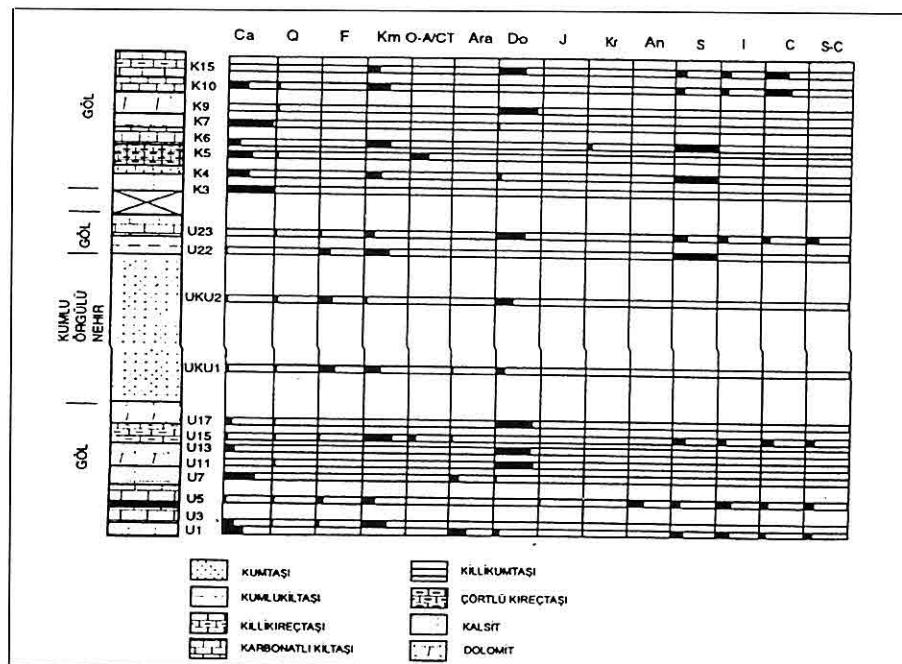
Tablo 3. Çardakdıvar kesitinde belirlenen minerallerin XRD-TK ve XRD-KF çözümleme sonuçları.

ORTAM	GOL	ÖRNEK No:	Tümkayaç				Mineralleri			Kıl Mineralleri			
			Ca	Do	Q	O	F	Km	Ar	S	I	C	S-C
		Ç1	60	---	1	---	---	39	---	---	---	---	---
		Ç2	55	---	9	---	---	36	---	---	---	---	---
		Ç3	48	---	2	---	---	41	9	26	13	42	19
		Ç6	18	---	2	20	---	60	---	---	---	---	---
		Ç7	100	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
		Ç8	100	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
		Ç9	---	---	3	---	42	55	---	7	5	80	8
		Ç10	---	---	3	---	44	53	---	11	---	7	82
		Ç12	18	4	5	17	9	47	---	8	30	29	33
		C16	90	---	---	---	---	---	10	---	---	---	---
		Ç18	46	---	4	---	4	46	---	23	14	37	26
		Ç19	70	---	2	22	---	---	6	---	---	---	---
		Ç21	21	---	2	34	---	---	43	---	---	---	---
		Ç23	100	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
		Ç24	100	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
		Ç25	22	70	8	---	---	---	---	---	---	---	---
ISTATİSTİK PARAMETRE	GOL	Frekans	85	13	70	25	25	50	25	100	80	100	100
		X	60,57	37	3,72	23,25	24,25	47,37	17	14,9	15,5	39	33,6
		Ssap	36,82	20,3	2,33	10,66	13,85	24,36	12,1	8,86	11,41	26,54	31,06
		mak	100	70	9	34	42	60	43	26	30	80	82
		min	21	4	1	17	4	36	9	7	5	7	8
		çarp	0,16	2,73	1,79	1,76	2,48	0,18	2,47	0,55	0,88	0,78	1,65
		Bas	-1,48	6,55	4,07	2,04	4,95	-1,87	5,77	-2,82	1,02	1,78	-0,41

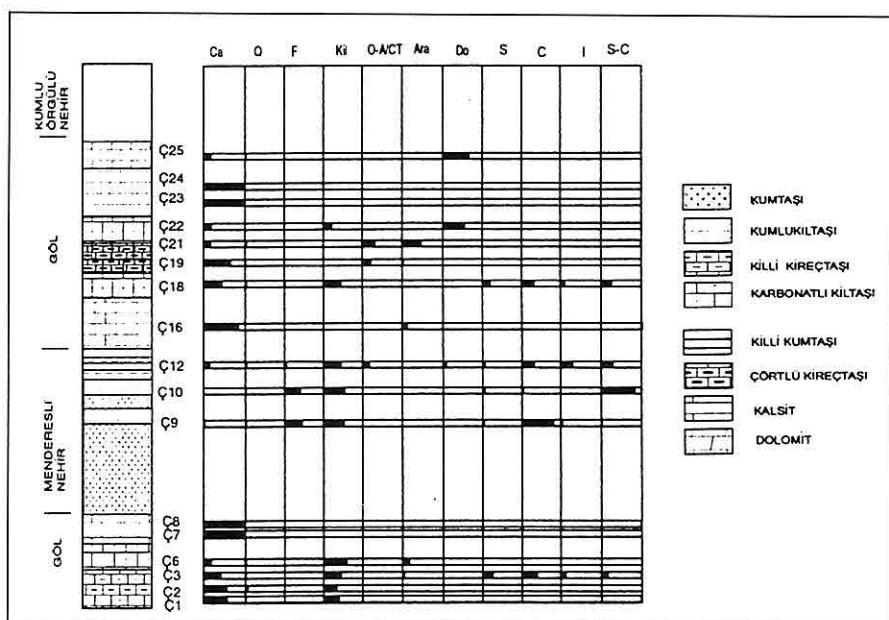
Tablo 4. Hacisam kesitinde belirlenen minerallerin XRD-TK ve XRD-KF çözümleme sonuçları.

ORTAM	MENDERESLİ NEHR	ÖRNEK No:	Tümkayaç Mineralleri							Kıl Mineralleri			
			Ca	Do	Q	O	F	Km	Ar	S	I	C	S-C
		HSA1	9	---	9	---	---	14	68	---	21	11	45
		HSA2	13	---	8	---	---	13	66	---	27	9	35
		HSA4	---	---	10	---	---	21	69	---	17	17	43
		HSA5	12	---	6	---	---	29	53	---	40	---	23
		HSA7	53	---	3	---	---	44	---	25	19	22	34
		HSA8	38	---	2	---	---	19	41	22	19	19	40
		HKU1	13	---	21	---	50	16	---	---	---	---	---
		HKU2	16	---	11	---	68	5	---	---	---	---	---
		HKU3	6	---	14	---	44	36	---	27	17	56	---
		HKU4	6	---	21	---	38	35	---	10	38	30	22
		HSAs9	60	---	2	---	---	38	---	---	---	---	---
		HSA10	19	---	4	---	22	55	---	35	---	19	46
		HSA11	36	---	2	---	10	35	17	13	9	38	40
		HSA12	50	---	3	---	5	32	10	---	---	---	---
		HSA13	18	---	2	---	6	74	---	44	12	44	---
		HSA14	10	---	8	---	11	71	---	22	12	46	20
		HSA16	6	---	7	---	10	77	---	26	15	33	26
ISTATİSTİK PARAMETRE	GOL	Frekans	94	---	100	---	82	100	18	100	84	100	77
		X	21,47	---	7,82	---	22,41	46,64	22,26	25,3	13,23	33,3	23,3
		S	18,58	---	6,13	---	23,47	22,11	16,25	9,83	8,12	12,88	15,46
		mak	60	---	21	---	68	77	41	44	30	60	46
		min	6	---	2	---	5	5	10	10	---	19	20
		çarp	1,02	---	1,15	---	1,28	-0,25	1,37	0,46	0,1	-0,09	-0,74
		Bas	-0,28	---	0,69	---	0,73	-1,01	---	-0,08	0,64	-0,54	-0,42

ÇAYBAĞI (ELAZIĞ) HAVZASI KİL MINERALLERİNİN İNCELENMESİ



Şekil 5. Uzunova –Kırmızıtepe kesitinde tümkayaç ve kıl mineralleri dağılımları.



Şekil 6. Çardaklıvar kesiti tümkayaç ve kıl mineralleri dağılımları.

hepsinde rastlanılmış olup miktarları nehir ve göl ortamında yaklaşık eşit oranlardadır. Kil fraksiyonu yapılan 13 örnekte bolluk sırasına göre klorit, smektit, S-C ve illit minerallerine rastlanılmıştır. (Tablo 4; Şekil 7).

4. SONUÇLAR

Miyosen yaşlı göl ve nehir havzası durumundaki Çaybağı Formasyonu konglomera, kumtaşı, kireçtaşları, çamurtaşları, kireçtaşları, killi kireçtaşlarından oluşmaktadır.

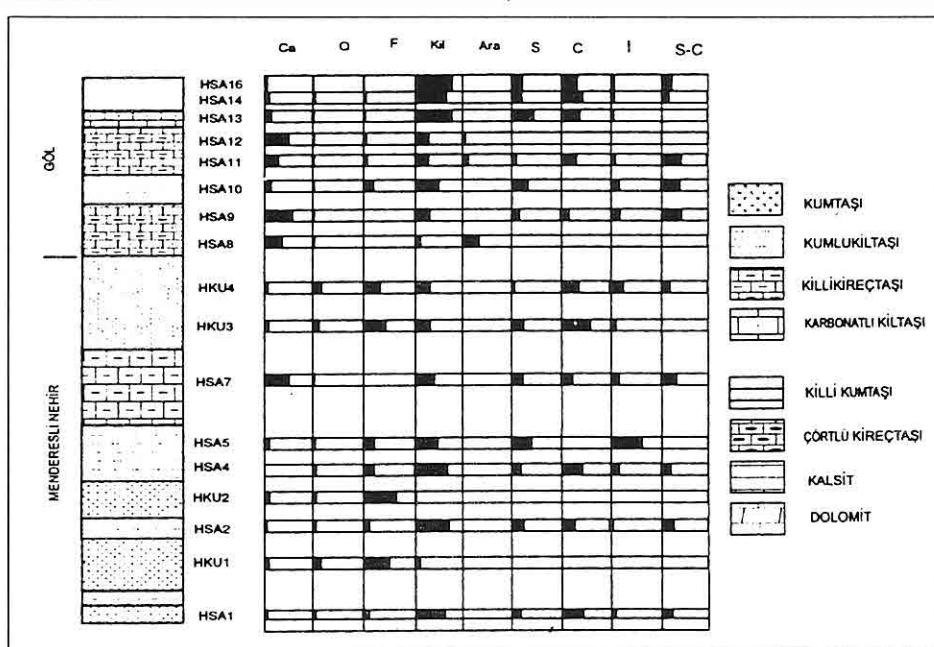
Havzanın başlıca tümkayaç mineral birlikteliği kalsit, kil mineralleri ve dolomittir. Bu birlikteliğe sırasıyla feldspat, aragonit, kuvars, opal CT-A, kristobalit, jips ve anhidrit eşlik etmektedir.

Kil mineralleri bolluk sırasına göre smektit, S-C ve illit mineralleridir.

Yanal yönde hacısam kesitinden Uzunova-Kırmızıtepe kesitine doğru kalsitten dolomite geçiş, kuvars ve feldspatta düşüş, kil minerallerinde smektitte ise nispi olarak artış görülmekte olup kil minerallerinde değişim görülmemektedir.

Tümkayaç mineralleri oluşumunda kuvars ve feldspat minerali dışında diyajenez ile oluşum ağırlıkta iken kil minerallerinden smektit detritik, diyajenez, dönüşüm; klorit, illit ve S-C ise detritik ağırlıkta olmuştur.

Elektron mikroskop görüntülerinde smektitler, kuştüyü şekilli, gözenekli "kornfleks" ve "bal peteği" dokulu olmak etmektedir.



Şekil 7. Hacısam kesiti tümkayaç ve kil mineralleri dağılımı.

üzerde iki farklı görünüm arzettmektedir.

5. TEŞEKKÜR

Yazarlar, analizlerin yapılmasında Cumhuriyet Üniversitesiinden sayın Prof. Dr. Hüseyin Yalçın ve Fatma Yalçın'a teşekkür ederler. Bu çalışma, Fırat Üniversitesi Araştırma Fonu (291 nolu araştırma projesi) tarafından desteklenmiştir.

6. KAYNAKLAR

Bissel, H.J., 1959, *Silica in Sediments of the Upper Paleozoic Cardilean Area in Silica Sediments. Soc. Acon. Paleontologists, 7, 150-185, 1959.*

Folk, R.L., 1974, *Petrology of Sedimentary Rocks, 182s, 1974, Hampphill's Austin, Texas.*

Gündoğdu, M.N., 1982, *Neojen Yaşı Bigadiç Sedimanter Baseninin Jeolojik, Mineralojik ve Jeokimyasal İncelenmesi. Doktora Tezi, H.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü, 386s, Beytepe, Ankara.*

Schwarzacher, W., 1961, *Petrology and Structure of Some Lower Carboniferous Reefs in Dorth Western Ireland. Bull.Am. Assoc. Petrol Geologists, 45, 1481-1503, 1961.*

Türkmen, İ., 1988, *Palu-Çaybağı (Elazığ Doğusu) yörenesinin sedimentolojik incelenmesi, F.Ü. Fen Bilimleri Enst., Yüksek Lisans Tezi, Elazığ.*

Türkmen, İ., 1991, *Elazığ Doğusunda Çaybağı Formasyonu Stratgrafisi ve Sedimentolojisi. T.J.K.Bülteni, 34, 45-53.*

Üşenmez, Ş., 1989, *Sedimentoloji ve Sedimanter Kayaçlar. Ç.Ü. Mim. Fak. Yay. No:5, 403s.*

**KIRIKHAN VE CİVARININ (HATAY) STRATİGRAFİK GELİŞİMİ,
GD TÜRKİYE**

Alican KOP, Ulvi Can ÜNLÜGENÇ, Cavit DEMİRKOL

Ç.Ü. Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Adana/Türkiye

ÖZET : Çalışma alanı Antakya ilinin yaklaşık 35 km kuzeydoğusunda yer alan Kırıkhan ve civarını kapsamakta olup, Amanoslar'ın orta kesiminde bulunmaktadır.

Çalışma alanında ayırtlanan ve Paleozoyik'ten Senozoyik'e kadar değişen yaşlardaki lithostratigrafik birimler KKD-GGB uzanımlı Amanos antiklinalının çekirdek ve örtü birimlerini oluşturmaktadır. Çalışma alanında Amanos antiklinalının çekirdeğini oluşturan Preambriyen yaşı Sadan, Alt-Orta Kambriyen yaşı Zabuk ve Koruk, Orta-Üst Kambriyen yaşı Sosink, Alt Ordovisiyen yaşı Seydişehir, Triyas yaşı Arılık, Triyas-Jura yaşı Kalecik ve Kretase yaşı Delibekirli formasyonlarının yanısıra bölgeye Üst Kretase'de tektonik olarak yerleşen Koçalı Karmaşığı'na ait ofiyolit dilimleri de yüzeylemektedir. Bölgede Üst Mestrihtiyen döneminde başlayan ilk transgresyon sonucunda, Üst Mestrihtiyen yaşı Terbüzek, Üst Mestrihtiyen-Paleosen yaşı Eşmişek, Mestrihtiyen-Alt Paleosen yaşı Cona ve Üst Paleosen-Orta Eosen yaşı Hacıdağ formasyonları çökelmiştir. Alt Miyosen yaşı Küçük Formasyonu, Orta-Üst Miyosen yaşı Kepez ve Üst Miyosen yaşı Gökdere formasyonları bölgede ikinci bir transgresif istifi temsil etmekle birlikte, daha yaşılı birimler üzerinde açısal uyumsuzlukla yer almaktadır.

İnceleme alanının doğu-güneydoğusunda bulunan Karasu vadisinde, Ölüdeniz Fay Zonu'nun kuzey uzanımını oluşturan Karasu Segmenti'ne bağlı olarak vadi boyunca bazalt oluşumları gözlenmektedir. Ayrıca Karasu graben alanının kuzey kesimlerinde bulunan inceleme alanında gerek Ölü Deniz Fay Zonu gerekse Doğu Anadolu Fay Zonu'nun uzanımlarına paralellik sunan yapısal elementlere rastlanmaktadır. Bölgedeki en genç çökelim ise Kuvaterner yaşı alüvyonlar tarafından temsil edilmektedir.

**THE STRATIGRAPHIC DEVELOPMENT OF KIRIKHAN AND
SURROUNDING AREAS (HATAY), SE TÜRKİYE**

ABSTRACT : The study area, which is in the middle part of the Amanos Mountains, 35 km NE of Antakya, covers the area of Kırıkhan town and surroundings, where both palaeo and neo-tectonic structural features are seen. Lithostratigraphic units in this area range from Palaeozoic to Cainozoic and form the core and cover units of the NNE-SSW trending Amanos anticline. The structural elements are located north of the Karasu Graben and appear to be parallel, both to the Dead Sea Fault Zone and the East Anatolia Fault Zone. The following lithological units are exposed in the area: the

Pre-Cambrian Sadan Fm, the Lower-Middle Cambrian Zabuk and Koruk Fm., the Middle-Upper Cambrian Sosink Fm, the Lower Ordovician Seydişehir Fm, the Triassic Arılık Fm., the Triassic-Jurassic Kalecik Fm. and the Cretaceous Delibekirli Fm. Also, tectonically emplaced Cretaceous ophiolitic slabs of the Koçalı Complex outcrop in the area and form the core of the Amanos anticline. The Upper Maastrichtian Terbüzek Fm., Upper Maastrichtian-Paleocene Eşmişek Fm., Maastrichtian-Lower Paleocene Cona Fm. and the Upper Paleocene-Middle Eocene Hacıdağ formations were deposited in the region related to an initial transgression during Late Maastrichtian time. These transgressive deposits covered the earlier formed Amanos anticline with an angular unconformity. The Lower Miocene Kıcı Formation, the Middle-Upper Miocene Kepez Fm. and the Upper Miocene Gökdere Formation represent units of a second transgressive cycle, and overlie the older units with an angular unconformity.

The east-southeastern part of the study area is limited by the Karasu valley where Quaternary basalts of within-plate type are exposed along the Karasu segment, representing the northern extent of the Dead Sea Fault. Also the structural elements observed of Karasu Graben appear to be parallel both to the Dead Sea Fault Zone and the East Anatolian Fault Zone. The youngest deposits of the area are represented by Quaternary alluvium.

1. GİRİŞ

Çalışma alanı, Antakya O 36 c3-c4 ve P 36 b1 pastaları içerisinde bulunan yaklaşık 200 km² lik bir alanı kapsamakta olup, belirtilen alan doğuda Karasu Grabeni ve güneyde ise Amik ovası ile sınırlanmaktadır (Şekil 1). Bölgede yer alan başlıca yerleşim birimleri; Kırıkhan ilçesi (H12), Ceylanlı (J6), Karaçağıl (K3), Karaelma (K1), Delibekirli (E8) ve Kıcı (A14) köyleri ile, Gökdere (D12), Yılanlı (D7), Fenk (C8) ve Eşmişek (G4) mahalleleridir (Şekil 2).

Amanos Antiklinali'ne bağlı olarak Paleozoyik-Mesozoyik yaşılı birimlerin yüzleklər verdiği çalışma alanı ve civarında bu güne kadar çok sayıda jeolojik çalışma yapılmıştır (Brown, 1959; Dean ve Krumenacher, 1961; Ketin, 1966;

Atan, 1969; Janetzko, 1969; Lahner, 1972; Aslaner, 1973; Yalçın, 1979; Kozlu, 1982; Günay, 1984; Yılmaz ve diğ., 1984; Önalan, 1986; Demirkol, 1988a). Ancak bu çalışmaların çoğu özellikle Paleozoyik istif ile ilgilidir. Çalışma alanı ve civarında Paleozoyik-Mesozoyik yaşılı birimleri örten genç birimlere ilişkin yeterince detay çalışma bulunmamaktadır. Bu çalışmada, genel olarak inceleme alanı içerisinde gözlenen Paleozoyik-Senozoyik yaş aralığındaki kaya birimleri, lithostratigrafik açıdan değerlendirilerek, stratigrafik özellikleri, konumları ve birbirleriyle olan ilişkileri incelenmiştir. Özellikle Amanos Antiklinali üzerindeki örtü birimler, çok sayıda nokta ve seri numune alınarak, detaylı yüzeysel gözlemler yapılarak ve stratigrafik kesit

ölçüllererek incelenmiştir. Ayrıca bu birimlerin birbirleri ile olan ilişkileri ve yaşları hakkında yorumlar getirilmiştir.

2. STRATİGRAFİ

İnceleme alanında, Alt Kambriyen veya Kambriyen öncesinden Üst Miyosen'e kadar değişen yaşlarda, genellikle topoğrafyaya uygun bir şekilde KD-GB uzanıma sahip 18 formasyon ayırtlanmıştır. Haritalanan alandaki birimler sırasıyla Alt Kambriyen veya Kambriyen öncesi yaşı Sadan formasyonu, Alt-Orta Kambriyen yaşı Zabuk ve Koruk formasyonları, Orta-Üst Kambriyen yaşı Sosink formasyonu, Alt Ordovisiyen yaşı Seydişehir formasyonu, Triyas yaşı Arılık formasyonu, Triyas-Jura yaşı Kalecik formasyonu, Kretase yaşı Delibekirli formasyonu, Üst Kretase'de bölgeye yerleşen Koçalı Karmaşığı, Üst Maestrihiyen yaşı Terbüzek formasyonu, Üst Kretase-Paleosen yaşı Eşmişek formasyonu, Üst Kretase-Alt Paleosen yaşı Cona formasyonu, Üst Paleosen-Orta Eosen yaşı Hacıdağ formasyonu, Alt Miyosen yaşı Kıcı formasyonu, Orta-Üst Miyosen yaşı Kepez ve Gökdere formasyonlarındır. Çalışma alanının doğusunda, Karasu Grabeni boyunca gözlenen Kuvaterner yaşı bazaltlar ve yine Kuvaterner yaşı alüvyonlar bölgedeki en genç oluşuklardır (Şekil 3).

Yukarıda verilen formasyonlardan, Sadan ile Zabuk; Seydişehir ile Arılık; Kalecik ile Delibekirli; Hacıdağ ile Kıcı formasyonları arasında ve Kıcı formasyonuyla, üzerindeki Kepez ve

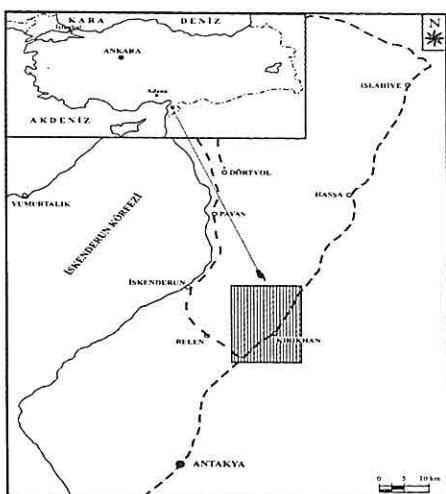
Gökdere formasyonları arasında açısal uyumsuzluk bulunmaktadır. Bununla beraber, Terbüzek formasyonu bölgedeki Koçalı karmaşığına ait ofiyolit birimleri üzerinde aşınmalı bir tabanla yeralmaktadır.

2.1. Sadan Formasyonu (esa)

Sadan formasyonu ismi Amanoslar'da ilk defa Yalçın (1979) tarafından kullanılmıştır. Daha sonra bölgede çalışmalarda bulunan Yılmaz ve dig. (1984) Amanoslar'da ayrıtlanan Sadan formasyonunun, Güneydoğu Anadolu'daki Sadan formasyonundan daha alt seviyelerde olduğunu belirtmişlerdir.

Paleozoyik istifin en alt düzeylerini temsil eden birim, Amanos antiklinalinin çekirdeğini oluşturmaktadır. Birim, çalışma sahası içerisinde Kilise Mahallesi (I1, I2), Karaheyik Tepe (J1, J2) ve Ceylanlı köyü kuzeyindeki küçük bir alanda (İ5, J5) gözlenmekte olup, genel olarak KD-GB uzanımlı olarak yüzeylemektedir (Şekil 2).

Tabanı gözlenemeyen ve yukarıya doğru kabalaşan birimin alt seviyeleri şeyller ile temsil edilmekte, üste doğru silttaşları ve daha sonra tane boyunun artmasıyla kumtaşlarına geçilmektedir. (Şekil 3). Ayışmış yüzeyi yeşilimsi-akık kahverengi, taze kırık yüzeyi sarımsı-akık yeşil renkli olan şeyl seviyeleri; ince tabakalı-laminalı, dayanımsız, mika pulcuklu, kıymıksı kırıksı yapılı ve oldukça dilingen özelliklidir. Silttaşları; ayışmış yüzeyi koyu yeşilimsi-kahverengi, taze kırık yüzeyi yeşil veya yeşilimsi-gri renkli, orta-kötü boyanmalı,



Şekil 1. Çalışma alanı yer bulduru haritası.

ince-orta tabakalı ve dayanımsız yapılmış olup, tabakaların paralel dilinimler sunmaktadır. Silttaşlı içerisinde de bolca mikalı ve yer yer ince kuvarslı seviyeler bulunmaktadır. Kumtaşlı seviyeleri ise, ayırmış yüzeyi koyu kahverengi, taze kırık yüzeyi yeşilimsi-kahverengi, orta-kötü boyanmalıdır, az yuvarlaklaşmış ve değişken boyutlu taneli, orta kalın tabakalı olup, sert ve sağlam yapılmıştır. Kumtaşlı seviyeleri içerisinde paralel ve çapraz laminalanmalar gözlenmekle beraber, mika ve kuvars içeren düzeyler de bulunmaktadır. Birim, içerisinde bulunan demirli mineraller ve oksidasyonu sonucunda genelde sarımsı-kahverengi bir renk sunmaktadır. Birimin değişik seviyelerinde gözlenen mika oluşumları bölgedeki düşük derecede metamorfizmayı işaret etmektedir.

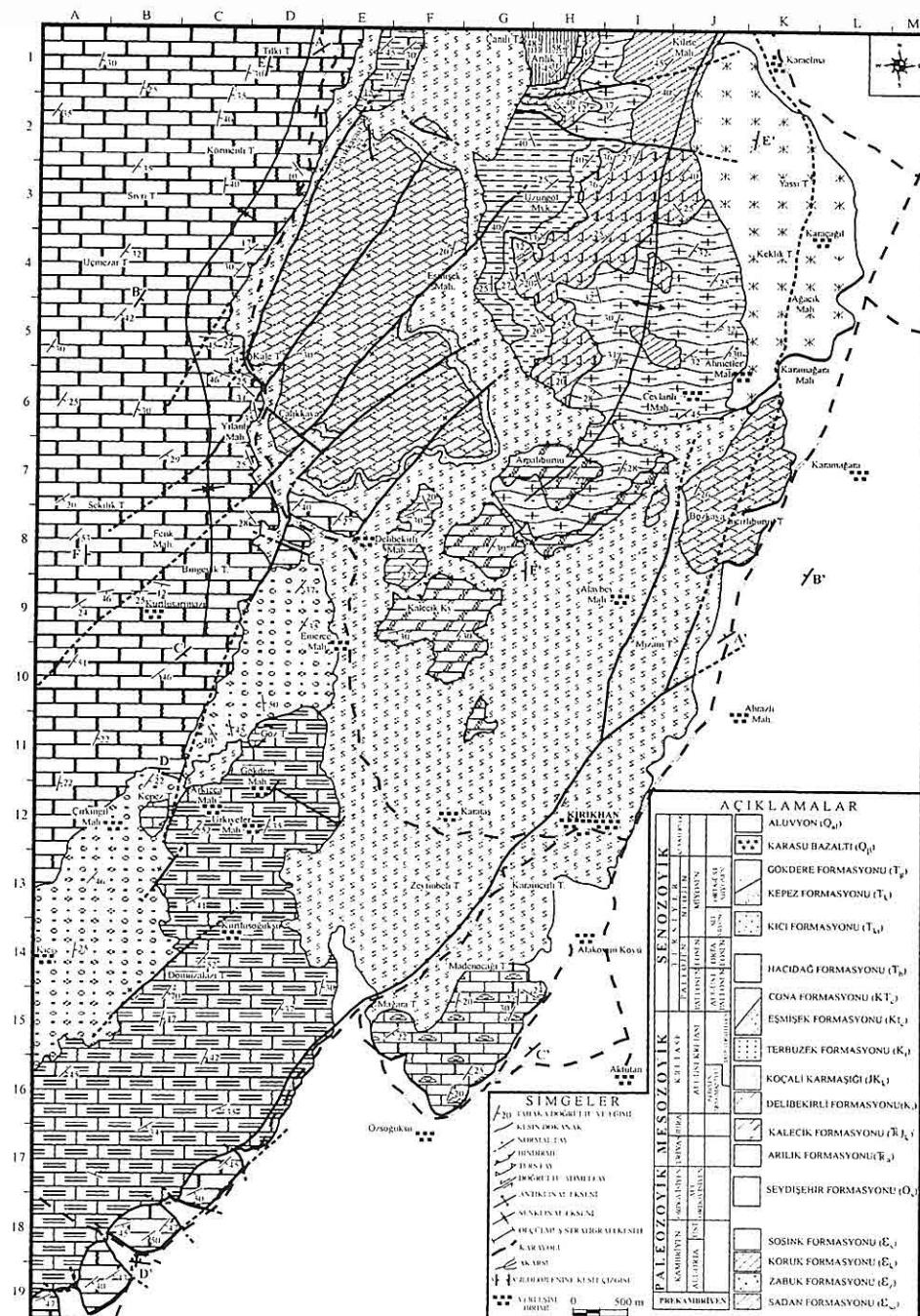
Sadan formasyonu üzerinde, çalışma alanının her yerinde Zabuk formasyonu gelmektedir. Sadan ve Zabuk

formasyonları arasındaki dokanak ilişkisi tartışılmaktadır. Ancak, Sadan formasyonu, yukarıya doğru kabalaşan bir istif sunmasına bağlı olarak giderek sığlaşan bir derin deniz ortamını, üzerine gelen Zabuk formasyonu ise karadan beslenmenin yoğun olduğu oldukça sığ bir deniz ortamını temsil etmektedir (Şekil 6). Bu durumda aradaki geçiş fasiyesleri olmaksızın giderek sığlaşan bir deniz ortamından çok sığ bir deniz ortamına geçiş söz konusu olmaktadır. Dolayısıyla Sadan ve Zabuk formasyonları arasındaki dokanağın açısal uyumsuzluk olduğu düşünülmektedir (Şekil 4). Yılmaz ve diğ. (1984) Zabuk formasyonunun çökelmesi öncesinde bölgede epijeneze bağlı bir yükselmenin olduğunu belirterek bu iki birim arasında düşük açılı diskordans olduğunu belirtmişlerdir.

Sadan formasyonu içerisinde daha önceki çalışmalarda olduğu gibi yaş verebilecek herhangi bir fosile rastlanılmamıştır. Ancak, Sosink formasyonu içerisinde yer alan Trilobit bulguları, bu formasyonun Orta Kambriyen yaşında olduğunu göstermektedir (Dean ve Krummenacher, 1961). Bunun sonucunda Zabuk ve Koruk formasyonlarının en azından Orta Kambriyen'den daha yaşlı olduğu düşünülmektedir. Zabuk formasyonunun Sadan formasyonu üzerine açılı bir diskordansla yer aldığı düşünüldüğünden, Sadan formasyonu Preambriyen yaşlı olmalıdır.

Sadan formasyonu, Amanoslar'da önceki çalışmalarca ayrıltılan Telbesmi formasyonu (Bryant, 1960), A birimi

KIRIKHAN VE CİVARININ (HATAY) STRATİGRAFİK GELİŞİMİ, GD TÜRKİYE



Şekil 2. Çalışma alanının jeoloji haritası.

(Dean ve Krummenacher, 1961), Çamlıçınar formasyonu (Ketin, 1966), Tesbi Silt Serisi (Janetzko, 1969), Eğribucak (Atan, 1969; Önalan, 1986), Şeyl, Arduvaz, Fillat formasyonu (Aslaner, 1973) ve Sadan formasyonu (Yalçın, 1979; Yılmaz ve diğ., 1984)'nun eşdeğeri olmalıdır.

2.2. Zabuk formasyonu (ez)

Amanoslar'da Zabuk formasyonu adı ilk defa Yalçın (1979) tarafından kullanılmış olup, bu çalışmada da aynı adın kullanılması uygun görülmüştür. Birim, çalışma alanında Uzungöl Mevkii kuzeydoğusunda (H1, H2, İ1, İ2), Ceylanlı Köyü K'inde (H4, H5) ve güneybatısında (G7) gözlenmektedir (Şekil 2). Genel olarak KD-GB uzanımlı olarak izlenen birim, kahverengimsi kırmızı rengiyle belirgindir.

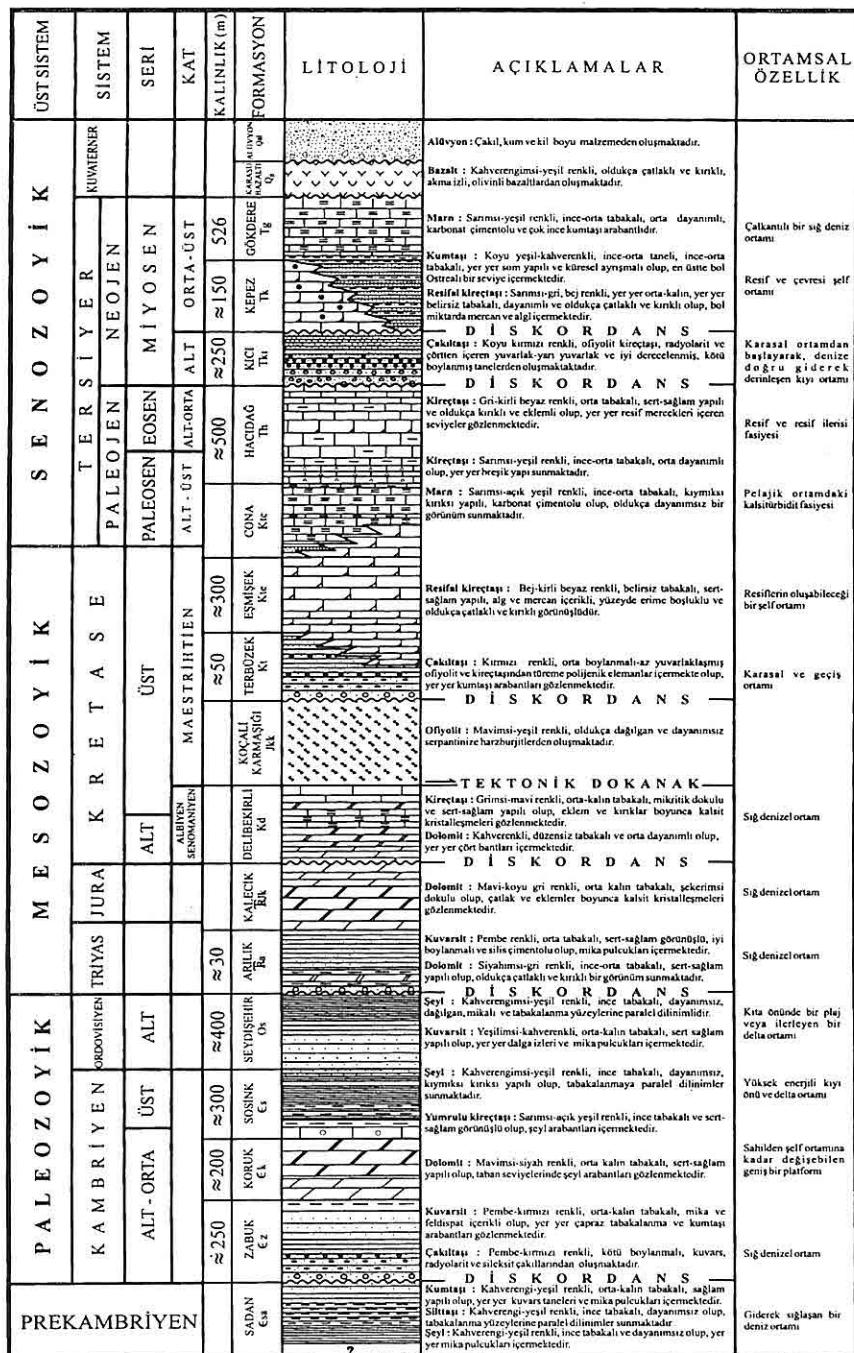
Çalışma alanında, tabanda çakıltaşı ile başlayan Zabuk formasyonu, yukarılara doğru kuvars kumtaşlarının hakim olduğu bir litoloji ile temsil edilir (Şekil 3). Çakıltaşları genelde kahverengi-kırmızı renkli, birkaç mm den 10 cm ye kadar değişebilen boyutlu, orta yuvarlak, kötü boylanmalı kuvars kökenli tanelerden oluşmakta olup, silis çimentoludur. Bu seviye üzerine ayrılmış yüzeyi pembe, kirli beyaz, kırmızı veya mor renkli, taze kırık yüzeyi krem, pembe veya kırmızı renkli, iyi yuvarlanmış, ince-orta taneli, orta-kalın tabakalı, sert ve sağlam yapılı, keskin köşeli kırıklı, yer yer çapraz tabakalı ve silis çimentolu kuvarsarenitler gelmektedir. Kuvarsarenitlerden oluşan bu seviyeyi, ayrılmış yüzeyi pembe,

kırmızımsı-mor renkli taze kırık yüzeyi kırmızımsı-gri renkli, ince-orta tabakalı içinde mika pulcukları bulunan sert, sağlam yapılı, feldispatlı kumtaşları ve silttaşları arakatkılı kuvars kumtaşlarından oluşan bir seviye izlemektedir. Kumtaş seviyeleri içerisinde tabakalanmaya paralel düzlemler boyunca mika pulcuklu düzeyler gözlenmektedir. Zabuk formasyonunun tavanında ise koyu yeşil renkli, kıymıksı kırıksı, orta dayanıklı, ince tabakalı Koruk formasyonuna geçiş simgeleyen şeyl ve kumtaşları ardalanmasından oluşan, 10-15 m kalınlığa sahip bir geçiş zonu bulunmaktadır. Bu zon içerisinde yer yer kireçtaş mercekleri de gözlenmektedir. Birim genel olarak oldukça çatlaklı ve kırıklı bir yapı sunmakta ve bu çatlak ve kırık zonları boyunca kuvars damarları gözlenmektedir. Ayrıca birimin genelinde gözlenen mika oluşumları düşük derecede bir metamorfizmeyi işaret etmektedir.

Sadan formasyonu üzerinde düşük açılı bir diskordansla bulunan Zabuk formasyonu üzerinde, uyumlu olarak Koruk formasyonu gelmektedir. Ancak çalışma alanında Ceylanlı mah. (G7) güneybatısında Zabuk formasyonu üzerinde tektonik konumlu olarak Mesozoyik karbonatları gözlenmektedir (Şekil 4).

Zabuk formasyonu için, Saylak köyü dolayında 600 m (Dean ve Krummenacher, 1961), Eğribucak güneydoğusunda 275 m (Atan 1969), Çardakyayla'da 375 m, Ağagedik'te 250 m (Ketin, 1966), Eğribucak'ta 230 m, İndere'de 500 m (Yalçın, 1979) ve

KIRIKHAN VE CİVARININ (HATAY) STRATİGRAFİK GELİŞİMİ, GD TÜRKİYE



Şekil 3. Çalışma alanının genelleştirilmiş stratigrafi kesiti.

Adatepe'de 180 m (Yılmaz ve diğ., 1984) kalınlık belirlenmiştir. Zabuk formasyonunun çalışma alanındaki görünür kalınlığı 250 m dir.

Sosink formasyonu içerisinde bulunan Trilobitlere (Dean ve Krummenacher, 1961) dayanılarak birime Orta Kambriyen yaşı verilmesi sonucunda, Zabuk formasyonunun Alt-Orta Kambriyen yaşında olduğu düşünülmektedir. Zabuk formasyonu, özgün litolojisi, içerdeği sedimanter yapıları ve stratigrafik konumu ile dalgaların, firtınaların ve rüzgarların oluşturduğu akıntıların egemen olduğu, tektonik bakımdan fazla aktif olmayan fakat karadan kırıntılı malzeme beslenmesinin devam ettiği sığ ve geniş bir şelf alanınınında çökelmiş olmalıdır (Önalan, 1986). Birim içerisinde yer yer gözlenen çapraz tabakalar ise ortamın zaman zaman hareketlendiğini işaret etmektedir (Şekil 6).

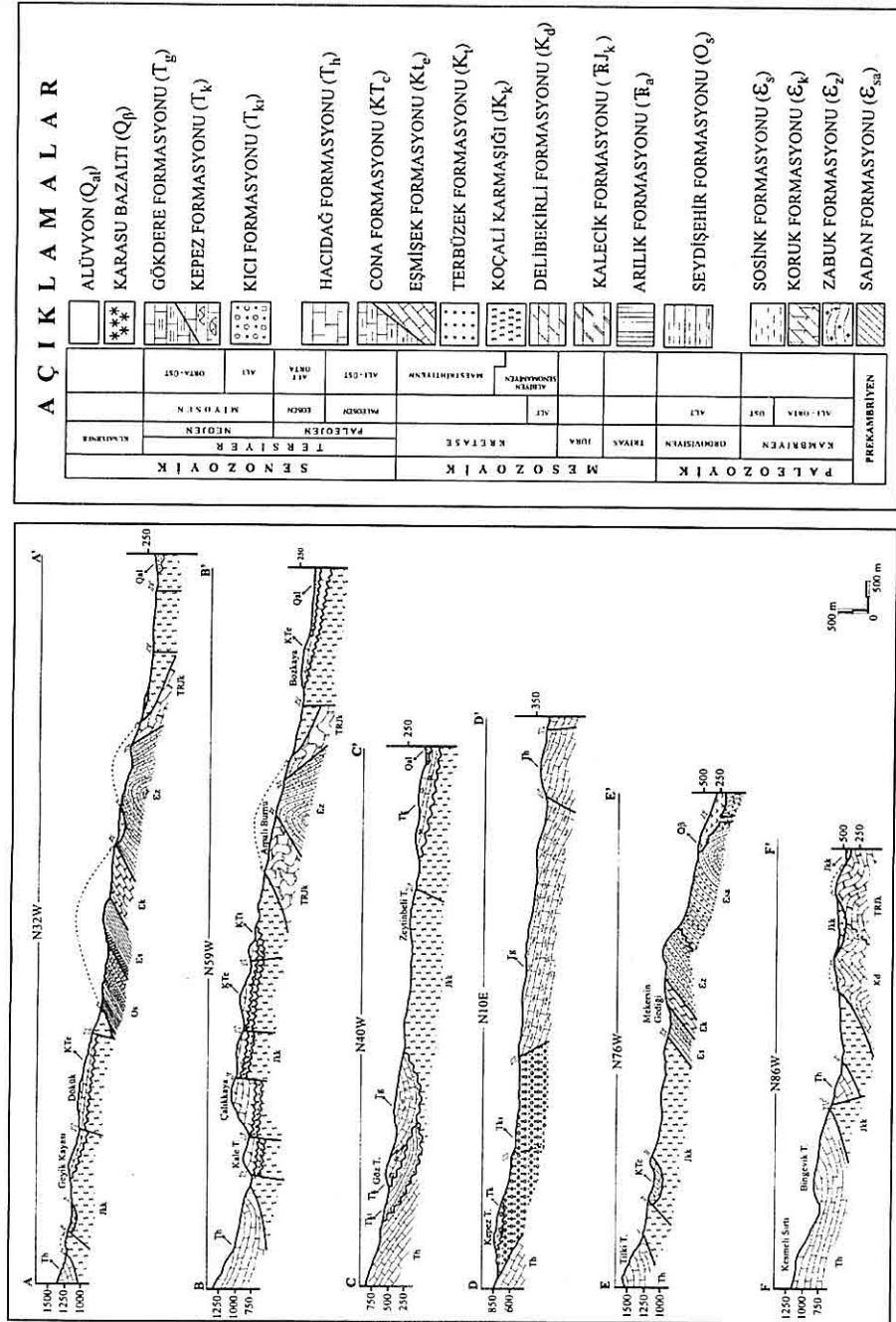
Zabuk formasyonu, Sadan formasyonu (Kellogg, 1960), Kaplandere formasyonu (Ketin, 1966), Zabuk formasyonu (Schmidt, 1966; Yılmaz ve diğ., 1984), Eğrek formasyonu (Atan, 1969; Önalan, 1986) ile deneştirilebilir. Ayrıca Doğu Toroslar'da Tufanbeyli yakınılarında, Emircazi formasyonu (Özgül ve diğ., 1972) içerisindeki mor kuvarsitlerden oluşan seviye Zabuk formasyonunun eşdeğeri olmalıdır.

2.3. Koruk formasyonu (ek)

İlk kez Schmidt (1966) tarafından Mardin-Derik yükselimindeki Koruk köyü civarında gözlenen kireçtaşları için Koruk formasyonu adı kullanılmış olup, daha

sonra Yalçın (1979) tarafından Amanoslar'daki Paleozoyik istifteki kireçtaşları için de aynı adın kullanılması uygun görülmüştür.

Koruk formasyonu çalışma alanı içerisinde, Eşmişek mah (F4) D-KD'sunda ve Ceylanlı köyü (H1) B-KB'sında gözlenmekte olup, genelde KD-GB uzanımlı olarak yüzlek vermektedir (Şekil-2). Birim tabanda ayrılmış yüzeyi yeşilimsi-koyu gri, taze kırık yüzeyi yeşil veya gri renkli, ince tabakalı, dayanımsız, kıymıklı-kırıklı ve dilingen özellikli şeyller ile ayırtma yüzeyi koyu yeşil, kahverengi, taze kırık yüzeyi yeşil renkli çok ince tabakalı, orta dayanımlı, laminasyonlu ve mika pulcuklu kumtaşı seviyelerinin ardalanmasından oluşan ve yer yer 10-15 m lik kalınlığa ulaşan bir geçiş zonu ile başlamaktadır. Bu zon içerisinde yer yer kireçtaşları mercekleri olağandır. Bu seviyenin üzerinde ayırtma yüzeyi siyahımsı-koyu gri, taze kırık yüzeyi siyahımsı-gri renkli, orta-kalın tabakalı, sert, sağlam yapılı, iri kristalli, oldukça kötü kokulu, stromatolitli ve çatlaklı, çatlak ve kırıkları kalsit dolgulu dolomitler bulunmaktadır. Daha yukarılara doğru, tanımlanan dolomit litolojisi yer yer kireçtaşları ile aradalanmalı olarak gözlenmektedir. Birimin tavanında ise, ayırtmış yüzeyi kahverengi-koyu yeşil renkli, taze kırık yüzeyi yeşilimsi-çirkili gri renkli, ince-orta tabakalı, paralel ve çapraz laminalı, oldukça dilingen, orta dayanımlı killi kireçtaşları yer almaktadır. En üstte Sosink formasyonuna geçişte ise, ayırtmış yüzeyi yeşilimsi-kahverengi, taze kırık



Şekil 4. Çalışma alanına ait jeoloji enine kesitleri.

yüzeyi sarımsı-yeşil, ince tabakalı, dilinimli, yumrulu kireçtaşı ve karbonat çimentolu silttaşlı gözlenmektedir. Ayrıca Koruk formasyonu içerisinde yüzey sularının etkisiyle ve ikincil olarak kalsitlerin zenginleşmesiyle oluşan, oldukça saydam yapılı ve laminasyonlu aragonit kütleleri de belirlenmiştir.

Koruk formasyonu için Eğribucak kesitinde 120 m (Yalçın 1979), Hassa'da 120 m (Ketin 1966) Saylak'ta 185 m (Dean ve Krummenacher, 1961), İndere'de 227 m (Bryant, 1960), Eğribucak'ta 175 m (Atan, 1969), Söğüt kesitinde 165 m, İndere'de 167 m. (Yılmaz ve diğ., 1984) kalınlık belirlenmiştir. Birimin çalışma alanındaki görünür kalınlığı 200 m dir.

Koruk ve Sosink formasyonları arasında, fosilli düzeylerin yer aldığı bir geçiş zonu bulunmaktadır. Bu zondan ve Sosink formasyonu içinden derlenen örneklerden, birim için Orta Kambriyen yaşı belirlenmiştir (Dean ve Krummenacher, 1961; Atan, 1969; Aslaner, 1973). Buradan hareketle, Sosink formasyonu ile uyumlu olması sonucu, Koruk formasyonunun da Orta Kambriyen yaşı olduğu düşünülmektedir.

Litolojik özellikleri, sedimanter yapıları ve stratigrafik konumu gözönüne alındığında, Koruk formasyonu sahilden şelf ortamına kadar değişebilen geniş bir platform üzerinde çökelmanış olmalıdır (Önalan, 1986) (Şekil 6).

Bu çalışmada Koruk formasyonu olarak adlandırılan birim, Sadan dolomiti (Bryant, 1960), C formasyonu (Dean ve Krummenacher, 1961), Dolomit

formasyonu (Ketin, 1966), Karayuce kalkeri (Atan, 1969), Kayabaşı kireçtaşı (Janetzko, 1972), Koruk formasyonu (Yalçın, 1979; Tuna, 1973; Monod ve Dean, 1981; Dean ve Krummenacher, 1961 ve Önalan, 1986) ve Doğu Toroslar'da Değirmentaş kireçtaşı (Özgül ve diğ., 1972) olarak ayırtıldığı birimlerin eşdegeri olmalıdır.

2.4. Sosink formasyonu (es)

Sosink formasyonu ismi Amanoslar'da ilk kez Bryant (1960) tarafından, Orta Amanoslar'ın kuzey kesimlerindeki şeyl ve kumtaşlarından oluşan birim için kullanılmıştır.

Sosink formasyonu Çamlı Tepe güneyinde (H1, H2), Eşmişek mah. ve Uzungöl mvk. (H2) batısında gözlenmekte olup, genelde KD-GB uzanımlı olarak yüzlek vermektedir (Şekil 2).

Tabanda Koruk formasyonu ile olan dokanlığında, yumrulu ve killi kireçtaşlarından oluşan birim, genel olarak şeylin hakim olduğu, yukarılara doğru şeyl-kumtaşı ve tavanda ise kuvarsit-şeyl ardalanmasının gözlendiği bir litolojiyle temsil edilmektedir (Şekil 3). Tabanda gözlenen yumrulu ve killi kireçtaşları üzerine ayrılmış yüzeyi yeşilimsi-kahverengi, yer yer koyu kahverengi, taze kırık yüzeyi kahverengimsi-yeşil, ince-orta tabakalı, yer yer laminalı, kıymiksí-kırıklı yapılı, oldukça dayanımsız, tabakalanmaya paralel dilinimler sunan ve dilinim yüzeyleri boyunca bol mika pulcuklu, şeyller yer yer kumtaşları ile ardalanmalı olarak bulunmaktadır. Birimin üst kısımlarında ise ayrılmış

yüzeyi grimsi-kahverengi, taze kırık yüzeyi yeşilimsi-gri renkli, ince kum boyu kuvars taneli, orta boylanmalı, ince-orta tabakalı, bol miktarda mika pulcuklu, sert-dayanıklı, keskin-köşeli kırıklı, yer yer laminalanmanın gözlendiği çatlaklı ve kırıklı bir yapıya sahip kuvarsit tabakaları, şeyller ile ardalanmalı olarak bulunmaktadırlar.

Sosink formasyonu tabanda Koruk, tavanda ise Seydişehir formasyonları ile uyumlu bir dokanağa sahiptir (Şekil-4). Sosink formasyonu için, Hassa batısında 250 m (Dean ve Krummenacher, 1961), Eğribucak köyü güneyinde 300 m (Atan, 1969), Eğribucak kesitinde 235 m, İndere yapısında yaklaşık 400 m (Yalçın, 1979), Karadere kesitinde 294 m ve Karalar kesitinde ise 305 m (Yılmaz ve diğ., 1984)'lik kalınlıklar bulmuşlardır. Birimin çalışma alanındaki görünür kalınlığı ise 300 m dir.

Daha önce belirtildiği gibi Koruk ve Sosink formasyonları arasında, zengin bir Trilobit faunasının yer aldığı bir geçiş zonu bulunmaktadır (Dean ve Krummenacher, 1961). Janetzko (1969) birimin üst kesimlerinde gözlenen kırmızı ve sarı kalkıştalar içerisindeki kırıntı şeklinde fosil bulgularının Articulata ve Brachiapoda sınıfına ait Orthida Sensu Stricto olduğunu belirtmiştir. Atan (1969) ise Mekersin formasyonu olarak adladığı aynı birim içerisinde Orta Kambriyen'e karşılık gelen *Paradoxides* sp., *Pardailhania cf barthouxi* MANSUY fosillerini bulmuştur. Aslaner (1973) birimdeki Trilobit faunasına dayanarak Sosink formasyonu için Orta Kambriyen

(Akadiyen) yaşını belirlemiştir. Birim içerisinde Üst Kambriyen'i verebilecek herhangi bir fosil bulgusu yoktur. Ancak Yılmaz ve diğ. (1984) birimin üst dokanağında çökelmede kesikliği gösteren jeolojik ve sedimentolojik verilerin olmadığını bu nedenle, birimin yaşının Orta-Üst Kambriyen olduğunu belirtmişlerdir.

Sosink formasyonu yukarıda doğru kabalaşan tane boyu, içerdiği oksidasyon düzeyleri ve kapsadığı litoloji ile zaman zaman sıslaşıp, zaman zaman derinleşen, kırıntılı malzeme gelişinin bol olduğu dalga kontrolündeki bir şelf ortamında çökelmiş olmalıdır (Şekil-6).

Sosink formasyonu, Orta Amanoslar'ın kuzeyinde Sosink formasyonunu (Bryant, 1960), D formasyonunu (Dean ve Krummenacher, 1961), Kölemez formasyonunu (Brown, 1959), Tiyek formasyonunu (Ketin, 1966; Önalan, 1986), Mekersin formasyonunu (Atan, 1969), Tandır serisi (Janetzko, 1969, 1972; Ishmawi, 1969, 1972), Yuka formasyonu (Lahner, 1969, 1972), Sosink formasyonu (Yalçın, 1980; Yılmaz ve diğ., 1984) Sosink formasyonu ile denetirilebilir.

2.5. Seydişehir formasyonu (Os)

Amanoslar'da, ilk kez Günay (1984) tarafından Sosink formasyonu üzerine gelen kuvarsitlerle üste doğru bunlarla geçişli olarak gözlenen şeyllerin oluşturduğu birime Seydişehir formasyonu adı verilmiştir. Bu çalışmada ise daha önce bazı araştırmacılarca Kardere ve Kızlaç olarak iki farklı formasyon şeklinde tanımlanan birim, Seydişehir adıyla tek bir

formasyon olarak tanıtılmıştır.

Çalışma alanında, birim Eşmişek mah. (F4) D-KD'sunda ve Uzungöl mvk. (G2, G3) dolaylarında gözlenmekte olup, genellikle KD-GB uzanımlı bir yayılım sunmaktadır (Şekil 2).

Seydişehir formasyonu tabanda kuvarsitlerle, üst seviyelerde ise şeyllerle temsil edilir (Şekil 3). Alt seviyelerde gözlenen kuvarsitler, ayrılmış yüzeyi koyu yeşilimsi-kahverengi, taze kırık yüzeyi grimsi-yeşil, orta yuvarlak taneli, orta boylanmış, sert sağlam yapılı, keskin köşeli kırıklı, orta-kalın tabakalı, yer yer laminalı, dalga izli ve genelde çatlaklı ve kırıklı bir yapıya sahiptirler. Tanımlanan kuvarsitler, ayrılmış yüzeyi grimsi-koyu yeşil, taze kırık yüzeyi; sarımsı-yeşil, dayanımsız, tabakalanma düzlemlerine paralel dilinimler gösteren, ince tabakalı ve mika pulcuklu şeyller ile ardalanma gösterirler. Tanımlanan kuvarsitlerin üzerinde ayrılmış yüzeyi; kahverengimsi-yeşil, taze kırık yüzeyi grimsi-yeşil, ince taneli, ince tabakalı, yer yer laminalı, dayanımsız, kıymıksı-kırıksı görünüslü, mika pulcuklu, şeyller bulunmaktadır. Şeyller arasında çok ince bantlar halinde kuvarsit ve kumtaşları da gözlenmektedir.

Seydişehir formasyonu tabanda Sosink formasyonu ile uyumlu olarak gözlenmekte, tavanda ise üzerine açılı diskordansla Arılık formasyonu gelmektedir (Şekil 4). Birimin çalışma alanı içerisindeki görünür kalınlığı 400 m kadardır.

İshmahwi (1972) Seydişehir formasyonunun alt seviyelerini oluşturan Bahçe serisi olarak adlandırdığı kesimden

Scolithus, Vermes izleri ve Cruzianalar belirlemiş ve Seilacher (1960) 'e dayanarak birime Arenigiyen yaşıını vermiştir. Dean (1983), Kızlaç formasyonu olarak adladığı sözkonusu birimin üst seviyelerinde Cruziana Furcifera bularak Arenigiyen'i belirlemiş ve birime Alt Ordovisiyen yaşıını vermiştir. Bu nedenle, bu çalışmada Seydişehir formasyonunun yaşı Alt Ordovisiyen olarak kabul edilmiştir.

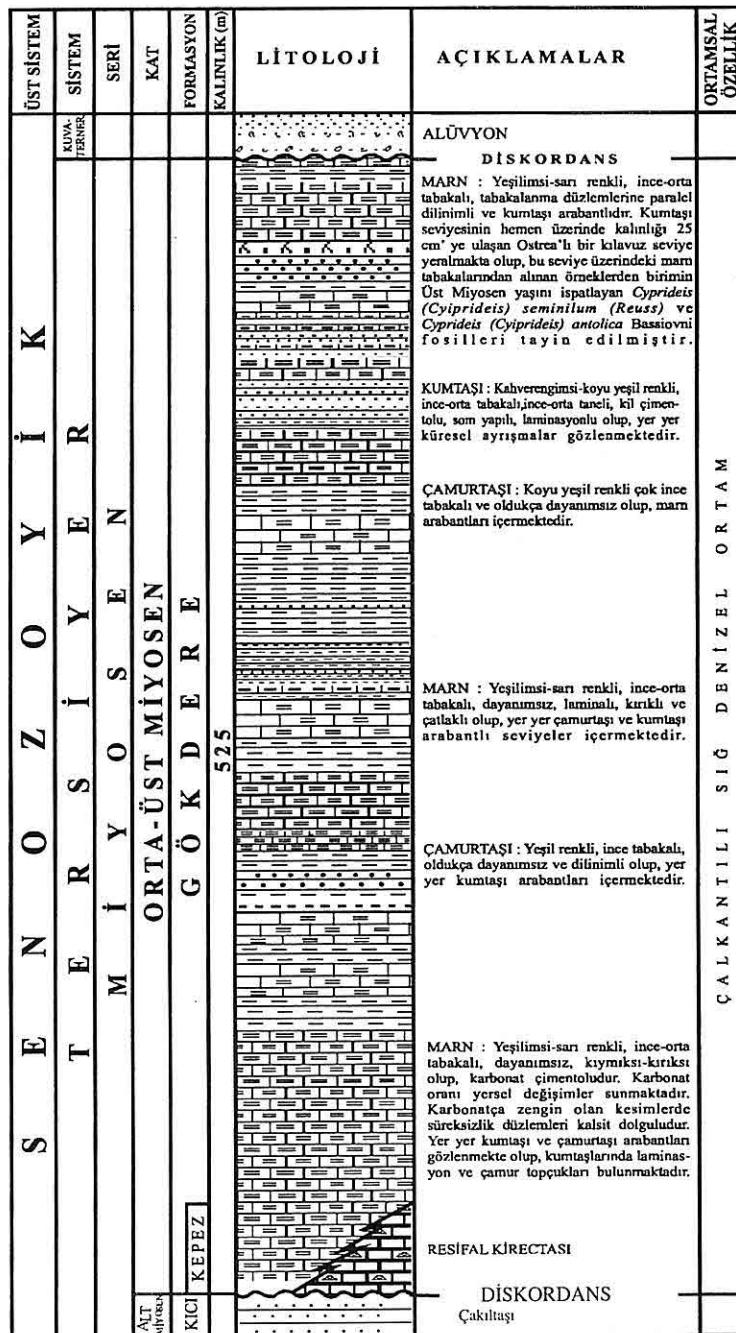
Seydişehir formasyonu, litolojik özellikleri, alt ve üstündeki birimlerle olan ilişkileri ve bu birimlerin oluşum ortamları göz önüne alındığında, Sosink formasyonuna göre daha sığ bir ortamda, yani kita önünde bir plaj ve ilerleyen bir delta ortamında çökelmiş olmalıdır (Yılmaz ve diğ., 1984) (Şekil 6).

Çalışma alanında Seydişehir formasyonu olarak adlandırılan birim, Dadaş-Bedinan formasyonunun taban kesimlerinin (Bryant, 1960), Bahçe formasyonu (Lahner, 1972 ; Yalçın, 1979), Bahçe ve Ayran serileri (İshmawi, 1972), Bezelik Kuvarsiti ve Cruziana tabakaları (Janetzko, 1969), Seydişehir (Günay, 1984) ve Kardere ve Kızlaç formasyonlarının (Yılmaz ve diğ., 1984) eşdeğeri olmalıdır.

2.6. Arılık formasyonu (TRa)

İlk defa Atan (1969) tarafından Mesozoyik yaşılı istifin tabanında yeralan birim Arılık Kuvarsiti olarak adlandırılmıştır.

Arılık formasyonu çalışma alanında, Arılık Tepe (H1) ve civarında küçük bir alanda yüzlek vermektedir (Şekil 2). Birim



Şekil 5. Gökdere formasyonundan alınan ölçülü stratigrafik kesit.

tabanda çakıltaşıyla başlayıp, daha üst seviyelerde kuvarsitlere geçmektedir (Şekil 3). Çakıltaşları; kırmızı-mor renkli, genelde köşeli, yer yer orta yuvarlaklışmış, orta boyanmalı, değişken boyutlu, genelde kuvarsit kökenli, kum matriks ve silis çimentoludur. Çakıltaşlarından tane boyunun küçülmesi ile kuvarsitlere geçilmektedir. Kuvarsitler; ayırtmış yüzeyi pembemsi-kırmızı, mor, taze kırık yüzeyi pembemsi-açık kırmızı, ince-orta taneli, orta yuvarlak ve orta-iyi boyanmış taneli, orta tabakalı, yer yer masif görünümlü, sert-sağlam yapılı, keskin-köşeli kırıklı, yer yer mika pulcukları içeren, silis çimentolu olup, oldukça çatıtlaklı ve kırıklı bir yapı sunarlar. Kuvarsitler içerisinde yer yer paralel ve çapraz laminalanma ile birlikte yersel küçük ölçekli kıvrımlar gözlenmektedir. Bazı kesimlerde çok ince tabakalar şeklinde ayırtmış yüzeyi; kahverengimsi-koyu yeşil, taze kırık yüzeyi sarımsı-yeşil, dayanımsız ve oldukça dilingen ve kıymıksı-kırıklı yapılı şeyl tabakaları da görülür. Birimin üst seviyelerine doğru; kuvarsitler içinde yer yer ayırtmış yüzeyi siyahımsı-koyu gri, taze kırık yüzeyi koyu gri, oldukça sert, sağlam yapılı, ince orta tabakalı, keskin köşeli kırıklı, orta taneli dolomitik kireçtaşı yumruları gözlenmektedir. Arılık formasyonunun en üst seviyelerinde ise kuvarsitlerin yerini marnlar almakta ve tabakalı kireçtaşı-marn ardalanımı izlemektedir.

Arılık formasyonu daha yaşı birimleri açısal uyumsuzlukla örtmekte, tavanda ise uyumlu olarak Kalecik formasyonu

tarafından üzerlenmektedir (Şekil-4). Bölgede daha önce yapılan çalışmalarla birim için Atan (1969) 130 m, Günay (1984) ise çakıltaşından oluşan taban seviyesi için 5-30 m, kuvarsitlerle birlikte tüm birim için 50-250 m arasında değişen kalınlıklar belirlemiştir. Birimin çalışma alanındaki görünür kalınlığı 30 m dir.

İnceleme alanı ve civarında bundan önce yapılan diğer çalışmalarla olduğu gibi bu çalışmada da Arılık formasyonu içinde yaş belirleyebilecek bir fosile rastlanamamıştır. Atan (1969) yaptığı çalışmada birimi Mesozoyik'in tabanında göstermiş ve Triyas yaşı vermiştir.

Arılık formasyonunun alttaki ve üsteki birimlerle olan dokanak ilişkisi ve genel litolojisi gözönüne alındığında, tavanda gözlenen Triyas-Jura yaşı Kalecik formasyonunun şelf karbonatları niteliğinde olması, bu şelfin karaya yakın kesimlerinde bulunan başka bir birimi akla getirmektedir (Şekil 6). Böyle bir karakteri yansıtması ve Kalecik formasyonu ile dereceli geçişli oluşu nedeniyle, bu çalışmada Arılık formasyonunun Triyas yaşında olduğu kabul edilmiştir (Kozlu, sözlü görüşme, 1995).

2.7. Kalecik formasyonu (TRJk)

Bu çalışmada Kalecik formasyonu olarak adlandırılan birim, Hakkari dolayında yüzeyleyen Triyas-Jura-Alt Kretase yaşı kalın karbonat istifinin (Perinçek, 1978) ve daha sonra Amanoslar'da gözlenen ve aynı adla tanıtılan (Günay, 1984) Cudi grubunun orta ve üst seviyelerini kapsamaktadır. Bu

nedenle, birim için Cudi grubu adı yerine 1984).

Kalecik formasyonu adı kullanılmasının daha uygun olacağı düşünülmüştür.

Kalecik formasyonu çalışma alanı içerisinde Arpalıburnu civarında (G7, H7), Gümüşlük yaylası (G8) güneydoğusunda ve Kalecik Kaya (F9, F10, E9, G11) dolaylarında genel olarak KD-GB uzanımlı olarak yüzeylemektedir (Şekil 2).

Kalecik formasyonu, başlıca dolomit ve dolomitik kireçtaşından oluşmaktadır (Şekil 3). Tabanda ayırmış yüzeyi grimsi-

koyu mavi, taze kırık yüzeyi mavimsi-gri, kalın tabakalı, oldukça sert, sağlam yapılı, çat�ak ve kırıklı dolomitik kireçtaşları ile başlamaktadır. Bunların üzerinde ayrılmış yüzeyi mavimsi-koyu gri, taze kırık yüzeyi grimsi-mavi olan, orta kalın tabakalı, fosilsiz, kötü kokulu, kırıklı ve çat�aklı, oldukça sert, kırık ve çat�ak yüzeyleri boyunca kalsit kristalleşmeli, keskin köşeli kırıklı, iri taneli dolomitler gelmektedir. Birim daha üst seviyelere doğru dolomit ve dolomitik kireçtaşı ardalanmasına geçmektedir. Üst seviyelere doğru renkte bir açılma meydana gelmekte olup, yer yer stramatolit, çapraz ve paralel laminalanma gözlenmektedir.

Kalecik formasyonu Arılık formasyonu üzerinde uyumlu olarak bulunmakta, üzerine ise Delibekirli formasyonu gelmektedir. Ancak her iki birim de çalışma alanında Koçalı Karmaşığı'na ait ofiyolitler tarafından üzerlendiklerinden dolayı aralarındaki dokanak gözlenmemektedir (Şekil 4). Bu iki birim arasındaki dokanak Güneydoğu Anadolu'daki mostralarda düşük açılı diskordans olarak belirlenmiştir (Günay,

Kalecik formasyonu için, Eğribucak civarında 235 m (Atan, 1969), komprehensif seri için 600-800 m (Lahner, 1972), İslahiye-Fevzipaşa arasındaki komprehensif seri için 30-500 m (Ishmahwi, 1972), Gökpınar' da 134 m, Gökçedağ' da 135 m (Yalçın, 1979) kalınlık belirlenmiştir. Ancak Demirkol (1988) Cudi Grubu için gerçek kalınlığının 400-700 m arasında değiştiğini belirtmektedir.

Kalecik formasyonu dolomit ve dolomitik kireçtaşı litolojisine sahip olduğundan dolayı, fosil içeriği bakımından oldukça fakirdir. Ancak Günay (1984) tarafından tanımlanan Türkoğlu kesitinde birim için Triyas-Jura yaşı verilmiştir. Atan (1969) Küreci kalkeri olarak adlandırıldığı birimden aldığı örneklerde dayanarak Triyas yașını kanıtlamıştır. Tüm bu verilerin ışığında, Amanoslar'daki Cudi Grubunun ve çalışma alanında onun orta ve üst seviyelerinin eşdegeri olan Kalecik formasyonunun yașının Triyas-Jura olduğu kabul edilmiştir.

Kalecik formasyonu litolojik özellikleri ve sedimanter yapıları ile sıg denizel ortamda çökelsi olmalıdır. İçerisinde gözlenen çapraz lamina ve diğer bazı yapılar birimin zaman zaman gel-git seviyesine karşılık gelen sıg bir deniz deniz ortamında çökeldiğini belirtmektedir (Demirkol, 1988) (Şekil 6).

Çalışma alanında Kalecik formasyonu olarak adlandırılan birim, Hakkari dolayında Triyas-Jura yaşı kalın karbonat istifi olarak tanımlanan Cudi Grubu

(Perinçek, 1978), Cudi Grubu (Günay, 1984), Molussa Grubu (Bryant, 1960), Küreci Kalkeri (Atan, 1969), Yaşılı Komprehensif serisi (Janetzko, 1979), Komprehensif serisi (Lahner, 1972; Ishmawi 1972), Amanos Grubu (Yalçın, 1979), Keldağ formasyonu (Selçuk, 1981), M1 ve M2 (Yılmaz ve diğ., 1984) ile deneştirilebilir.

2.8. Delibekirli formasyonu (Kd)

Bu çalışmada Delibekirli formasyonu olarak adlandırılan birim Amanoslar'da Mardin Grubu (Günay, 1984) olarak adlandırılan Kretase yaşılı karbonatların belirli bir bölümüne karşılık gelmektedir. Ancak birim ofiyolitler tarafından üzerlendiğinden, çok sınırlı bir alanda gözlenmekte ve tek bir hakim litoloji sunmaktadır. Bu nedenle birime Mardin Grubu yerine Delibekirli formasyonu adının verilmesi uygun görülmüştür.

Delibekirli formasyonu, çalışma alanında sadece Delibekirli mah. (F8) güneydoğusunda gözlenmekte olup, oldukça sınırlı bir alanda sunmuş olduğu yumuşak topoğrafyası ve grimsi kahverengi rengi ile belirgindir (Şekil-2).

Birim genel olarak dolomit, marn ve kireçtaşı litolojilerinden oluşmaktadır (Şekil 3). Tabanda; ayrılmış yüzeyi sarımsı-kahverengi, taze kırık yüzeyi sarımsı-yeşil, oldukça yumuşak yapılı ve orta dayanıklı, karbonat çimentolu, orta kalınlıkta ve düzensiz tabakalı, yer yer çört yumrulu, çatlaklı ve kırıklı, çatlak ve kırıklarında kalsit zenginleşmeli, kötü kokulu, keskin köşeli kırıklı, dolomit ve dolomitik kireçtaşları bulunmaktadır. Bu

seviye; giderek, ayrılmış yüzeyi kahverengimsi-koyu yeşil, taze kırık yüzeyi sarımsı-yeşil renkli, ince-orta tabakalı, az veya orta dayanıklı, karbonat çimentolu, tabakalanma yüzeyine paralel dilinin özelliği gösteren marnlara geçiş göstermektedir. En üstte ise; ayrılmış yüzeyi grimsi-mavi, taze kırık yüzeyi bej veya açık gri renkli olan orta kalın tabakalı, sert dayanıklı, mikritik dokulu, kırık ve çatlak yüzeyleri boyunca kalsit zenginleşmelerinin gözlendiği kristalize kireçtaşları bulunmaktadır. Birimin taban seviyelerinde demirli düzeyler bulunmaktadır.

Delibekirli formasyonu, Kalecik formasyonu üzerine çok düşük açılı bir diskordansla gelmekte (Günay, 1984), üzerinde ise tektonik dokanakla Koçalı Karmaşığı'na ait serpentinler bulunmaktadır (Şekil 4).

Atan (1969) Yönlü Tepe kesitinde 300 m, Yalçın (1979) Bahçe dolayında alttaki Cudi Grubu ile birlikte ele alıp, Amanos Grubu adını verdiği birim için 130-210 m, Yılmaz ve diğ. (1982) İmalı kesitinde 750 m, Türkoğlu kesitinde 335 m ve Günay (1984) Mardin Grubu için toplam 200-700 m arası değişen kalınlıklar belirlemiştir.

Delibekirli formasyonu hakim dolomit ve dolomitik marn litolojisile, fosil içeriği bakımından oldukça fakirdir. Bu nedenle çalışma alanında Delibekirli formasyonuna ait mostralardan fosil bulmak mümkün olmamıştır. Ancak, Atan (1969) derlediği Orbitalinalara dayanarak, birimin yaşının Albiyen-Senomanien olduğunu belirtmiştir.

Sığ fasiyelere çökellere ait litolojiyle

temsil edilen Delibekirli formasyonunun, belirlenmiştir. Kesimalerde, olivinlerin gel-git altı, gel-git arası ve lagün çatlak ve kırık yüzeyleri boyunca fasiyelerinde geliştiği Demirkol (1988) serpantinleşme etkisi altında kaldıkları ve tarafından belirtilmektedir (Şekil 6).

2.9. Koçalı Karmaşığı (JKk (sp))

Birim ilk defa Sungurlu (1972) tarafından Adiyaman'ın kuzeyinde yer alan Koçalı kasabası dolaylarında tanımlanmış ve adlandırılmıştır. Çalışma alanında gözlenen ofiyolitlere ait sepantinler, bölgesel korelasyonun sağlanması amacıyla aynı isimle adlandırılmıştır.

Koçalı Karmaşığı çalışma alanının genellikle serpantinlerle temsil edilmektedir. Kimi kesimlerde dar bir zon, kimi kesimlerde ise geniş mostralalar şeklinde gözlenmektedir (Şekil 2). Birim oldukça kırıklı, çatlaklı ve makaslanmalı, dokanak düzlemlerine yakın kesimlerde yapraklanmalı olup, Delibekirli (F8) civarında gözlendiği üzere yer yer de kireçtaşı bloklu olarak gözlenmektedir. Ayrıca, ofiyolitlerin içerisinde yer yer garnet minerallerine de rastlanılmaktadır. Birim içerisinde yer yer dayklar da gözlenmektedir. Zira, Delibekirli Köyü (F8) girişinde yolun sağ tarafında, bölgedeki oldukça yoğun tektonizmayı işaret eden rodenjitleşmiş bir diyabaz dayına rastlanılmıştır.

Çalışma alanının kuzeyinde yer alan Tilki Tepe (D1) D'sundan alınan örneklerden yapılan ince kesitlerde, alınan örneklerin, %40-90 arası olivin içeren, piroksenlerin %95'ten fazlasının ortopiroksenlerle temsil edildiği, hipidiyomorf taneli strüktüre sahip, serpantinize harzburjitel olduğu

belirlenmiştir. Kesimalerde, olivinlerin çatlak ve kırık yüzeyleri boyunca serpantinleşme etkisi altında kaldıkları ve serpantinleşme sonucu olivinlerin krizotil, antigorit ve lizardite dönüşmuş olduğu tespit edilmiştir. Ancak bunlardan lifimsi yapısı nedeniyle yalnızca krizotiller mikroskopla tanınabilmişlerdir. Ayrıca piroksenlerin bazlarında serpantinleşme sonucunda bastit lameline dönüşüm gözlenmiştir. Yılanlı mah. (D7) güneydoğusundan alınan diğer bir örnekte ise, kayacın hipidiyomorf taneli ve elek dokulu serpantinize harzburjitel olduğu belirlenmiştir. Bu kesitte yukarıdaki tanımlamalara ek olarak, klinopiroksenlerin ortopiroksenleri eksolüsyon lamelleri şeklinde içerdığı ve ayrıca opak mineral olarak yer yer kromitlerin bulunduğu, piroksenlerin ise kırılma, büükülme ve dalgalı sönme gösterdiği belirlenmiştir. Delibekirli mah. (F8) kuzeyinde yer alan Çalk Kaya (E6) güneyinden alınan diğer bir örnekte ise kayacın, hipidiyomorf taneli strüktüre sahip, serpantinize lerzolit olduğu belirlenmiştir. Kesimalde olivinlerin %40-90 oranında yer aldığı ve bir kısmının serpantinleşme sonucu serpantin minerallerine dönüştüğü, piroksenlerin ise %5-95 oranında yer aldığı ve değişik oranlarla hem ortopiroksen hem de klinopiroksenlerle temsil edildiği gözlenmektedir. Ayrıca, opak mineral olarak kromitler belirlenmiştir.

Birim, inceleme alanı batısında tektonik dokanakla Mesozoyik karbonatlarını tektonik olarak üzerlemekte ve Senozoyik yaşlı birimler tarafından örtülmekte olup,

çalışma alanının doğusunda ise, Mesozoyik birimlerin eksik oluşu nedeniyle, direkt olarak Paleozoyik birimleri üzerinde gözlenmektedir (Şekil-4). Ayrıca ofiyolitin Üst Kretase'de bölgeye yerleşiminden sonra, okyanusal kabuk yitilmesinin devam etmesi, daha sonra bölgede ikincil ofiyolit ekaylanmalarını oluşturmuştur. Derin denizel ortamda kalsi-türbidit fasıyesinde gelişen Ü. Maestrihtiyen-Alt Paleosen yaşı Cona formasyonu çalışma alanında ofiyolitler içerisinde yüzen bir blok şeklinde gözlenmektedir. Ayrıca çalışma alanı kuzeyinde Geyikkayası (E2) civarında ofiyolitik birimler Üst Kretase-Paleosen yaşı Eşmişék formasyonu üzerinde tektonik konumludur. Çalışma alanında Koçali Karmaşığı'nın üzerine ise başlıca çakıltaşlarından oluşan Üst Maestrihtiyen yaşı Terbüzek formasyonu gelmektedir (Şekil 3).

Perinçek (1978) Koçali Karmaşığı'na ait derin denizel sedimanları karakterize eden kırıntılarının gözlendiği, Koçali dolaylarından derlediği örneklerdeki fosil bulgularıyla Üst Jura-Alt Kretase yaşı saptamıştır.

Koçali Karmaşığı'na ait birimler Triyas'ta Arap platformunun K'inde açılmaya başlayan okyanusal kabuk ürünü birimler olarak kabul edilmektedirler. Üst Kretase sırasında bölgede etkin olan K-G yönlü sıkışma tektoniği ile okyanusal kabuk ürünlerinin Arap platformu üzerine itilmeye başladığı ve Kampaniyen'de bugünkü son konumlarına geldikleri belirtilmektedir (Demirkol, 1988).

2.10. Terbüzek formasyonu (Kt)

İlk kez Yılmaz ve diğ. (1984) Amanoslar'da Koçali Karmaşığı'na ait ofiyolitlerin üzerinde, çakıltaşı ve kumtaşlarıyla temsil edilen birimin, Güneydoğu Anadolu'da tanıtılan Terbüzek formasyonunun litolojik ve stratigrafik olarak benzeri olduğunu öne sürerek aynı adı kullanmışlardır. Bu çalışmada da birim için Terbüzek formasyonu adının kullanılması uygun görülmüştür.

Terbüzek formasyonu, çalışma alanında Delibekirli mah. (F8) K'i ve Geyikkayası (E2) D'sunda dar bir alanda gözlenmektedir (Şekil-2). Birim genel olarak, çakıltaşı, kumtaşı ve bu kumtaşları arasında yer alan çok ince tabakalı çamurtaşları şeklinde bir litoloji sunmaktadır (Şekil 3). Birimin taban seviyelerini kahverengi, kırmızı, mor-gri renkli, orta boyanmalı, az yuvarlaklıktır, genellikle ofiyolit ve kireçtaşları kökenli 1-15 cm arasında değişen boyutlu çakıllar oluşturmaktadır. Üste doğru tane boyunun küçülmesi ile ayırt edilebilir yüzeyi yeşilimsi-kahverengi, taze kırık yüzeyi sarımsı-yeşil, gri renkli, ince-orta tabakalı, dayanımsız, orta boyanmalı, ince-orta taneli karbonat çimentolu ve gevşek tutturulmuş kumtaşları yer almaktadır. Kumtaşları arasında sarımsı-yeşil renkli, oldukça ince tabakalı, dayanımsız ve tabakanmaya paralel dilinimler sunan çamurtaşlı seviyelerine sıkça rastlanmaktadır. Birimin tavanında ise çok ince bir karbonat çimentolu kırıntılı seviye bulunmaktadır.

Terbüzek formasyonu, tabanda Koçali Karmaşığı'na ait ofiyolitler üzerinde uyumsuz, tavanda ise Eşmişék

formasyonu ile yanal ve düşey geçişlidir (Şekil 4). Birimin çalışma alanındaki görünür kalınlığı 50 m dir.

Terbüzek formasyonu içerisinde, Yılmaz ve diğ. (1984) Rudistlere rastlamış ve bunları Hippurites sp. olarak tanımlamışlardır. Ayrıca Demirkol (1988) birim içinde Miscelline sp. bulduğunu belirtmektedir. Yılmaz ve diğ. (1984) kendisiyle geçişli olan karbonatlardan derlenen fosillere ve stratigrafik konumuna dayanarak, birime Üst Maestrichtyen yaşıını vermektedir.

Terbüzek formasyonu, başlangıçta karasal ortamdan başlayıp, ofiyolit yerleşimini izleyen dönemdeki yeni bir transgresyon evresinden sonra giderek denizel ortama geçişin gözlendiği bir ortamda çökelmiş olmalıdır (Şekil 6).

Terbüzek formasyonu, Güneydoğu Anadolu'da Terbüzek formasyonu (Gossage, 1959; Tuna 1973), Alan kalkerinin taban konglomerası (Atan, 1969), Ofiyolit çakılı konglomera (Aslaner, 1973), Antak formasyonu (Derman, 1979), Yalaz formasyonu (Selçuk, 1981) ile deneştirilebilir.

2.11. Eşmişek formasyonu (KTe)

Kırkhan'ın kuzeyindeki Eşmişek Mahallesi (F4) civarında tip lokalitesi gözlenen birim için ilk defa Atan (1969) Eşmişek kalkeri adını kullanmıştır. Bu çalışmada da birim Eşmişek formasyonu adıyla tanıtılmıştır.

Eşmişek formasyonu çalışma alanında Eşmişek mah. (F4) B'sı, ve Delibekirli mah. (F8) K'inde yer alan geniş bir alanda yüzeyler (Şekil 2).

Birim genel olarak tabanda grimsi-sarı renkli killi kireçtaşları ile başlayıp, yukarıya doğru resifal nitelikli kireçtaşlarına doğru bir geçiş göstermektedir (Şekil-3). Birimin tabanı ayırt edilemeyen yüzeyi sarımsı-gri, taze kırık yüzeyi sarımsı-yeşil renkli, ince-orta tabaklı, orta dayanıklı yer yer gözenekli ve kırıklı bir yapıda killi kireçtaşları ile temsil edilir. Bu seviyeden üzerinde ise sari, bey veya kirli beyaz renkli, oldukça sert, sağlam yapılı, keskin köşeli kırıklı, yer yer belirsiz, yer yer orta-kalın tabaklı, bazı kesimlerde som yapılı, alg ve mercan içeriği, yüzeyde erime boşluklu ve oldukça kırıklı ve çatlaklı resifal kireçtaşlarına geçilmektedir. Birim içinde, Geyikkaya G'inden (E7) alınan örnekten yapılan ince kesitte, kayacın biyomikrit olduğu ve oldukça bol miktarda tane destekli, fosil ve fosil kavaklılarından oluşan biyoklastların bulunduğu belirlenmiştir. Kesitte, taneler mikritik bir hamur ile çimentolanmış olup, hakim bir yönde kırıklar ve spariksit dolgulu ikincil çatlaklar içermektedir.

Eşmişek formasyonu tabanda Terbüzek formasyonu, tavanda ise Cona formasyonu ile yanal ve düşey geçişlidir. Adı geçen bu üç formasyon da bölgede ofiyolit yerleşiminden sonra gelişen bir transgresif evreye bağlı olarak oluşan çökelme alanının değişik kesimlerindeki fasiyeleri karakterize eden birimlerdir. Bu birimlerden Terbüzek formasyonu, bu çökelme alanının en sığ kesimlerini, Eşmişek formasyonu resifal niteliği ile resiflerin oluşabileceği bir şelf alanını ve Cona formasyonu ise türbiditik karakteri

ile bu ortamın en derin kesimlerini karakterize etmektedir (Şekil-6).

Bölgede daha önce çalışmalarda bulunmuş olan Atan (1969) birim için 350 m, Yılmaz ve diğ. (1984) ise 320 m kalınlık belirlemiştir. Bu çalışmada birimin görünür kalınlığı 300 m olarak saptanmıştır.

Atan (1969) birime Paleosen yaşıını vermiştir. Daha sonra Aslaner (1973) birimin yaşıının Maestrichtiyen'e kadar indiğini belirtmiştir. Yılmaz ve diğ. (1984) ise birimin Üst Maestrichtiyen-Paleosen yaşında olduğunu açıklamışlardır. Bu çalışmada Çalikkaya (D6) civarından alınan örneklerde Miliolidae, Rotalidae ve Globotruncana sp. gibi fosillere rastlanmasına rağmen, birim için kesin yaş verebilecek fosiller bulunamamıştır. Bu nedenle birimin yaşıının daha önceki çalışmalara dayanılarak, Üst Maestrichtiyen-Paleosen olarak kabul edilmesi uygun görülmüştür.

Bu çalışmada Eşmişek formasyonu olarak adlandırılan birim; Atan (1969)'ın Eşmişek kalkeri, Yılmaz ve diğ. (1984)'nin Eşmişek formasyonu ile korele edilebilir.

2.12. Cona formasyonu (KTc)

Cona grubu adı Amanoslar'da ilk kez Yılmaz ve diğ., 1984 ve Günay, 1984 tarafından Osmaniye-Yarpuz yolunda, Cona Köyü'nün güneyinde Süleymandede Tepe dolayında tip kesiti gözlenen derin deniz fasiyesi özelliğindeki killi kireçtaşı ve kalsitürbiditler için kullanılmıştır. Yılmaz ve diğ. (1984) Cona ve üzerindeki Hacıdağ formasyonunu bir bütün halinde ele alarak, Cona Grubu adını vermişlerdir.

Bu çalışmada Yılmaz ve diğ. (1984) tarafından Cona grubu adıyla tanıtılan birim Cona ve Hacıdağ formasyonları olarak birbirinden farklı iki birim şeklinde tanıtılmıştır.

Birim, çalışma alanında Çamlı Tepe (G1) B'sında gözlenmekte olup, genel olarak K-G uzanımlı olarak göstermektedir (Şekil 2).

Cona formasyonu genel olarak, marn-kumtaşı ve marn-kireçtaşı ardalanması ile temsil edilir (Şekil-3). Çamlı Tepe batısında tabanda ayrılmış yüzeyi kahverengimsi-yeşil, taze kırık yüzeyi sarımsı-yeşil, ince tabakalı, dayanımsız, kıymıksı kırıklı, yersel kıvrımlanmaların gözlendiği, oldukça dilingen karbonat çimentolu marnlar ile başlayan birim, üst seviyelerde tabaka kalınlıklarının artmasıyla, ayrılmış yüzeyi mavimsi-gri, taze kırık yüzeyi siyahımsı-gri, orta tabakalı, midye kabuğu ve çubugumlu şıklı kırlımlı, orta dayanımlı, yer yer küresel ayrışmalı, killi kireçtaşı ve marnlara geçiş göstermektedir. Killi kireçtaşı ve marnların arasında çok ince tabakalı, dağılgan ve dayanımsız, karbonat çimentolu şeyllere sıkça rastlanır. Bu seviyenin üzerinde kalınlığı 35 cm ye ulaşan, ayrılmış yüzeyi sarımsı-kahverengi, taze kırık yüzeyi mavimsi-siyah, iri rekristalize kalsit taneli bir kireçtaşı seviyesi bulunmaktadır. Bu seviyenin üzerinde ise tekrar ince tabakalı marnlar ve ince-orta tabakalı killi kireçtaşları yer almaktadır. Çamlı Tepe (G1) B'sında birim içerisinde alınan örneklerde ait ince kesitlerde kayacın, ekstraklastlı biyomikrit olduğu ve yer yer

tane destekli ve mikritik bir hamurla çimentolanmış olan allokimyasal bileşenlerin, tamamının biyoklastlardan olduğu belirlenmiştir. Ayrıca kesit içerisinde %4 oranında opak mineral ile %5 oranında ekstraklast (kuvars) bulunmaktadır. Hakim yönde kırık sistemini yaklaşık 60° lik bir açıyla kesen ikinci bir kırık sistemi gelişimi söz konusu olup, bu kırıklar kalsit dolguludur.

Cona formasyonu, derin denizde marnların hakim olduğu türbiditik fasiyeste gelişmiş olup, Eşmişek formasyonu ile yanal ve düşey geçişlidir. Ancak bölgede Üst Kretase'de ofiyolitin yerleşiminden sonra oluşan ikincil naplaşmalara bağlı olarak birim bazı kesimlerde tektonik dokanaklı olarak gözlenmektedir. Örneğin Cona formasyonu Çamlı Tepe batısında, Koçali Karmaşığı'na ait ofiyolitler içindeki serpentinitlerle tektonik dokanaklıdır (Şekil 4).

Cona formasyonu için Yılmaz ve diğ. (1984) Pendirlik Yayla'da 390 m, Bryant (1960) Değirmendere'de 372 m ve Süleymandede kesitinde 179 m kalınlık belirlemiştir.

Yılmaz ve diğ. (1984) Çamlı Tepe (G1) batısında yer alan mostrandan alınan örneklerden derlenen fosillere dayanarak, birime Maestrihtiyen yaşını vermişlerdir. Ancak bu birim üzerine gelen Hacıdağ formasyonunun yaşının Üst Paleosen-Orta Eosen olarak belirlenmesi ve belirtilen bu iki birimin dereceli geçişli olması nedeniyle, Cona formasyonunun yaşının Alt Paleosen'e kadar çıkışması gereği ve dolayısıyla birimin yaşının Maestrihtiyen-

Alt Paleosen olduğu düşünülmektedir.

Cona formasyonu, Alan kalkeri (Atan, 1960), Killi kalker formasyonu (Aslaner, 1973), Süleymandede formasyonu (Bryant, 1960), Cona formasyonu (Kozlu, 1982; Yılmaz ve diğ., 1984; Günay, 1984) ile deneştirilebilir.

2.13. Hacıdağ formasyonu (Th)

Osmaniye'ye bağlı Kaypak (Serdar) kasabası kuzeybatısında yer alan, Hacıdağ'da tip lokalitesi gözlenen birim için Yılmaz ve diğ. (1984) tarafından Hacıdağ formasyonu adı verilmiş olup, daha sonra Amanoslar'da çalışmalarda bulunmuş olan Günay (1984)'da birimi aynı adla tanıtmıştır.

Hacıdağ formasyonu çalışma alanının batı kesiminde (A1-A13, D1-D9) oldukça geniş bir alanda yayılım göstermekte ve genel olarak bitki örtüsünün çok zayıf olduğu açık renkli çiplak tepeleri oluşturmaktadır (Şekil-2).

Hacıdağ formasyonu genel olarak marn ve kireçtaşları ile temsil edilir (Şekil 3). Tabanda Cona formasyonuyla olan dokanağında sarımsı-yeşil renkli, ince-orta tabakalı, orta dayanıklı, yer yer laminanma gözlenen marn ve killi kireçtaşları yer alır. Bunların üzerinde ise ayrılmış yüzeyi pembemsi-akın gri, taze kırık yüzeyi sarımsı-akın yeşil, ince-orta tabakalı, sert sağlam yapılı, keskin köşeli kırıklı ve yer yer çört yumrularının gözlendiği kırıntılı bir seviye bulunmaktadır. Bu kırıntılı seviyeler arasında yer yer çok ince bantlar şeklinde kahverengimsi-yeşil renkli, dayanımsız, dilingen, yer yer laminasyonlarının

gözlendiği marnlara sıkça rastlanmaktadır. Üst seviyelere doğru açık gri veya kirli beyaz renkli, orta tabakalı, sert sağlam yapılı, yer yer çört yumru ve bantları ile resif mercekleri içeren kireçtaşlarına geçirilir. Birim içerisinde Yılanlı mah. (C7) güneydoğusundan alınan örneklerde ait ince kesitte, kayacın ekstraklastlı intrabiyomikrit olduğu, %80-85 biyoklast, %10-15 intraklast, %2 opak mineral ve %2'de ekstraklast içeriği ve bu tanelerin mikritik bir hamurla tutturulduğu gözlenmiştir. Çırkingil mah. (A12) güneybatısından alınan bir başka örnekte ise kayacın, allokimyasal bileşenlerin tamamını, çoğunlukla tane destekli, fosil, fosil parçası ve biyoklast parçalarının oluşturduğu ve bu tanelerin spariksits çimentoyla pekiştiği biyoklast olduğu saptanmıştır. Ayrıca tek bir hakim yön boyunca kırıklar ve bu kırık zonları içerisinde, demiroksitli sıvılar nedeniyle kahverengiye boyanmış kısımlar belirlenmiştir.

Çalışma alanında Hacıdağ formasyonu üzerinde açısal uyumsuzlukla Kıcı formasyonu bulunmaktadır (Şekil-4). Tabanda ise birim Cona formasyonuyla dereceli geçişlidir. Birim için, Hacıdağ kesitinde 430 m (Yılmaz ve dig., 1984), Dağtepe kesitinde Cona formasyonu ile birlikte 784 m (Brown, 1959) kalınlık belirlenmiştir. Bu çalışmada birimin görünür kalınlığının 500 m olduğu saptanmıştır.

Atan (1969) Hacıdağ formasyonunun Monsyen-Lütesyen yaşında olabileceğini öne sürmüştür. Günay (1984) elde ettiği fosil bulgularına dayanarak Hacıdağ

formasyonunun yaşıının Üst Paleosen-Orta Eosen olması gerektiğini belirtmiştir. Bu çalışmada ise Çırkingil Mahallesi B'sinden (A12) alınan örnekler içerisinde: Globigerina sp., Peneroplis sp., Textularia sp., Asterigerina sp., Rotalia sp., Elphidium sp., Discocyclina sp., Alveolina sp., Rotalidae, Miliolidae, Algae gibi fosiller derlenip, Prof. Dr. Niyazi Avşar (Ç.Ü.) tarafından tanımlanarak, muhtemelen Orta Eosen yaşı önerilmiştir. Günay (1984)'ın birimin yaşıının Üst Paleosen'e kadar indiğini belirtmesi üzerine, Hacıdağ formasyonunun Üst Paleosen-Orta Eosen yaşı aralığında çökeldiği söylenebilir. Hacıdağ formasyonunun geniş bir şelf alanı üzerinde ve resif ilerisi karbonat fasiyesinde geliştiği düşünülmektedir (Şekil 6).

Hacıdağ formasyonu, Almacık kalkeri (Atan, 1969), Kocagedik formasyonu (Yılmaz ve dig., 1982), Cona Grubunun üst seviyeleri (Kozlu, 1982; Yılmaz ve dig., 1984) ile denetirilebilir.

2.14. Kıcı formasyonu (Tkı)

Daha önce çeşitli çalışmacılarca farklı isimlerle tanıtılan birim, çalışma alanında tipik mevkii olabilecek en güzel yüzleklerini Kıcı köyü civarında verdiginden dolayı bu çalışmada Kıcı formasyonu olarak adlandırılmıştır.

Hakim çakıltaşlı litolojisi ve kırmızı rengiyle belirgin olan bu birim çalışma alanında geniş sayılabilen bir yayılıma sahiptir ve başlıca Delibekirli (F8) ve Kurtlusoguksu (C14) mahalleleri ile Kıcı köyü (A14) civarında genel olarak KD-GB

uzanımlı olarak yüzeylemektedir (Şekil-2).

Birim başlıca, kahverengi ve kırmızı renkli, yuvarlak, yarı yuvarlak, iyi derecelenmeli ve kötü boylanmalı, kum ve kil matriksli, serpentin, gabro, kireçtaşları, radyolarit ve çörtlerden türeme çakıllardan oluşmaktadır (Şekil 3). Tane boyu birkaç mm den 20 cm ye kadar değişebilmektedir. Üst seviyelere doğru ayırmış yüzeyi kahverengimsi-yeşil, taze kırık yüzeyi sarımsı-yeşil, ince taneli ve ince tabakalı, iyi derecelenmeli, orta dayanımlı, karbonat cimentolu ve az pekişmiş kumtaşı seviyelerine geçilmektedir. Belirtilen kumtaşı seviyeleri arasında koyu yeşil renkli, çok ince tabakalı, yer yer laminasyonlu, oldukça dayanımsız ve dilinimli yapıdaki çamurtaşları bulunmaktadır.

Birim tabanda Üst Paleosen-Orta Eosen yaşlı Hacıdağ formasyonu üzerinde açısal uyumsuzlukla yer almaktır, üzerine ise yine açısal uyumsuzlukla Kepez formasyonu gelmektedir (Şekil-4). Küçük formasyon için, Derman (1979) Harbiye kesitinde 85 m, Altınözü kesitinde 95 m, Şenköy-II kesitinde 550 m kalınlık belirlemiştir. Birimin çalışma alanında genellikle paleotopografik çukurlukları dolduracak şekilde çökeltmiştir. Bu nedenle, çok değişken kalınlıklar sunmakla birlikte, bu çukurlukların en derin yerinde yaklaşık 250 m lik bir görünür kalınlığı ulaşlığı belirlenmiştir.

Kozlu (1982) derlediği örneklerden elde edilen fosil bulgularına dayanılarak birime Alt Miyosen'in üstü veya Orta Miyosen yaşını vermiştir. Erentöz (1953) Antakya Havzası'ndan derlediği, makro

fossilere dayanarak birim için Helvesiyen yaşıını vermiştir. Günay (1984) ise birimin İskenderun civarında Serravalıyen, Kızıldere dolayında ise Tortoniyen'de başladığını, fakat genel olarak Orta Miyosen yaşında olduğunu belirtmiştir. Bu çalışmada ise, Küçük formasyonunu üzerine Orta-Üst Miyosen yaşlı Kepez formasyonunun diskordansla gelmesi nedeniyle, birimin yaşının Alt Miyosen'in üst kesimleri olması gereği düşünülmektedir.

Küçük formasyonun litolojik ve sedimanter özellikleri, yeni başlayan bir transgresyona bağlı olarak, başlangıçta karasal elemanların bol olduğu ve sonra giderek derinleşen bir denizin varlığını işaret etmektedir (Şekil 6).

Küçük formasyonu, Kalecik konglomerası (Schmidt, 1966), Gildirli formasyonu (Derman, 1979), Enek formasyonu Balyatağı üyesi (Selçuk, 1981) ve Kalecik formasyonu (Kozlu, 1982) ile deneştirilebilir.

2.15. Kepez formasyonu (Tk)

Daha önce yapılan pek çok çalışmada ayrıca bir ad verilmeksizin diğer formasyonlarla birlikte ele alınan birim, ilk kez bu çalışmada ayrı bir formasyon olarak ayrıntılaşmış ve çalışma alanında tipik mevkiiinin gözlendiği yer olan Kepez Tepe'den esinlenerek bu adla tanıtılmıştır.

Birim, çalışma alanında Göztepe (D11) ve Kepez Tepe (B12) ile Özsoğuksu mah. (F17), Mağara Tepe (F15) ve Madenocagi Tepe (G14) arasında kalan alanlarda göstermektedir (Şekil 2).

Kepez formasyonu başlıca kireçtaşları ile temsil edilir (Şekil-3). Birimin tabanında; ayırmış yüzeyi bej-gri, taze kırık yüzeyi sarımsı-kirli beyaz renkli, ince-orta tabakalı, sert-sağlam yapılı, yer yer erime boşluklu, karbonat çimentolu ve oldukça pekişmiş killi kireçtaşı yer almaktadır. Daha üst seviyelerde ise, ayırmış yüzeyi sarımsı-gri, bej, taze kırık yüzeyi krem-açık gri renkli, yer yer orta-kalın, yer yer belirsiz tabakalı, sert-sağlam yapılı, keskin köşeli kırıklı ve mikritik dokulu, iri mercanlı, resif döküntüleri şeklinde gelişmiş kireçtaşları bulunmaktadır.

Kepez formasyonu, tabanda Kıcı formasyonu ile açısal uyumsuz konumlu, üzerindeki Gökdere formasyonu ile yanal ve düşey geçişlidir. Birim için Şenköy kesitinde 295 m, Teknepinar-1 kesitinde 345 m (Derman, 1979) kalınlık belirlenmiştir. Çalışma alanında birimin görünür kalınlığı 150 m dir.

Kozlu (1982) birim içinden aldığı örneklerde bulduğu fosillere dayanarak, birimin yaşıının Serravaliyen olabileceğini belirtmiştir. Günay (1984) birim içerisinde derlediği örneklerden, kat verecek bir fosile rastlayamamış ve birime genel olarak Miyosen yaşıını vermiştir. Bu çalışmada ise, altındaki Kıcı formasyonunun yaşıının Alt Miyosen olarak kabul edilmesi ve Kepez formasyonunun tavanda Gökdere formasyonu ile yanal ve düşey geçişli olarak gözlenmesi nedeniyle, Kepez formasyonun yaşıının Orta-Üst Miyosen olması gerektiği düşünülmektedir (Şekil 4).

Kepez formasyonu, Karaisalı kireçtaşı (Derman, 1979), Enek formasyonu Sofular üyesi (Selçuk, 1981), Kalecik formasyonu Horu kireçtaşı üyesi (Kozlu, 1982) Teknepinar formasyonu (Günay, 1984) ile deneştirilebilir.

2.16. Gökdere formasyonu (Tg)

Daha önce bir çok farklı isimle tanıtılan bu birimin, Kırıkhın'ın Gökdere köyü (C11) civarında tipik mevkiinin gözlenmesi nedeniyle Gökdere formasyonu adıyla tanıtılmıştır. Gökdere formasyonu genel olarak, marn ve marnlarla birlikte ardalanma gösteren kumtaşları ve çamurtaşlarından oluşmaktadır (Şekil 3).

Birim çalışma alanında başlıca, Gökdere mah. (D11), Arkıçça mah. (C12) ve Kurtlusoguksu mah. (C14) civarındaki geniş bir alanda yüzlek vermektedir (Şekil 2).

Birimin taban seviyelerinde; 5 m'lik kalınlığa ulaşan, ayırmış yüzeyi koyu yeşil-kahverengi, yer yer koyu kahverengi benekli, taze kırık yüzeyi sarımsı-koyu yeşil, ince-orta tabakalı, yer yer laminasyonlu, orta dayanımlı, ince-orta taneli, kilden oluşan gevşek çimentolu, orta boyanmalı ve küresel ayırmalı, bolca tabaka üst yüzeyini gösteren ripiller ve oygu-dolgu izleri gibi yapıların gözlendiği kumtaşları bulunmaktadır. Bu seviyenin üzerinde; karbonat oranının artmasıyla, 130 m kalınlıkta, ayırmış yüzeyi kahverengimsi, sarı veya açık yeşil, taze kırık yüzeyi yeşilimsi-sarı, ince-orta tabakalı, karbonat çimentolu, orta dayanımlı, kıymiksı kırıklı marnlar

bulunmaktadır. Belirtilen marnlı seviyenin üzerinde 350 m kalınlıkta, ince tabakalar halinde kumtaşı-marn-çamurtaşı ardalanması gözlenmektedir. Tanımlanan ardalanmanın en üst kesiminde 10 m'lik bir kumtaşı seviyesi ve bu seviyenin de üzerinde, bol miktarda Ostrea kavaklılarının bulunduğu bir klavuz seviye bulunmaktadır. Bu klavuz seviyeden sonra tamamen marn ve onlarla ardalanınan çok ince tabakalı çamurtaşlarına geçilmektedir. Birim içerisinde, havza içerisinde doğru hareketi temsil eden, çok sayıda KD-GB doğrultulu normal fay gözlenmektedir. Ayrıca birim, Gökdere mah. (D11) civarında,larındaki birimler gözlenmeksızın, birincil dokanakla ofiyolitlerin üzerinde bulunmaktadır (Şekil 4). Bu da havzanın bir paleoçöküntü alanı üzerinde gelişliğini gösteren çok önemli bir bulgudur.

Birim tabanda Kepez formasyonuna ait resifal kireçtaşları ile yanal ve düşey geçişlidir. Tavanda ise Kuvaterner yaşı alüvyonlar tarafından diskordansla örtülmektedir. Kozlu (1982) Kızıldere formasyonu olarak adladığı birimden ölçüyü Serdar kesitinde 1120 m kalınlık belirlemiştir. Bu çalışmada alınan ölçülü stratigrafik kesitte, Gökdere formasyonu için 526 m lik bir kalınlık belirlenmiştir (Şekil 5).

Kozlu (1982) Serdar kesinde, Kızıldere formasyonunun Serravalliyen, Tortoniyen ve Messiniyen katlarını kapsadığını belirtmektedir. Bu çalışmada ise, Gökdere mah. (D11) kuzeyinden derlenen örneklerin Prof. Dr. Ümit ŞAFAK (Ç.Ü.) tarafından incelenmesi sonunda

Cyprideis (Cyprideis) seminulum (Reuss), Cyprideis (Cyprideis) antolica Bassiovni gibi fosiller bulunmuş ve birimin Üst Miyosen yaşı ispatlanmıştır. Fakat, birimin tabanda Kepez formasyonu ile yanal ve düşey yönde dereceli geçişli olduğu düşünüldüğünde, birimin yaşıının Orta-Üst Miyosen olduğu söylenebilir.

Litolojisi ve alttaki birimlerle olan ilişkisi gözönüne alındığında, Gökdere formasyonu giderek derinleşen, ancak zaman zaman sığlaşan, dalga etkisinin egemen olduğu bir delta fasieresinde çökeliş olmalıdır (Şekil-6). Benzer litoloji ve fauna içeriği Adana Basen'i içerisinde Tortoniyen yaşı Kuzgun Formasyonunun Kuzgun üyesi içerisinde tanımlanmaktadır (Ünlügenç, 1993).

Bu çalışmada Gökdere formasyonu olarak adlandırılan birim, Arbo formasyonu (Bryant, 1960), Kızıldere formasyonu (Schmidt, 1966; Kozlu, 1982), Seyhan formasyonu (Derman, 1979), Enek ve Yazır formasyonu (Selçuk, 1981), Adana Baseninde tanımlanan Kuzgun formasyonunun Kuzgun üyesi (Ünlügenç, 1993) ile denetirilebilir. Ayrıca Günay (1984) birimin Adana Havzası'ndaki Seyhan-Adana Grubu, birimleriyle korele edilebileceğini belirtmektedir.

2.17. Karasu Bazaltı ($Q\beta$)

Çalışma alanının doğusunda, (J1, J2), genel olarak Karasu Grabeni'ne paralel bir şekilde uzanım gösteren, yumuşak topografyası, bitki örtüsünün fakırlığı ve kahverengi-yeşil rengiyle arazide kolayca tanınabilen Kuvaterner yaşı bazaltlar

gözlenmektedir. Ceylanlı Köyü'nün (I6) doğusunda, köyden yaklaşık 1 km uzaklıkta gözlenmeye başlayan birim, kuzeşe doğru giderek genişleyerek, Karaelma Köyü'ne (K1) kadar uzanmaktadır (Şekil-2). Belirtilen bazaltlar, çalışma alanı dışında da Karasu Grabeni boyunca, grabene paralel bir şekilde, genç yarık sistemleri boyunca yüzeye gözlenmektedir (Şekil 4).

Birimden alınan örnekler üzerinde yapılan mikroskop incelenmeleri sonucunda, örneklerin mikrolitik, porfirik, akıntı, flüidal, ve entersetal dokuya sahip olivinli bazalt olduğu belirlenmiştir. Kesitte plajiolaslar toplam feldispatların %90'ını oluşturmaktadır, büyük çoğunlukla, mikrolitler ve çok az oranda da fenokristaller şeklinde yer almaktadır. Yapılan incelesimler sonucunda, mikrolitlerin ve fenokristallerin, labrador türü plajiolas olduğu belirlenmiştir. Olivin kayaçta genellikle otomorf fenokristaller şeklinde olup, %30-50 oranında yer almaktadır. Olivinlerin büyük bir kısmında kenarlardan itibaren iddingsitleşme gözlenmektedir. Bunun dışında, kesitte bol miktarda opak mineral oluşumları da gözlenebilmektedir. Ayrıca yapılan ana ve iz element analizleri sonucunda belirtilen bazaltların kira içi alkali bazalt niteliğinde olduğu ve oldukça genç tektonik faaliyetelere eşlik ederek yüzlek verdiği belirlenmiştir (Parlak ve diğ., 1998).

2.18. Alüvyon (Qal)

Bazı fayların eteklerinde gelişen yamaç molozları ve akarsuların çevrelerinde ve

Amik ovasında gözlenen alüvyonlar bölgedeki en genç oluşuklardır.

3. TARTIŞMA VE SONUÇLAR

Antakya ilinin yaklaşık 35 km kuzeydoğusunda yer alan Kırıkhan ve civarını kapsayan alanda yapılan jeolojik incelemeler sonucunda aşağıdaki sonuçlara varılmıştır:

1) Antakya O 36 c3-c4 ve P 36 b1 paftaları içerisinde yer alan ve Kırıkhan ve civarını kapsayan çalışma alanının, 1/25.000 ölçekli ayrıntılı jeoloji haritası yapılmış olup, belirtilen alanda Paleozoyik yaşılı beş, Mesozoyik yaşılı yedi ve Senozoyik yaşılı altı lithostratigrafi birimi ayrılmıştır (Şekil 2). Ayırtlanan formasyonlardan Prekambriyen yaşı Sadan formasyonu ile Alt-Orta Kambriyen yaşı Zabuk formasyonu arasında, Triyas yaşı Arlık formasyonu ile altındaki Alt Ordovisiyen yaşı Seydişehir formasyonu arasında, Triyas-Jura yaşı Kalecik formasyonuyla üzerinde bulunan Delibekirli formasyonu arasında ve Alt Miyosen yaşı Kıcı formasyonuyla, altında bulunan Hacıdağ formasyonu arasında ve Kıcı formasyonuyla, üzerinde bulunan ve birbirleriyle yanal ve düşey olarak geçişli olan Kepez ve Gökdere formasyonları arasında açısal uyumsuzluklar belirlenmiştir. Ayrıca, bölgeye ofiyolit yerleşiminden sonra oluşan transgresyonun ilk birimi olan Terbüze formasyonu aşınmalı bir tabanla başlamaktadır (Şekil 3).

2) İnceleme alanında Çamlı Tepe (H1) civarında yüzlek veren Arlık formasyonunun, alttaki ve üsteki

birimlerle olan dokanak ilişkisi ve genel litolojisi gözönüne alındığında, tavanda gözlenen Triyas-Jura yaşı Kalecik formasyonunun şelf karbonatları niteliğinde olması, bu şelfin karaya yakın kesimlerinde bulunan başka bir birimi akla getirmektedir. Arılık formasyonunun böyle bir karakteri yansıtması ve Kalecik formasyonu ile dereceli geçişli oluşu nedeniyle, Triyas yaşında olması gerektiği sonucuna varılmıştır (Şekil 2).

3) Çalışma alanının güneyinde geniş bir yayılım sunan Gökdere formasyonundan, kalınlık, yaşı tayini ve litolojik değişimleri belirlemek amacıyla stratigrafik kesit ölçülmüş olup, birim için 525 m lik bir kalınlık belirlenmiştir (Şekil 5). Gökdere Köyü (D11) kuzeyinden derlenen örneklerden elde edilen ve Prof. Dr. Ümit ŞAFAK (Ç.Ü.) tarafından tayin edilen Cyprideis (*Cyprideis*) seminulum (Reuss), Cyprideis (*Cyprideis*) antolica Bassiovni gibi fosillere dayanılarak, bu çalışmada Gökdere formasyonu olarak adlandırılan birimin Üst Miyosen yaşı ispatlanmış bulunmaktadır. Fakat, birimin tabanda Kepez formasyonu ile yanal ve düşey yönde dereceli geçişli olduğu düşünüldüğünde, birimin yaşıının Orta Miyosen'e kadar inmesi gerektiği sonucuna varılmıştır.

4) Bölgede yer alan Paleozoyik birimlerin, giderek sıçlaşan bir derin denizle başlayıp, daha sonra yeni bir transgresyon sonucunda giderek derinleşen bir sıç deniz ortamında çökeldiği belirlenmiştir. Çalışma alanında Mesozoyik yeni bir transgresyonla başlamakta olup, ofiyolitlerin yerleşme

dönemi olan Üst Kretase'ye kadar olan sürede, karaya yakın sıç denizel bir platform üzerinde çökelim devam etmiştir. Bölgeye ofiyolit yerleşiminden sonra, tekrarlanan bir transgresyon sonucunda, karasal ve geçiş ortamından, derin denize kadar uzanan bir çökelme ortamı meydana gelmiştir. Miyosen'de ise tekrarlanan bir transgresyon evresi nedeniyle, karasal ve kıyı ortamından, sıç deniz ortamına kadar değişen bir çökelme ortamı meydana gelmiştir (Şekil 6).

5) Çalışma alanında Oligosen dönemini temsil eden herhangi bir birim gözlenmemiştir. Bu olay Oligosen'de oldukça hızlı bir çökelme ile bu çökelmanın sonucunda yine hızlı bir aşınma sürecini akla getirmektedir. Ancak Paleosen'den itibaren Eosen sonlarına kadar devam eden bir sıkışmaya bağlı olarak, oluşan kabuk kalınlaşması nedeniyle bölgenin giderek yükseldiği ve dolayısıyla Oligosen'de herhangi bir çökelmanın olmadığı düşünülmektedir. Nitekim, Üst Kretase'de bölgeye yerleşen Koçalı Karamaşığı'na ait ofiyolitler içerisinde Cona ve Hacıdağ formasyonlarını sırtlarında taşıyarak bölgeye getiren ikincil ofiyolit dilimleri gözlenmektedir. Ayrıca Üst Mestrihtiyen-Paleosen yaşı Eşmişek formasyonu üzerinde tektonik konumlu olarak ofiyolit dilimlerinin gözlenmesi de bu görüşü destekler niteliktir.

4. TEŞEKKÜR

Bu çalışma Ç.Ü. Araştırma Fonu tarafından desteklenen FBE-94/65 nolu projenin bir kısmını kapsamakta olup, yazarlar adı geçen kuruluşu desteklerinden

dolayı teşekkürü bir borç bilir. Ayrıca yazarlar araziden derlenen örneklerin paleontolojik incelemelerini yapan Prof. Dr. Ümit Şafak ve Prof. Dr. Niyazi Avşar'a, çalışmaların çeşitli bölmelerinde değerli görüşlerinden yararlanılan Dr. Hüseyin Kozlu, Doç. Dr. Kemal Gürbüz ve Doç. Dr. Osman Parlak'a ve son olarak çalışma boyunca desteğini esirgemeyen Arş Gör. Ebru Aydoğdu'ya teşekkür eder.

5. KAYNAKLAR

- Aslaner, M., 1973. İskenderun-Kırıkhan bölgesindeki ofiyolitlerin jeolojisi ve petrografisi: MTA yayını, no.150, 71p., Ankara.*
- Atan, O. R., 1969. Eğribucak-Karacaören (Hassa)-Ceylanlı-Dazevleri (Kırıkhan) arasındaki Amanos dağları jeolojisi: MTA yayınları, no.139, 85 s., Ankara.*
- Brown, T. E., 1959. Stratigraphic report Hassa area, Petroleum District VII, Southeast Turkey: American Overseas Petroleum Limited, Rap. no. 312, (Unpublished).*
- Bryant, G., 1960. Stratigraphic report Amanos Mountains area Southeast Turkey: American Overseas Petroleum Limited, Rap. no. 506, (Unpublished).*
- Dean, W. T., Krummenacher, R., 1961. Cambrian trilobites from the Amanos Mountains, Turkey: Paleontology, vol. 4., Part 1, pp. 71-81, pl. 10, London.*
- Dean, W. T., Monod, O., 1970. The lower Paleozoic stratigraphy and faunas of the Taurus Mountains near Beyşehir Turkey: I. stratigraphy. Bull. Brit. Mus. Nat. Hist. (geol.), 19, 8, 411 p.*
- Dean, W. T., Monod, O., Perinçek, D., 1981. Correlation of Cambrian and Ordovician rocks in Southeastern Turkey: TPAO raporu, Ankara (Yayınlanmamış).*
- Dean, W. T., 1983. Preliminary report on the Lower Paleozoic stratigraphy of the Bahçe area, Central Amanos Mountains. TPAO Arşivi. Ankara.*
- Demirkol, C., 1988. Stratigraphy, structural geology and geotectonic evolution of Amanos Mountains west of Turkey (K. Maraş Turkey): Bull. of the Mineral Research and Exploration, v. 108, p. 18-37, Ankara.*
- Derman, A. S., 1979. Antakya (Hatay) civarı stratigrafi ve jeolojisi: T.P.A.O. Rap. no. 1513.*
- Erentöz, C., 1954-1955. Kışlaköy Strütürü (İskenderun-Hatay). MTA Enst. Bült., no. 46-47, s.1-21, Ankara.*
- Frech, F., 1916, Geology Klein-Asiens im Bereich der Bağdat-Bahn: Zeit, Deutsch. geol. Ges., Abh. 68, p. 1-325, Stuttgart.*
- Gossage, D.,W., 1959. Stratigraphical observations in the Tut area of district VI. Southeast Turkey. TPAO Rap. No. 144, Ankara.*
- Günay, Y., 1984. Amanos dağlarının jeolojisi ve Karasu-Hatay grabeninin petrol olanakları: TPAŞ Hakkari-Şariyaj projesi, TPAO-1984, Ankara.*
- Ishmawi, R., 1969. Geologie des nördlichen Mittelteils des Amanosgebirges zwischen İslahiye und Bahçe (S turkei), Diss. Erlangen.*
- Ishmawi, R., 1972. Geologie des nördlichen Mittelteiles des Amanos Gebirges zwischen İslahiye und Bahçe (S.*

- Türkei): *Geotext. Forschungen*, 42, 34-65.
- İrepoğlu, İ., ve Akarsu, İ., 1964. Misis dağları ve İskenderun körfezi civarı hakkında jeolojik rapor. TPAO Rapor No. 280, Ankara.
- Janetzko, P., 1969. *Geologische Untersuchungen an der Ostflanke des südlichen Amanos-Gebirges zwischen İslahiye und Hassa (S. Türkei)*: Diss. Erlangen.
- Janetzko, P., 1972. *Geologische Untersuchungen an der Ostflanke des mittleren Amanos (SE-Türkei)*. *Geotect. Forschungen*, Heft 42.
- Kellog, H., 1960. *The geology of the Derik-Mardin area, southeastern Turkey. Rep. Explor. Divn. Am. Overseas Petr. Ltd.* (Yayınlanmamış), Ankara.
- Ketin, İ., 1966. Güneydoğu Anadolu'nun Kambriyen teşekkülerini ve bunların Doğu İran Kambriyen'i ile mukayesesini: MTA Derg. No. 66, Ankara.
- Kozlu, H., 1982. İskenderun Baseninin jeolojisi ve petrol olanakları: TPAO Rapor no: 1921 (yayınlanmamış).
- Lahner, L., 1969. *Geologisches Untersuchgen an der Ostflanke des mittleren Amanos (SE Türkei)*: Diss. Erlangen.
- Lahner, L., 1972. *Geologische Untersuchgen an der Ostflanke des mittleren Amanos* *Geotext. Forschungen*, 42, 71- 81.
- Monod, O., ve Dean, W. T., 1981. 1980 Saha raporu: TPAO arşivi, 24 s. (Yayınlanmamış) Ankara.
- Önalan, M., 1986. Amanos Dağlarındaki Alt Paleozoyik Çökellerinin Çökelim Ortamları ve bölgenin
- Paleocografik Evrimi. TJK Bülteni, Cilt:29, Sayı: 2, s. 49-63, Ankara.
- Özgül, N., Metin, S., Dean, W. T., 1972. Doğu Toroslarda Tufanbeyli ilçesi (Adana) dolayının Alt Paleozoyik stratigrafisi ve faunası: MTA Derg. s. 79, 9- 16, Ankara.
- Parlak, O., Kop, A., Unlugenc, U.C., Demirkol, C., 1998. *Geochronology and Geochemistry of Basaltic Rocks in the Karasu Graben around Kirikhan (Hatay), Southern Turkey*. Tubitak Earth Sciences, P. 53-61.
- Perinçek, D., 1978. Çelikhan-Sincik-Koçalı (Adiyaman ili) alanının jeoloji incelemesi ve petrol olanaklarının araştırılması: Doktora tezi, İst. Üniv. Fen Fak., 212 s.
- Richter, M., 1936. *Daas Nordende des afrikanischen Graben systems : Neues Jahrb. Geol. Paläont., Monatsh.*, no. I, p. 73-87, Stuttgart.
- Righi, R., M., Cortesini, A., 1964. Gravity tectonics in foothills structure belt of south-east Turkey. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., v. 48, p. 1911-1937.
- Seilacher, A., 1960. *Lebensspuren als Fossilien*. Geol. Rundschau, v. 49, p. 41-50, Stuttgart.
- Selçuk, H., 1981. *Etude géologique de la partie méridionale du Hatay (Turquie)*: Doktora tezi, Univ. Geneve, Fac. Science, 116 s.
- Schmidt, G. C., 1966. V. *Petrol bölgelerine ait Paleozoyik kayaların birimlerinin stratigrafisi*. *Petrol Dairesi* Neşriyatı, No: 11.
- Sungurlu, O., 1972. VI. Bölge Gölbaşı-Gerger arasındaki sahanın jeolojisi:

- TPAO Arşiv no.802.
- Tolun, N., Ternek, Z., 1952. Mardin bölgесinin jeolojisi: Türkiye Jeol. Kur. Bült., 3, no. 2.
- Tuna, D., 1973. VI. Bölge litostratigrafi birimleri adılamasının açıklayıcı raporu. TPAO Rapor no. 813, Ankara.
- Ünlügenç, U.C., 1993. *Controls on Cenozoic sedimentation in the Adana Basin, Southern Türkiye. Ph. D. Thesis Keele University, Two volumes, 229 p. England.*
- Yalçın, N., 1979. *Orta Amanosların jeolojisi ve petrol olanakları: TPAO raporu, 82 s., Ankara.*
- Yalçın, N., 1980. Amanosların litolojik karakterleri ve GD Anadolu' nun evrimindeki anlamı: Türkiye Jeol. Kur. Bült., c.23, s. 21-30.
- Yılmaz, Y., Demirkol. C., Gürpinar. O., Yetiş. C., Günay. Y. ve Yiğitbaş. E., 1982. Amanos Dağlarının Jeolojisi, TPAO Arşiv No. 1653, 91 s., Ankara.
- Yılmaz, Y., Demirkol. C., Gürpinar. O., Yalçın. N., Yetiş. C., Günay. Y. ve Saritaş. B., 1984. Amanos dağlarının jeolojisi: TPAO Arşiv No. 1920, 577 s., İstanbul).

ÇELTEK VE ARMUTLU FORMASYONLARININ STRATİGRAFİK ÖZELLİKLERİ, SULUOVA (AMASYA) KUZEYİ

Calibe KOÇ, İbrahim TÜRKMEN, Meral KAYA
F. Ü., Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Elazığ/Türkiye

ÖZET: Çankırı-Çorum Havzası'nda geniş yayılım sunan Eosen çökellerinin Suluova kuzeyindeki yüzeylemelerinde yapılan çalışmalarla Çeltek ve Armutlu formasyonlarının yaşları ve aralarındaki stratigrafik ilişkisinin tartışmalı olduğu görülmektedir. Bu çalışma sırasında ölçüülü stratigrafik kesitler alınmış, 39 bentik ile planktik foraminifer cinsi ve bazlarının da türleri belirlenmiştir. Elde edilen stratigrafik ve paleontolojik veriler Çeltek Formasyonu'nun yaşının Erken Eosen, Armutlu Formasyonu'nun yaşının ise Erken-Orta Eosen olduğunu gösterir. Ayrıca, Armutlu Formasyonu'nun alt düzeyleri ile Çeltek Formasyonu'nun üst düzeyleri geçişlidir. Bu veriler söz konusu iki birim arasında uyumlu bir ilişkinin varlığını kanıtlamaktadır.

STRATIGRAPHIC ASPECTS OF THE ÇELTEK AND ARMUTLU FORMATIONS, NORTHERN SULUOVA (AMASYA)

ABSTRACT: The Eocene deposits widespread outcrop in the Çankırı-Çorum Basin. In northern area of Suluova, the Eocene deposits is represented by the Çeltek Formation and Armutlu Formation. According to previous investigations in the area, there are problems about ages of the Çeltek Formation and Armutlu Formation. Besides stratigraphic relation between Çeltek Formation and Armutlu Formation is controversial. In this study, stratigraphic sections have been measured and 39 benthic and planktic foraminifera genera and some of their species were identified. Both stratigraphical and paleontological data indicate that the age of Çeltek Formation is Early Eocene and Armutlu Formation is Early-Middle Eocene. There are laterally-vertically transitions between Çeltek Formation and Armutlu Formation. These data show that there is no unconformity between Çeltek and Armutlu Formations.

1.GİRİŞ

Çankırı-Çorum Havzası'nda yeralan Çeltek ve Armutlu formasyonları Suluova kuzyeyinde yüzeyler (Şekil 1a-b,2). Önemli kömür potansiyeline sahip olan bu birimler üzerinde çok sayıda araştırma yapılmıştır (Blumenthal, 1937,1938; Pekmezciler, 1953; Hezarfan, 1974; Gümüşsu, 1980; Özdemir ve Pekmezci, 1983; Gümüşsu, 1984; Eriş, 1996; Karayıgit ve dig. 1996; Akgün 2000; Atalay 2001; Koç 2002). Sözkonusu araştırmaların çoğunuğu bölgenin kömür potansiyeline yönelikir. Çeltek ve Armutlu formasyonlarının yaşları ve aralarındaki stratigrafik ilişki tartışımalıdır. Çeltek Formasyonu'nun yaşı bazı çalışmalarında Eosen (Blumenthal, 1937; Karayıgit ve dig., 1996), bazı çalışmalarında Erken Eosen (Gümüşsu, 1984; Genç ve dig. 1991), birçok çalışmada da Orta Eosen (Akgün, 2000; Atalay, 2001) olarak verilmiştir. Armutlu Formasyonu'nun yaşı ise bazı araştırmacılar (Gümüşsu, 1984; Genç ve dig. 1991; Atalay, 2001) Orta Eosen; Akgün (2000) ise Orta-?Geç Eosen olarak vermiştir. Koç (2002) ise, araştırmasından elde ettiği bulgulara göre Çeltek Formasyonu'na Erken Eosen, Armutlu Formasyonu'na Erken-Orta Eosen yaşı vermiştir. Ayrıca, önceki araştırmaların bir kısmında bu iki birim arasında uyumlu bir ilişkinin (Özdemir ve Pekmezci, 1983; Akgün, 2000; Atalay 2001; Koç, 2002), bir kısmında ise uyumsuz ilişkinin (Gümüşsu, 1984) olduğundan söz edilir.

Bu çalışma sırasında her iki birime ait uygun yüzeylemelerden ölçülü kesitler

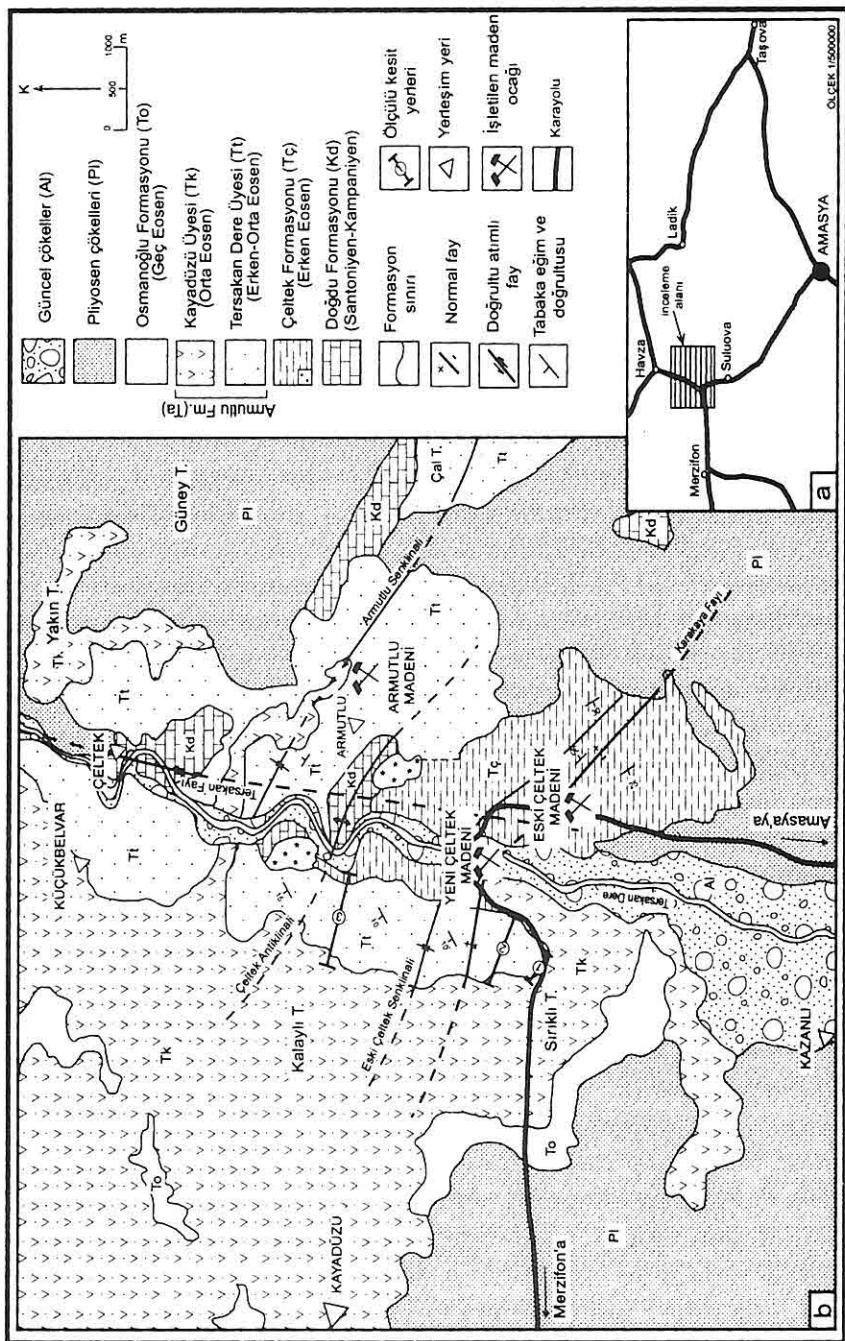
(Şekil 3-5) ve sistematik örnekler (ince kesit ve yıkama örnekleri) derlenmiştir. Bu örneklerin paleontolojik özellikleri polarizan ve binoküler mikroskopta incelenmiştir. Ayrıca, bir kısım örnekler elektron mikroskopunda incelenerek fotoğrafları çekilmiştir. Fosil tanımlamalarında Postuma (1971), Toumarkine ve Luterbacher (1985), Loeblich ve Tappan (1988)'den yararlanılmıştır. Burada elde edilen stratigrafik veriler, sedimentolojik verilerle de karşılaştırılarak iki birimin yaşı ve aralarındaki stratigrafik ilişki araştırılmıştır.

2. STRATİGRAFİ

İnceleme alanındaki birimleri Doğu Formasyonu (Santonyen-Kampaniyen), Çeltek Formasyonu (Erken Eosen), Armutlu Formasyonu (Erken-Orta Eosen), Osmanoğlu Formasyonu (Geç Eosen) ve Pliyosen çökelleri oluşturur (Şekil 1b,2).

Santonyen-Kampaniyen yaşı Doğu Formasyonu tabakalı ve bol kıraklı-çatlaklı kireçtaşlarıyla temsil edilir. Bu birimi uyumsuz olarak üzerleyen Erken Eosen yaşı Çeltek Formasyonu çakıltaşı, kumtaşı, organik madde içeriği çamurtaşı ve kömürlerden oluşur. Çeltek Formasyonu ile yanal-düsey geçişli olan Erken-Orta Eosen yaşı Armutlu Formasyonu kumtaşı, silttaşısı, gri çamurtaşı, kömür, bazaltik lav akıntıları, aglomera ve tüf içerir. Bu birimi uyumlu olarak üzerleyen Geç Eosen yaşı Osmanoğlu Formasyonu çakıltaşı-kumtaşı ardalanmasından oluşur. Pliyosen çökelleri ise zayıf çimentolu çakıltaşı ve

ÇELTEK VE ARMUTLU FORMASYONLARININ STRATIGRAFİK ÖZELLİKLERİ, SULUOVA (AMASYA) KUZEYİ



Şekil 1. İnceleme alanının; a-Yer bulduru ve b-Jeoloji haritası (Özdemir ve Pekmezci, 1983 ve Gümüssü, 1984'den değişirlererek alınmıştır).

ÜST KRETAŞE	E	O	S	E	N	ORTA	GEC	PLİYOSEN	HOLOS.	YAŞ	FORMASYON	AÇIKLAMALAR	FOSİLLER	
SANT-KAMP.	ERKEN		ARMUTLU FORMASYONU			KAYADÜZÜ ÜYESİ	OSMANOĞLU FORM.	ÜYE	Tı	Pı	Al	LITOLOJİ		
DOĞDU FORM.	ÇELTEK FORMASYONU					Tı	Tı	Tı	Tı	Tı	Al			
Kd						150	= 150	≈ 50	100-150				Güçlü çökeller Çakıltaşı-kumtaşı ardalanması Çakıltaşı-kumtaşı ardalanması Aglomera, tufit, bazaltik lav akıntısı, kumtaşı-çamurtaşı ardalanması Büyük ölçekli çapraz tabaklı kumtaşı Kumtaşı-gri çamurtaşı ardalanması Kömür Kireçtaşı Andezit Kumtaşı Çakıltaşı Kömür Gri-boz renkli organik malzemeli çamurtaşı Kireçtaşı	<i>Acarinina pentacamerata</i> (Subbotina) <i>Acarinina primitiva</i> (Finlay) <i>Acarinina solleadoensis solleadoensis</i> (Brönniman) <i>Morozovella acuta</i> (Toulmin) <i>Morozovella sequa</i> (Cushman&Renz) <i>Morozovella aragonensis</i> (Nuttall) <i>Morozovella caucasica</i> (Glaessner) <i>Morozovella formosa formosa</i> (Böll) <i>Morozovella subbotiniae</i> (Morozova) <i>Globigerina cf. higginsi</i> Böll <i>Globigerina inequispira</i> Subbotina <i>Globigerina linaperta</i> Finlay <i>Nummulites burdigalensis</i> (de la Harpe) <i>Nummulites galensis</i> (Heim) <i>Nummulites globulus</i> Leymerie <i>Nummulites leavigatus</i> (Bruguière) <i>Nummulites lehneri</i> Schaub Miliolidae, Ostracoda <i>Beyania stylif</i> (Bronniart), <i>Burinella spirulaea</i> (Lamark)
						300							<i>Textularia</i> sp. <i>Nodosaria</i> sp. <i>Dentalina</i> sp. <i>Bulinina</i> sp. <i>Cibicides</i> sp.	

Şekil 2. İnceleme alanının genelleştirilmiş stratigrafik kesiti (ölçeksiz).

kumtaşlarından oluşur.

Bu çalışmanın konusu gereği burada Çeltek ve Armutlu formasyonlarının ayrıntılı stratigrafik özelliklerini açıklanacaktır.

2.1. Çeltek Formasyonu

2.1.1. Tanım

Birim, ilk defa Blumenthal (1937) tarafından bu inceleme alanında adlandırılmış ve haritalanmıştır. Daha sonra, bölgede yapılan bütün çalışmalarda birim için aynı ad kullanılmıştır. Birim inceleme alanında geniş yayılım sunmaktadır (Şekil 1b).

2.1.2. Litoloji ve Dokanak ilişkileri

Birimin alt düzeylerinde kömür tabakaları içeren bol organik malzemeli gri-boz renkli çamurtaşları yeralır (Şekil 2,3). Birimin orta üst düzeyleri ise bentik foraminiferli gri çamurtaşı, kumtaşı ve çakıltaşlarından oluşan üstte doğru kabalaşan devresel ardalanmalı istiflerden oluşur. Bu ardalanmalı istiflerin alt düzeylerini bentik foraminiferli çamurtaşları, üst düzeylerini ise kumtaşları ve çakıltaşları oluşturur. Çakıltaşları kalın tabaklı ve tane-matriks desteklidir. Bunların bileşenlerinin çoğunu andezit, bazalt ve çört çakılları oluşturmaktadır, inceleme alanının güney ve güneydoğusundaki Tokat Masifi'nden türemiştir. Kumtaşları ise iyi boylanmış ve yuvarlaklaşmış olup, orta derecede tutturulmuştur. Kalaylı Tepe ölçülu kesitinde (Şekil 3) ise birim, silttaşlı-ince taneli kumtaşı ve kömür damarı içeren bol organik malzemeli

çamurtaşları ile temsil edilir. Buradaki organik malzemeli çamurtaşları yeşil alg fosilli ve merceksi geometrili kireç taşı düzeyleri içerir. Kömürler sert ve parlak olup, kalınlıkları 1-15 m arasında değişmektedir.

Birim tabanındaki Doğdu Formasyonu'nu uyumsuz olarak üzerlerken tavanında ise Armutlu Formasyonu ile yanal ve düşey yönde geçişlidir (Şekil 2).

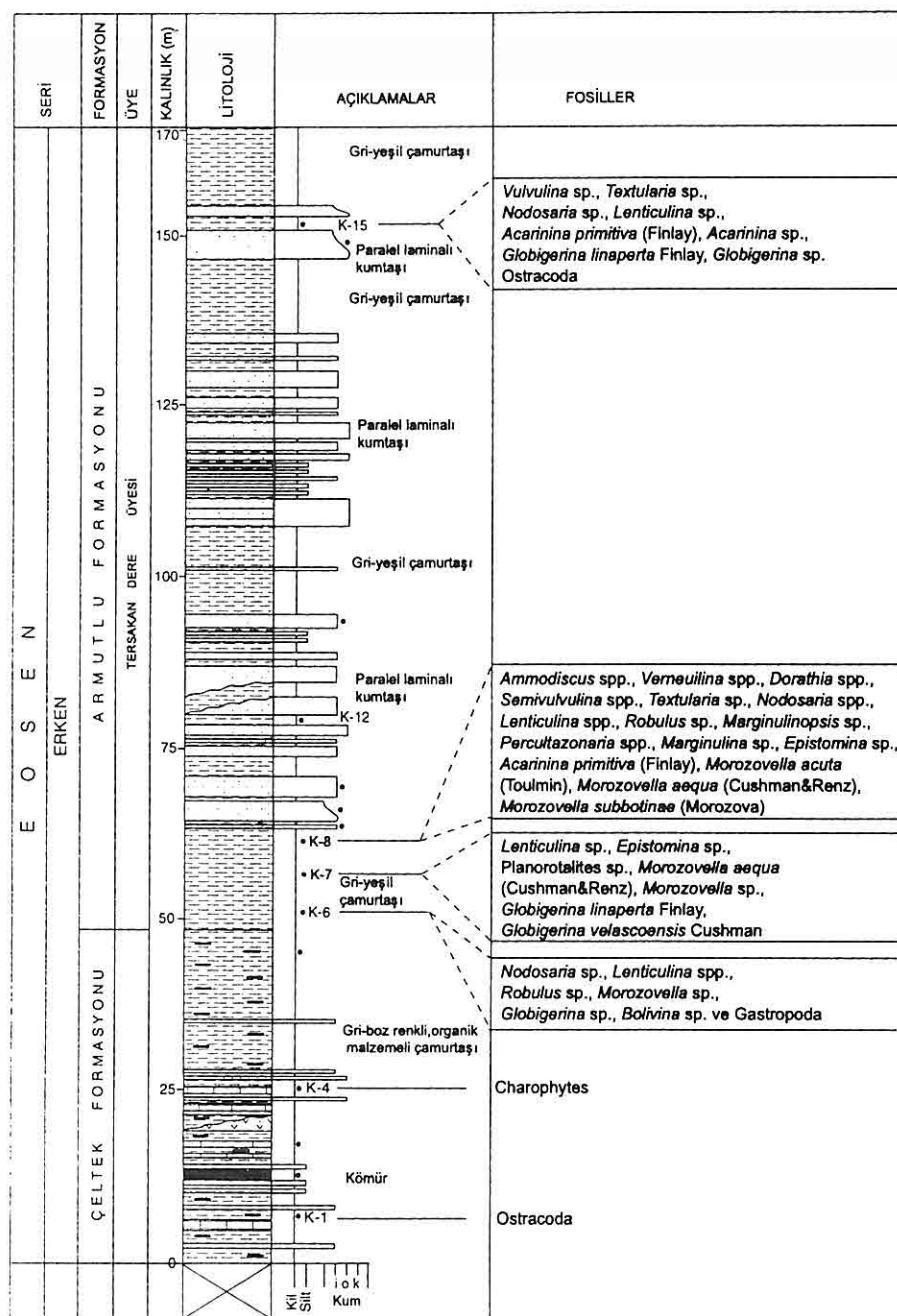
2.1.3. Yaşı

Blumenthal (1937) birimi ilk tanımladığında Erken Eosen yaşı vermiştir. Akgün (2000), palinolojik verilere göre birimin Orta -?Geç Eosen yaşında olduğunu belirtmiştir. Genç ve diğ. (1991), Çeltek Formasyonu'ndan derlemiş oldukları Embrithopoda (Mammalia) gen. et. sp. Indet; Entelloontoidea (Archacotherium) sp; Paleoamesia kansui Ozansoy fosillerine göre birime Erken Eosen yaşı vermişlerdir.

Bu çalışmada derlenen örneklerden *Textularia* sp., *Nodosaria* sp., *Dentalina* sp., *Bulimina* sp., *Cibicides* sp., gibi bentik foraminiferler ve ostracod fosilleri saptanmıştır. Ancak, bu veriler birime yaş vermek için yeterli değildir. Çeltek Formasyonu'nun üst düzeylerinde Erken İpresiyen-Erken Lütesiyen yaşlı Armutlu Formasyonu ile yanal-düşey geçişli olması, birimin Erken Eosen yaşlı olduğunu gösterir.

2.1.4. Çökelme Ortamı

Yukarıda belirtilen tane boyu yukarıya



Şekil 3. Kalaklı Tepe yöresinde Çeltek ve Armutlu formasyonlarına ait ölçülu kesit.

doğru kabalaşan devresel ardalanmalı istifler delta önü fasiyeslerini karakterize etmektedir. Sözkonusu istiflerin alt düzeylerini oluşturan bentik foraminiferli çamurtaşları, bu delta çökellerinin denizel alanlarda gelişliğini gösterir. Formasyonun alt seviyelerindeki kömür damarları, organik malzemeli çamurtaşları ve merceksi geometrili kireçtaşları ise delta düzüğündeki bataklıklarda ve küçük gölcüklerde (ponded water) gelişmiştir (Akgün, 2000; Koç, 2002).

2.2. Armutlu Formasyonu

Birim ilk defa Blumenthal (1937) tarafından adlandırılmış ve haritalanmıştır. Bölgede yapılan çalışmalarında da birim için aynı ad benimsenmiştir. Ancak birimin üst seviyelerinde yer alan volkanitler bazı çalışmalarla bu birime dahil edilirken, birçok çalışmada da ayrı birim adı altında incelenmiştir. İlk defa bu çalışmada formasyon Tersakan Dere üyesi ve Kayadüzü üyesi olmak üzere iki ümeye ayrılmıştır.

2.2.1. Tersakan Dere Üyesi

İlk defa bu çalışmada adlandırılan ve haritalanan bu üye, adını aldığı Tersakan Dere çevresinde geniş yüzeylemeler sunar (Şekil 1b). Tabanında Doğu Formasyonu'nu uyumsuz olarak üzerleyen birim, Kayadüzü üyesi ile örtülür (Şekil 1b). Formasyonun tabanının yer yer Çeltek Formasyonu ile yanal-düsey geçişli olduğu görülür (Şekil 2). Üyenin görünen kalınlığı yaklaşık 150 m kadardır.

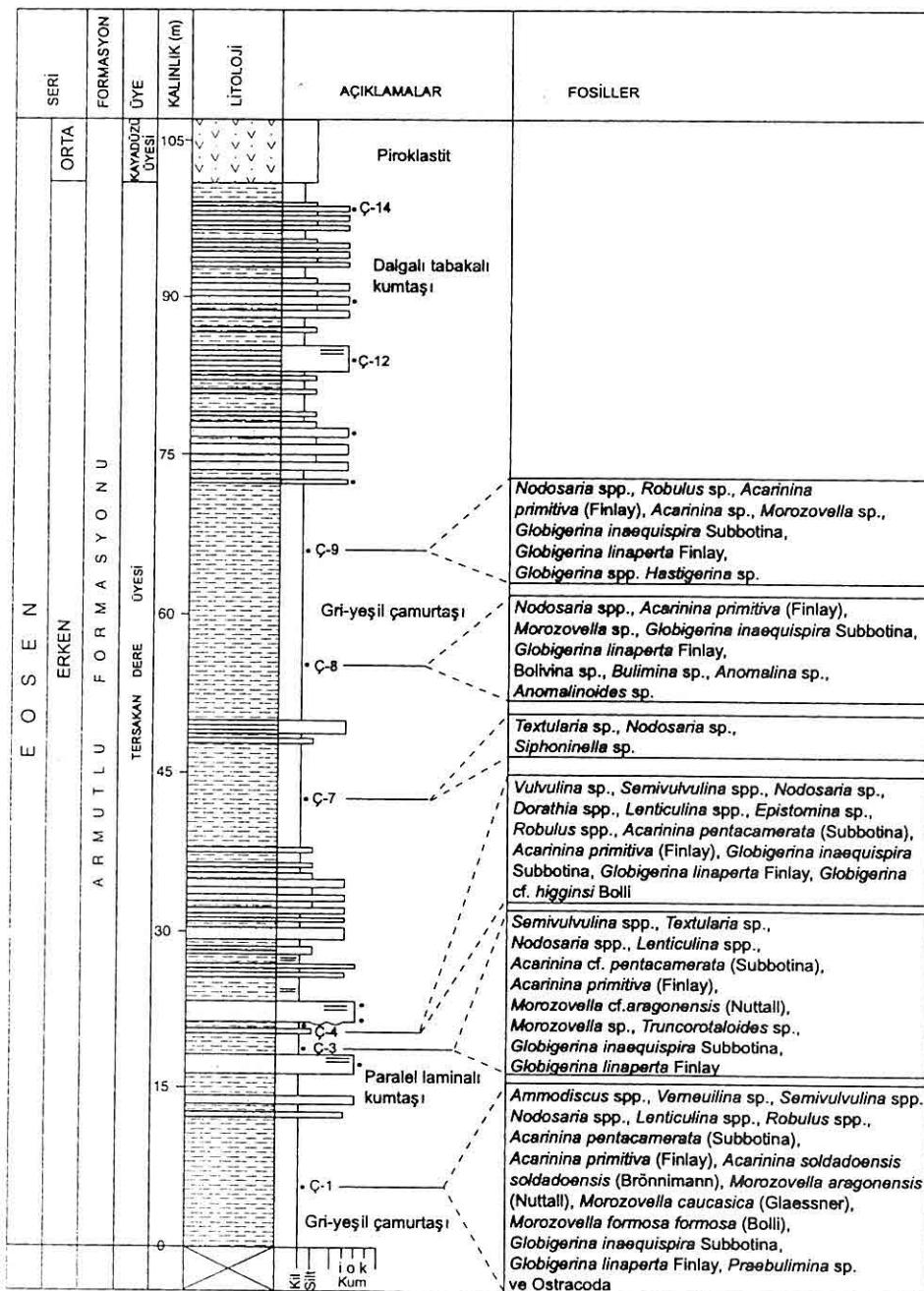
Birimin alt düzeylerinin yüzeylediği Armutlu Köyü kömür ocağı çevresinde,

seyrek bentik-planktik foraminifer ve gastropod içeren gri çamurtaş, kömür, silttaş ve kumtaş yeralır. Orta seviyelerine doğru, kumtaş-çamurtaş ardalanması ve yer yer büyük ölçekli düzlemsel çapraz tabakalı kumtaşları ile devam eder. Birim üst düzeylerinde ise genellikle yatay laminalı ve yer yer de dalgalı tabakalı kumtaş-çamurtaş ardalanması ile temsil edilir (Şekil 4). Kumtaşları kuvarsça zengin olup, yoğun biyojenik oygu yapıları (iz fosil) içerir. Birim Sırıklı Tepe dolaylarında alta griyeşil çamurtaşları ile başlar, üst düzeylerine doğru bentik ve planktik foraminifer içeren kumtaş-kırmızı renkli jipsli çamurtaş ardalanmasına geçer (Şekil 5).

Bu çalışma sırasında derlenen örneklerde Erken-Orta Eosen'e ait Şekil 2, 3, 4 ve 5'de belirtilen bentik ve planktik foraminiferler tayin edilmiştir (Levhall).

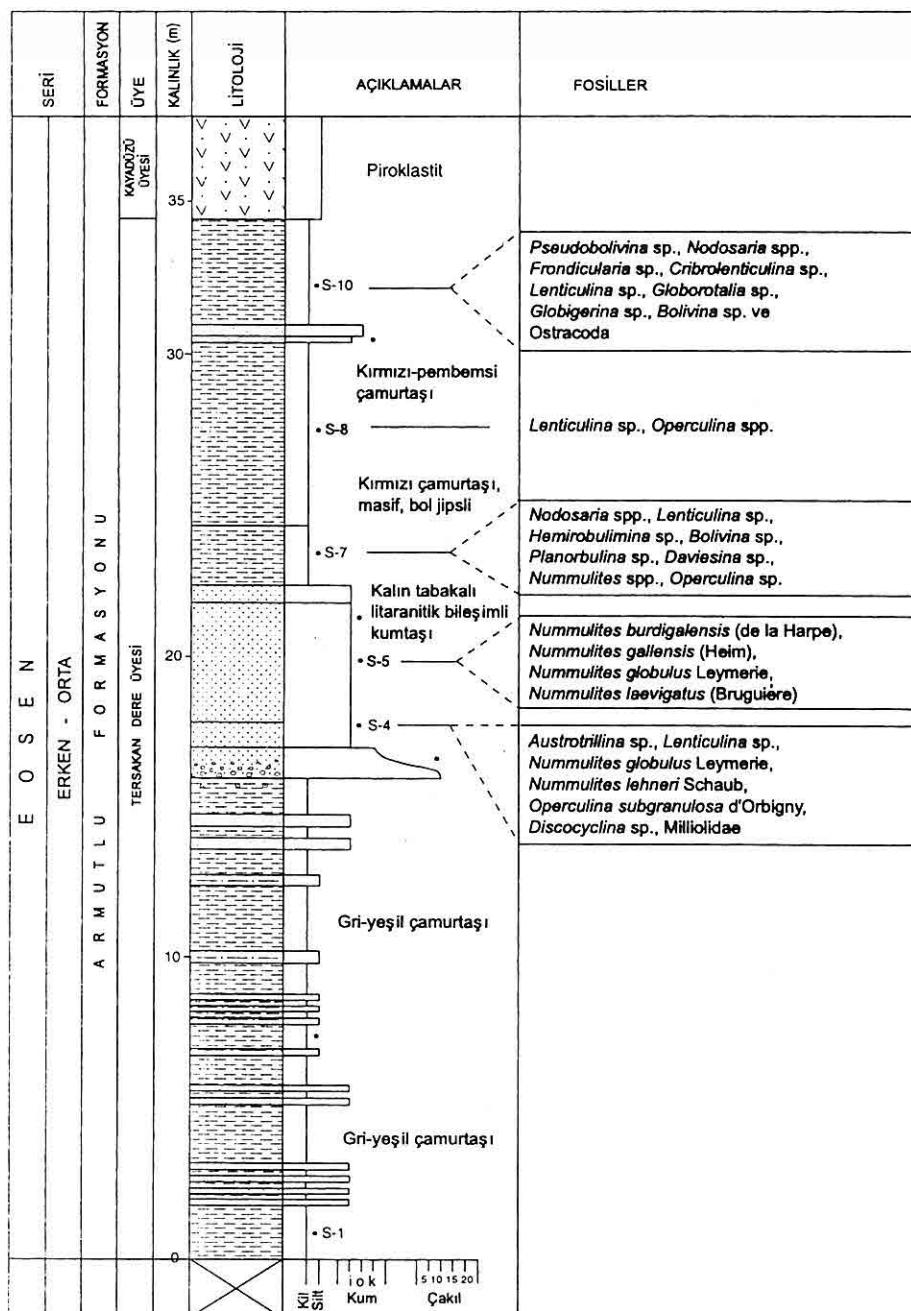
Ayrıca, Armutlu kömür damarının üst düzeylerindeki çamurtaşları içerisinde *Bayania stygii* (Brongniart), *Burtinella spirulaea* (Lamark) gibi gastropod fosilleri saptanmıştır. Bu fosil türlerine göre birim Erken İpresiyen-Erken Lütesiyen yaşlıdır.

Armutlu Köyü kömür ocağı çevresinde birime ait sınırlı yayılım gösteren gastropodlu ve bentik-planktik foraminiferli gri çamurtaşları, kömür, silttaş ve kumtaşları lagün çökellerini temsil eder. Üyenin orta seviyelerinde yer alan büyük ölçekli düzlemsel çapraz tabakalı kumtaşları kıyı yüzü (shoreface) çökellerini karakterize ederken, üst düzeylerini oluşturan seyrek bentik



Şekil 4. Yeni Çeltek yöresinde Armutlu Formasyonu'na ait ölçülu kesit.

**ÇELTEK VE ARMUTLU FORMASYONLARININ STRATİGRAFİK ÖZELLİKLERİ,
SULUOVA (AMASYA) KUZEYİ**



Şekil 5. Sırıklı Tepe yöresinde Armutlu Formasyonu'na ait ölçülu kesit.

foraminiferli paralel laminalı kumtaşları, dalgalı tabakalı kumtaşları ve planktik foraminiferli gri-yeşil çamurtaşları ise kıyı ötesi (offshore) ve kıyı ötesi-geçiş (offshore-transition) fasiyes topluluklarını temsil eder (Şekil 6). Buradaki lagün fasiyesleri Çeltek Formasyonu'nun delta önü fasiyesleri ile yanal ve düşey ilişkilidir (Koç, 2002).

2.2.2. Kayadüzü Üyesi

İlk defa bu çalışmada üye mertebesinde incelenen birim Gümüşsu (1980,1984) tarafından Eosen Volkanitleri olarak adlandırılmış ve haritalanmıştır. Birim, inceleme alanının kuzey ve batı kesiminde Küçükbelvar ve Kayadüzü dolaylarında geniş yüzeylemeler sunar. Altta bulunan Tersakan Dere üyesini üzerler, tavanında Osmanoğlu Formasyonu tarafından uyumlu ve yer yer de Pliosen çökelleri ile uyumsuzlukla örtülür (Şekil 1b, 2). Birimin kalınlığı 100-150 m arasında değişir.

Birim kumtaşı-çamurtaşı, aglomera, tüfit ve volkanik kayaçların (andezit, bazalt, dasit, diyabaz) ardalanmasından oluşur. Bazatlarda sütun ve akma yapıları gözlenir.

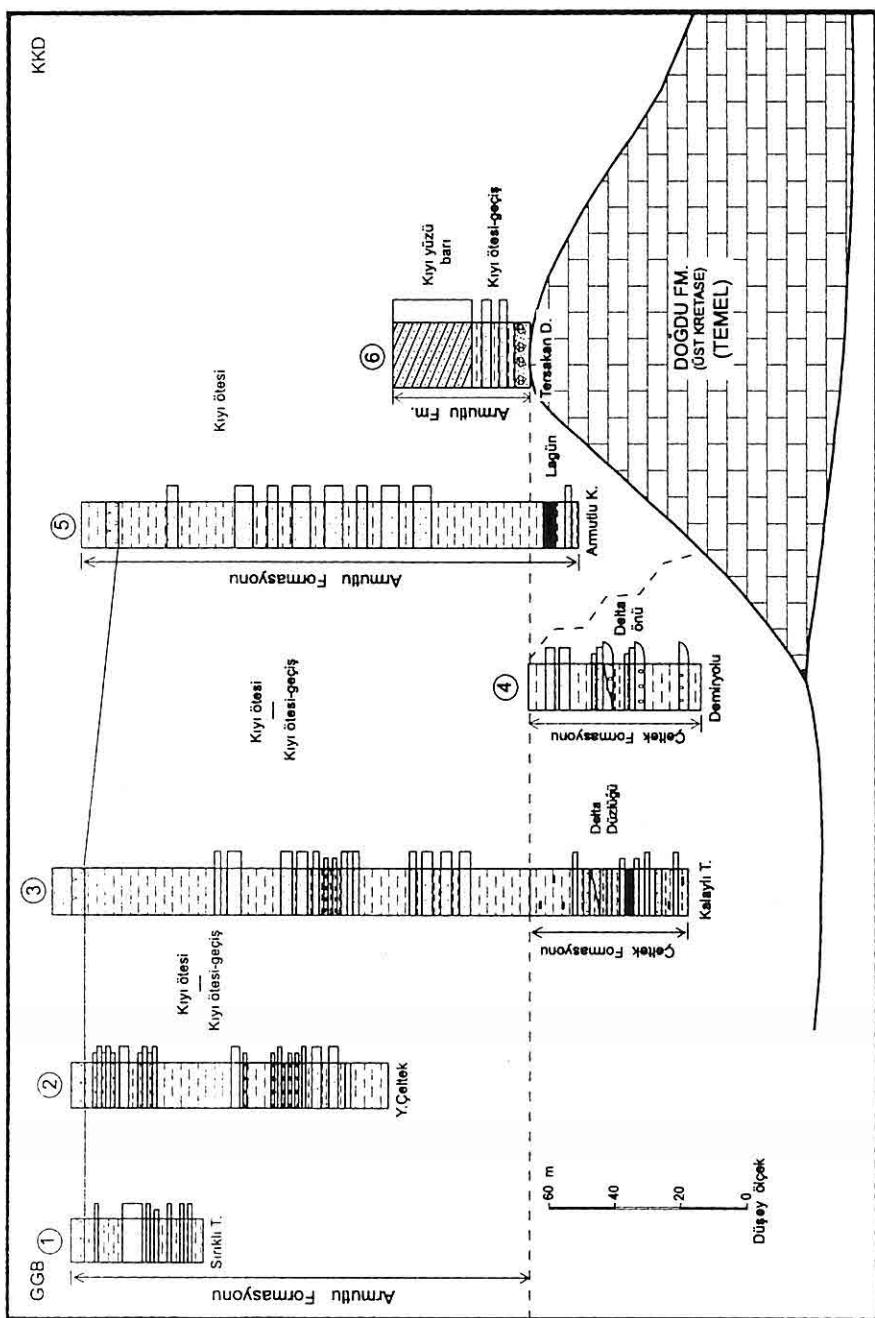
Birimde yaş verebilecek fosil bulunamamıştır. Ancak, birimin yaşı tabanındaki Tersakan Dere üyesi ile olan ilişkisine göre Orta Eosen olarak verilmiştir.

Üyenin içerisindeki tortul fasiyeslerin Tersakan Dere üyesindeki fasiyeslerle olan ilişkisi bunların kıyı ötesi (offshore) alanlarda çökeldiğini gösterir (Koç, 2002).

3. TARTIŞMA VE SONUÇLAR

Daha önce de belirtildiği gibi ekonomik öneme sahip Çeltek yörenin jeolojik özellikleri ve kömür potansiyeline yönelik birçok araştırma yapılmıştır (Blumenthal, 1937; Özdemir ve Pekmezci, 1983 ; Gümüşsu, 1984 ; Genç ve diğ. 1991 ; Karayıgit ve diğ., 1996; Akgün, 2000; Atalay 2001). Bu çalışmalarda Çeltek Formasyonu'na Paleosen-Orta Eosen aralığında değişen yaşlar verilmiştir. Armutlu Formasyonu'nun yaşı ise çoğunlukla Orta Eosen, bazen de Orta-Geç Eosen olarak belirtilmiştir. Sözkonusu araştırmaların çoğunluğunda bu iki birim arasında uyumlu bir ilişkinin varlığından söz edilir. Bazı çalışmalarda da; Armutlu Formasyonu'nun üst düzeylerini oluşturan volkanitli seviyeler ise, aynı bir birim olarak tanımlanmıştır.

Bu çalışmada birimlerin ayrıntılı stratigrafik özellikleri incelenmiştir. Bu incelemeler sonucu Çeltek Formasyonu'nda *Textularia* sp., *Nodosaria* sp., *Dentalina* sp., *Bulimina* sp., *Cibicides* sp. gibi bentik foraminiferler ve ostracod fosilleri bulunmuştur. Ancak bunlar yaş verebilecek nitelikte değildir. Ayrıntılı sedimentolojik incelemeler birimin üst düzeylerinin Armutlu Formasyonu'nun alt seviyeleri ile yanal ve düşey yönde geçişli (Şekil 6) olduğunu gösterir (Koç, 2002). Bu çalışmada elde edilen paleontolojik verilere göre, Armutlu Formasyonu'na Erken-Orta Eosen yaşı verilmiştir. Armutlu Formasyonu'nun stratigrafik alt düzeyleri ile Çeltek Formasyonu'nun orta-üst düzeylerinin yanal ve düşey yönde



Şekil 6. Çeltek ve Armutlu formasyonlarının stratigrafik korelasyonu ve çökelme ortamlarının dağılımı.

LEVHA 1

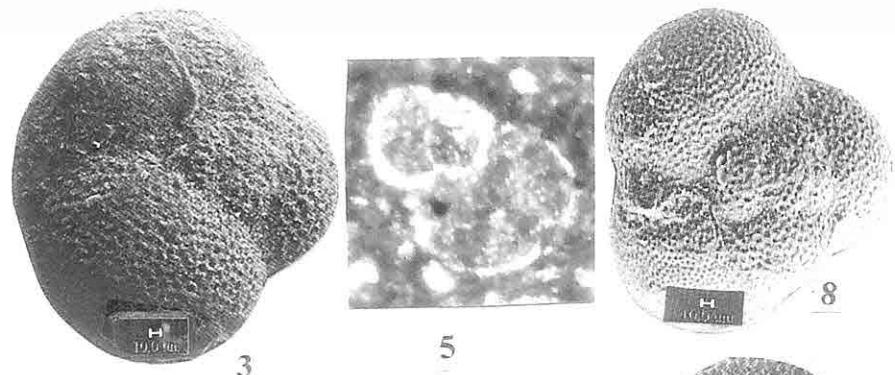
1. *Morozovella caucasica* (Glaessner) Dış görünüm, spiral taraf, örnek no. Ç 1, Yeni Çeltek Ölçülü Kesiti.
2. *Acarinina pentacamerata* (Subbotina)
Dış görünüm, spiral taraf, örnek no. Ç 4, Yeni Çeltek Ölçülü Kesiti.
- 3,4. *Acarinina primitiva* (Finlay)
Dış görünüm, spiral taraf, örnek no. K 15, Kalaylı Tepe Ölçülü Kesiti.
Dış görünüm, ombilikal taraf, örnek no. K 15, Kalaylı Tepe Ölçülü Kesiti.
5. *Acarinina soldadoensis soldadoensis* (Brönnimann)
Vertikal kesit, x 100, örnek no. Ç 1, Yeni Çeltek Ölçülü Kesiti.
6. *Morozovella aragonensis* (Nuttall)
Dış görünüm, spiral taraf, örnek no. Ç 3, Yeni Çeltek Ölçülü Kesiti.
7. *Morozovella formosa formosa* (Bolli)
Dış görünüm, spiral taraf, örnek no. Ç 1, Yeni Çeltek Ölçülü Kesiti.
- 8,9. *Globigerina velascoensis* Cushman
Dış görünüm, spiral taraf, örnek no. K 7, Kalaylı Tepe Ölçülü Kesiti.
Dış görünüm, periferyal taraf, örnek no. K 7, Kalaylı Tepe Ölçülü Kesiti.

ÇELTEK VE ARMUTLU FORMASYONLARININ STRATİGRAFİK ÖZELLİKLERİ,
SULUOVA (AMASYA) KUZEYİ

LEVHA 1



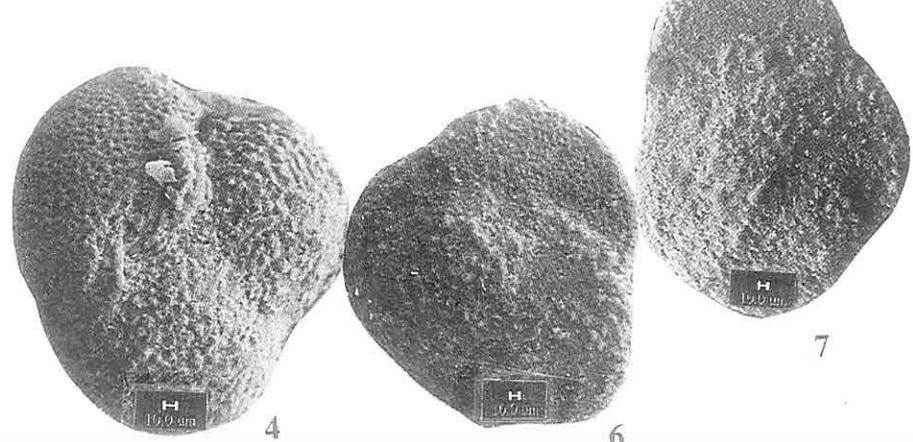
2



3

5

8



4

6

7

geçişli olması gözönüne alınırsa Çeltek Formasyonu'nun yaşı Erken Eosen olmalıdır. Benzer şekilde Genç ve diğ. (1991), Çeltek Formasyonu'ndan derlemiş olduğu omurgalı fosillere göre birime Erken Eosen yaşı vermişlerdir. Akgün (2000), Çeltek Formasyonu'na ait kömür ve bitümlü şeyllerden derlemiş olduğu örneklerde ait palinolojik verilere göre birimin Orta-? Geç Eosen yaşı olduğunu belirtmiştir. Araştırmacı karasal karakterli Çeltek Formasyonu ile denizel Armutlu Formasyonu'nun aynı dönemde gelişğini, bir başka ifade ile Armutlu Formasyonu'nun, karasal Çeltek Formasyonu'nun deniz altındaki yanal devamını oluşturduğunu savunur. Ancak, bu çalışma sırasında Çeltek Formasyonu'ndan derlenen örneklerde bentik foraminiferlerin saptanması, bu birimin bazı seviyelerinin sıg denizel ortamı karakterize ettiğini göstermektedir. Ayrıca, diğer arazi verileri de bu iki birimin yanal ve düşey geçişli olduğunu, dolayısıyla aralarında bir uyumsuzluğun olmadığını gösterir. Koç (2002) tarafından yapılan ayrıntılı sedimentolojik incelemelerde, yer yer karasal ve yer yer de denizel fasiyesler içeren Çeltek Formasyonu'nun orta-üst seviyeleri ile Armutlu Formasyonu'nun alt düzeylerinin yanal geçişli olduğu vurgulanır. Armutlu Formasyonu'nun orta-üst düzeylerinden alınan örneklerde belirlenen bentik ve planktonik foraminiferlere göre birim Erken-Orta Eosen yaşı olmalıdır. Gümüşsu (1984), Armutlu Formasyonu'na ait örneklerdeki *Assilina exponens* (Sowerby), *Assilina spira* (de Roissy),

Assilina aff. aspera (Doncieux), *Nummulites* spp., *Operculina* sp., *Discocyclina* spp., *Gyroidinella* sp., *Asterigerina* sp., *Gypsina* sp. ve Rotalidae gibi bentik foraminiferlere göre birime Lütesyen yaşı vermiştir. Avşar (1991), Amasya güneyinde Terziköy dolaylarında Armutlu Formasyonu'na benzer karakterde kömür, kumtaşı-çamurtaşlı ve volkanik malzemeli düzeyler içeren Çekerek Formasyonu'nda saptamış olduğu *Nummulites laevigatus* (Bruguière), *Nummulites lehneri* Schaub ve *Nummulites uranensis* (de la Harpe) fosillerine göre birime Erken Lütesyen yaşı vermiştir.

Bu çalışmada elde edilen stratigrafik veriler, önceki çalışmalarla deneştilererek Çeltek Formasyonu'nun yaşıının Erken Eosen, Armutlu Formasyonu'nun yaşıının ise Erken-Orta Eosen olduğunu ve bu iki birim arasında uyumlu bir ilişkinin (yanal-düşey geçişin) varlığını göstermiştir (Şekil 6). Bir başka ifade ile; bölgeyi etkisi altına alan Eosen denizinin kıyı ovası-bataklık ve delta alanlarında Çeltek Formasyonu gelişirken, sıg ve derin bölgelerinde ise Armutlu Formasyonu oluşmuştur. Ayrıca, önceki çalışmalarda Eosen volkanitleri olarak adlandırılan birimin, Armutlu Formasyonu'nun alt-orta seviyelerini oluşturan Tersakan Dere üyesinin üst düzeyleri ile yanal-düşey ilişkili olduğu gözlenmiş ve Armutlu Formasyonu'na ait Kayadüzü üyesi olarak adlandırılmış ve haritalanmıştır.

4. KATKI BELİRTME

Yazarlar, bu çalışmayı FÜNAF-433

nolu proje ile destekleyen Fırat Üniversitesi Araştırma Fonu Yetkililerine, paleontolojik tayinler sırasında katkılardan dolayı Prof. Dr. İzver ÖZKAR (İstanbul Univ.), Prof.Dr. Güler TANER (Ankara Univ.) ve Prof. Dr. Niyazi AVŞAR (Çukurova Univ.) ile örneklerin elektron mikroskopunda incelenmesi konusunda yardımcı olan TÜBİTAK Marmara Araştırma Merkezi Yetkilileri'ne teşekkür ederler.

potential of Eocene Çeltek (Amasya) coals. M.Sc. Thesis. Hacettepe Üniv. Fen Bilimleri Enstitüsü. Ankara.

Genç, Ş., Kurt, Z., Küçükmen, Ö., Cevher, F., Saruç, G., Acar, Ş., Bilgi, C., Şenay, M. ve Poyraz, N., 1991. *Merzifon (Amasya)dolayının jeolojisi. MTA Derleme Raporu, No 9527.*

Gümüşsu, M., 1980. *Amasya İli Yeni Çeltek Kömürleri Jeolojisi, Yüksek Lisans Tezi, Ankara Üniversitesi Fen Fakültesi, Ankara.*

Gümüşsu, M., 1984. *Amasya İli Çeltek Kömür Havzası'nın Jeolojisi ve Kömür Potansiyelinin Değerlendirilmesi, Doktora Tezi, Ankara Üniversitesi Fen Fakültesi (Yayınlanmamış)*

Hezarfan, C., 1974. *Amasya-Suluova-Çeltek Kömür İşletmesi civarının jeolojik raporu. Maden Tektik ve Arama Enstitüsü, Der. No. 6137, Ankara.*

Karayıgit, A.İ., Eriş, E. and Cicioğlu, E., 1996. *Coal geology, chemical and petrographical characteristics, and implications for coalbed methane development subbituminous coals from the Sorgun and Suluova Eocene basins in Turkey. In: R.A. Gayer and I. Harris (Eds): Coalbed Methane and Coal Geology, Geological Society of London, Special Publication, No: 109, 325-338.*

Koç, C., 2002. *Suluova (Amasya) kuzeybatısındaki Eosen çökellerinde sedimentolojik incelemeler. Yüksek Lisans Tezi, Fırat Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, 52s (yayınlanmamış).*

Loeblich, A. R. Jr. and Tappan, 1988. *Foraminiferal genera and their classification, 2 volumes (tex volume, 970*

5. KAYNAKLAR

Akgün, F., 2000. *Stratigraphic and paleoenvironmental significance of Eocene palynomorphs of the Central Anatolia, Turkey. (June 24-30, 2000), Abstracts, Nanjing, China.*

Atalay, Z., 2001. *Amasya Yöresi'ndeki Linyitli Çeltek Formasyonu'nun Stratigrafisi, Fasiyes ve Çökelme Ortamları Özellikleri, Türkiye Jeoloji Bülteni, 44, 2, 1-22. 3.*

Avşar, N., 1991. *Terziköy (Amasya) yöresinde bulunan bazı nummulites türlerinin sistematik incelemesi, Yerbilimleri (Geosound), Sayı : 18, 111-126.*

Blumenthal, M.M., 1937. *Amasya Vilayetine tabi Çeltek'teki Linyitli Arazinin Jeolojik Teşekkülüatı Hakkında rapor. Maden Tektik ve Arama Enstitüsü, Der. No. 157, Ankara.*

Blumenthal, M.M., 1938. *Çeltek Linyit Yatağı Vusatının Tespiti için Direktifler. MTA. Der. No.675, Ankara.*

Eriş, E., 1996. *Investigations of chemical-petrographical characteristics, depositional environment and economic*

- pp.; plates volume, 212 pp. and 847 plt.) Postuma, J. A., 1971. *Manual of planktonic foraminifera*, Elsevier Publishing Company, Amsterdam, 420 p.
- Van Nostrand Reinhold Co., New York.
- Özdemir, İ. ve Pekmezci, F., 1983. Amasya-Suluova-Çeltek Linyit Sahaları Jeolojisi ve Sondaj Aramaları Raporu. M.T.A. Atom Kömür Dairesi. Der. No. 428, Ankara.
- Postuma, J. A., 1971. *Manual of planktonic foraminifera*, Elsevier Publishing Company, Amsterdam, 420 p.
- Toumarkine, M. and Luterbacher, H. P., 1985. Paleocene and Eocene planktonic foraminifera, in Bolli, H. M., Saunders, J. B. and Perch-Nielsen, K. (eds), *Plankton Stratigraphy*, Cambridge University Press, Cambridge, 87-154.
- Pekmezciler, S., 1953. Çeltek Linyit Aramaları Raporu, Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü. Der. No. 2106, Ankara.

**BOZCAADA (KUZEY EGE DENİZİ) BENTİK FORAMİNİFER VE
OSTRAKOD FAUNASI İLE BU TOPLULUKTA GÖZLENEN YEREL
DEĞİŞİMLER**

Engin MERİÇ

I. Ü., Jeoloji Mühendisliği Bölümü, İstanbul/Türkiye

Niyazi AVŞAR, Atike NAZİK

Ç. Ü., Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Adana/Türkiye

ÖZET : Bu araştırma Bozcaada çevresindeki su derinliği 0.50 ile 7.00 m arasında değişen 17 değişik istasyondan derlenen örnekler üzerinde yürütülmüştür. Foraminiferlerden 26 cins ve 58 türün, ostrakodlardan ise 19 cins ve 24 türün gözleendiği bu toplulukta, adanın doğu ve güneyinde farklı durumlar belirlenmiştir. Özellikle, Bozcaada'nın doğu kesiminde, Poyraz Limanı ve güneybatısında Ayazma-Ayana arasındaki kıyı alanında zengin bir bentik foraminifer topluluğunun varlığı ve bunlardan *Peneroplis planatus* (Fichtel ve Moll) ve *Peneroplis pertusus* (Forskal)'un bol miktarda olduğu gözlenmektedir. Ostrakodlar da foraminiferlerin bol bulunduğu istasyonlara paralel olarak saptanmış olup, *Urocythereis oblonga* (Brady), *Aurila convexa* (Sars), *Neonesidea formosa* (Brady), *Xestoleberis communis* G.W.Müller, *Cytherelloidea sordida* (G.W. Müller) ve *Tenedocythere prava* (Baird) yaygın türlerdir.

Yukarıda adı geçen belirli cins ve türlerin bolluğu nedeniyle Gökçeada'nın doğu ve güneydoğusunda olduğu gibi Bozcaada'nın doğu ve güneybatısındaki farklı istasyonlarda da sicaksu etkisine bağlı bir yaşamın var olduğu düşünülmektedir.

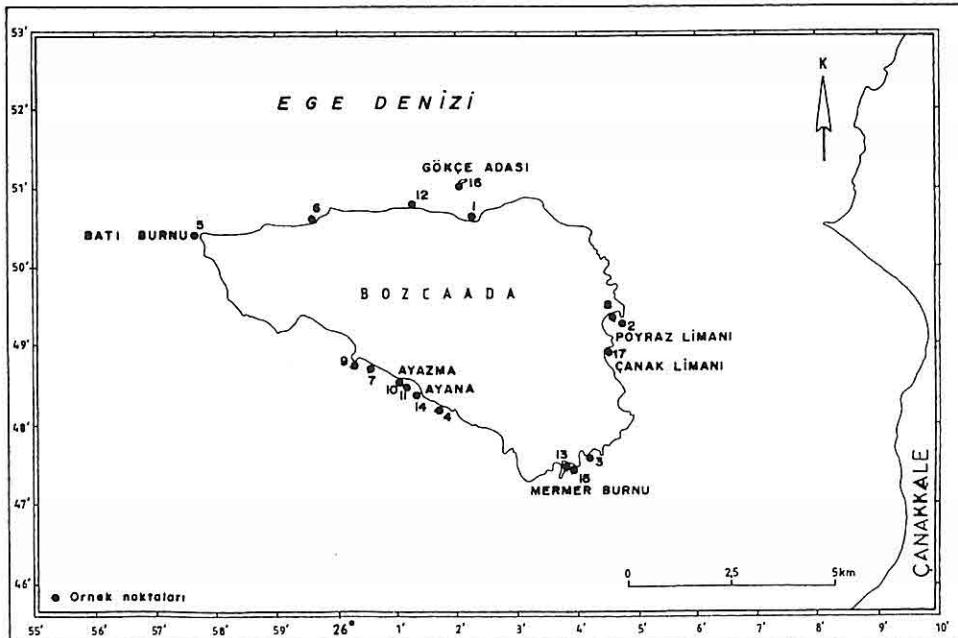
**BENTHIC FORAMINIFERA AND OSTRACODA FAUNAE OF THE
BOZCAADA (NORTHERN AEGEAN SEA) AND LOCAL VARIATIONS IN
THESE ASSEMBLAGES**

ABSTRACT: In this research, 17 samples collected from the different depths of water between 0.50-7.00 m were studied. 26 genera and 58 foraminiferal species; also 19 genera and 24 species from the ostracods were recognized respectively. These forms show a remarkable difference along the eastern and southern coastlines of the island. Especially to the east of the island in the Poyraz Harbor, and to the south-western of the island along the Ayazma-Ayana there is a rich foraminiferal assemblage together with abundant *Peneroplis planatus* (Fichtel and Moll) and *Peneroplis pertusus* (Forskal). In addition, *Urocythereis oblonga* (Brady), *Aurila convexa* (Sars), *Neonesidea formosa* (Brady), *Xestoleberis communis* G.W.Müller, *Cytherelloidea sordida* (G.W. Müller) and *Tenedocythere prava* (Baird) are the common species of the ostracods in the same together with foraminifers. Thus, it may be explained that there is a life depending on the geothermal effect at the various stations located in the east and southwest of Bozcaada as being in the east of Gökçeada.

1. GİRİŞ

Araştırma 2000-2001 yıllarında Bozcaada çevresinden derlenen 17 numune üzerinde yapılmıştır (Şekil 1).

Meriç ve Avşar, 1997; Avşar, 1997; Meriç vd., 2001; Avşar ve Meriç, 2001; Avşar vd., 2001 ile Avşar ve Ergin, 2001 gibi kaynaklardan yararlanılmıştır.



Şekil 1. Örnek yerleri bulduru haritası.

Su derinliğinin 0.50 ile 7.00 m arasında değiştiği bazı istasyonlardaki sıcaklık değerleri yaz aylarında 22.4-25.1°C ve kış aylarında ise 13.7-15.9°C olarak ölçülmüştür. Tuzluluk % 2.08-37.6 ve oksijen de 5.38-10.55 mg/l arasında değişen değerlere sahiptir.

Bu çalışma sırasında bentik foraminifer tayinlerinde Loeblich ve Tappan, 1988 ve 1994; Meriç ve Sakınç, 1990; Cimerman ve Langer, 1991; Hatta ve Ujiie, 1992; Hottinger vd., 1993; Sgarrella ve Moncharmont-Zei, 1993; Meriç vd., 1995; Avşar ve Meriç, 1996;

Ostrakod tayinlerinde ise Von Morkhoven, 1963; Hartman ve Puri, 1974; Bassiouni, 1979; Yassini, 1979; Guillaume vd., 1985; Nazik, 1994; Gülen vd., 1995; Oertli, 1985; Tunoğlu, 1999; Şafak, 1999'un yaptıklar çalışmalarından yararlanılmıştır.

2. MALZEME VE YÖNTEM

Bozcaada çevresindeki kıyı alanlarından el grabı ile elde edilen 17 çökel örneği 10'ar gr tartılarak % 17'lük H_2O_2 (Hidrojen peroksit) içinde 24 saat bekletilerek 0.063 mm'lik elektre

BOZCAADA (KUZEY EGE DENİZİ) BENTİK FORAMİNİFER VE OSTRAKOD FAUNASI İLE BU TOPLULUKTA GÖZLENEN YEREL DEĞİŞİMLER

yıkılmış, kurutulduktan sonra 2 mm, 1 mm, 0.500 mm, 0.250 mm ve 0.125 mm boyutlarında eleklerde elenerek binoküler mikroskopta incelenmiştir. Yaygın foraminifer ve ostrakod türleri elektron mikroskopu (Jeol JSM-6400 Scanning Microscope) kullanılarak fotoğrafları çekilmiştir (Levhə 1-6).

3. BENTİK FORAMİNİFER VE OSTRAKOD İÇERİĞİ

Bozcaada çevresinden derlenen 17 noktada foraminiferlerden 13 familya, 11 altfamilya belirlenerek 26 cinse ait 58 tür ayırtlanmıştır (Tablo 1 a ve b). Bu foraminifer içeriğinde adanın doğu ve güneyinde farklılıklar saptanmış olup, özellikle *Laevipeneroplis* ve *Peneroplis* gibi iki cinsin Bozcaada çevresindeki varlığı dikkat çekicidir.

Aynı örnekler ostrakodlar açısından incelendiğinde 17 noktadan sadece 7'si ostrakod içermektedir. Ostrakodlardan 13 familya ve 7 alt familya ayırtlanarak 19 cinse ait 24 tür tanımlanmıştır (Tablo 2). Ostrakodlu olan 7 örnek içinde Poyraz limanı civarından alınan 2 no'lu örnek ile Ayazma-Ayana arasındaki 10 ve 11 no'lu örnekler ostrakod cins ve tür sayısını bakımından diğerlerine göre daha zengindir. Sadece 17 no'lu örnekte tatlı su formu *Heterocypris salina*'nın olması bu bölgeye tatlı su girdisini göstermektedir.

4. FORAMİNİFERLERİN SİSTEMATİK DİZİNİ

Foraminiferlerin sistematik dizini Loeblich ve Tappan, 1988'e göre hazırlanmıştır.

Familya Textulariidae Ehrenberg
Altfamilya Textulariinae Ehrenberg
<i>Textularia</i> Defrance
<i>Textularia bocki</i> Höglund
Familya Fischerinidae Millet
Altfamilya Nodobaculariellinae
Bogdanovich
<i>Vertebralina</i> d'Orbigny
<i>Vertebralina striata</i> d'Orbigny
Familya Spiroloculinidae Wiesner
<i>Adelosina</i> d'Orbigny
<i>Adelosina clairensis</i> (Heron-Allen ve Earland)
<i>Adelosina duthiersi</i> Schlumberger
<i>Adelosina mediterranensis</i> (le Calvez J. ve Y.)
<i>Adelosina partschi</i> (d'Orbigny)
<i>Adelosina pulchella</i> d'Orbigny
<i>Spiroloculina</i> d'Orbigny
<i>Spiroloculina angulosa</i> Terquem
<i>Spiroloculina depressa</i> d'Orbigny
<i>Spiroloculina excavata</i> d'Orbigny
<i>Spiroloculina ornata</i> d'Orbigny
Familya Hauerinidae Schwager
Altfamilya Siphonapertinae Saidova
<i>Siphonaperta</i> Vella
<i>Siphonaperta agglutinans</i> (d'Orbigny)
<i>Siphonaperta aspera</i> (d'Orbigny)
<i>Siphonaperta dilatata</i> (le Calvez J. ve Y.)
Altfamilya Hauerininae Schwager
<i>Cycloforina</i> Luczkowska
<i>Cycloforina colomi</i> (le Calvez, J. ve Y.)
<i>Cycloforina contorta</i> (d'Orbigny)
<i>Cycloforina rugosa</i> (d'Orbigny)
<i>Lachlanella</i> Vella
<i>Lachlanella variolata</i> (d'Orbigny)
<i>Massilina</i> Schlumberger
<i>Massilina gualtieriana</i> (d'Orbigny)

Tablo 1 a. Foraminiferlerin istasyonlara göre dağılımı.

FORAMİNİFERLER	İSTASYONLAR															
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
<i>Textularia bocki</i>	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
<i>Vertebrina striata</i>	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
<i>Adelosina clairensis</i>	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
<i>Adelosina duthiersi</i>	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
<i>Adelosina mediterranensis</i>	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
<i>Adelosina parischi</i>	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
<i>Spiroloculina angulosa</i>	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
<i>Spiroloculina depressa</i>	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
<i>Spiroloculina excavata</i>	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
<i>Spiroloculina ornata</i>	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
<i>Siphonoperla agilithans</i>	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
<i>Siphonoperla aspera</i>	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
<i>Siphonoperla dilatata</i>	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
<i>Cycloforina colomi</i>	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
<i>Cycloforina contorta</i>	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
<i>Cycloforina rugosa</i>	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
<i>Lachlanella variolata</i>	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
<i>Massiliina guallieriana</i>	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
<i>Massiliina secans</i>	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
<i>Quinqueloculina berthelotiana</i>	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
<i>Quinqueloculina bidentata</i>	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
<i>Quinqueloculina disparilis</i>	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
<i>Quinqueloculina jugosa</i>	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
<i>Quinqueloculina laevigata</i>	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
<i>Quinqueloculina tamarensis</i>	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
<i>Quinqueloculina limbaia</i>	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
<i>Quinqueloculina parvula</i>	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
<i>Quinqueloculina seminula</i>	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
<i>Quinqueloculina viennensis</i>	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
<i>Quinqueloculina vulgaris</i>	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*

Tablo 1 b. Foramınıferlerin istasyonlara göre dağılımı.

FORAMİNİFERLER	İSTASYONLAR														
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
<i>Miliolinella subtrotunda</i>	*											*			*
<i>Pseudotriiloculina laevigata</i>									*						
<i>Pseudotriiloculina oblonga</i>											*				
<i>Pseudotriiloculina sidenotti</i>	*										*				
<i>Triloculina bermudezi</i>	*										*				
<i>Triloculina marioni</i>	*										*				
<i>Laevipeneroplis karreri</i>											*				
<i>Peneroplis pertusus</i>	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
<i>Peneroplis planatus</i>	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
<i>Polymorphina</i> sp. 3	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
<i>Polymorphina</i> sp. 5	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
<i>Eponides concameratus</i>	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
<i>Rosalina bradyi</i>	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
<i>Rosalina globularis</i>	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
<i>Rosalina macropora</i>	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
<i>Pararosalina dimorphaformis</i>	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
<i>Cibicides advenum</i>															
<i>Lobatula lobatula</i>	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
<i>Planorbolina mediterraneensis</i>	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
<i>Cibicidella variabilis</i>															
<i>Sphaeroglypta globula</i>	*														
<i>Ammonia compacta</i>	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
<i>Ammonia parkinsoniana</i>	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
<i>Ammonia tepida</i>	*														
<i>Challengerella bradyi</i>	*														
<i>Ephidium aculeatum</i>															
<i>Ephidium complanatum</i>	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
<i>Ephidium crispum</i>	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
<i>Ephidium macellum</i>	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*

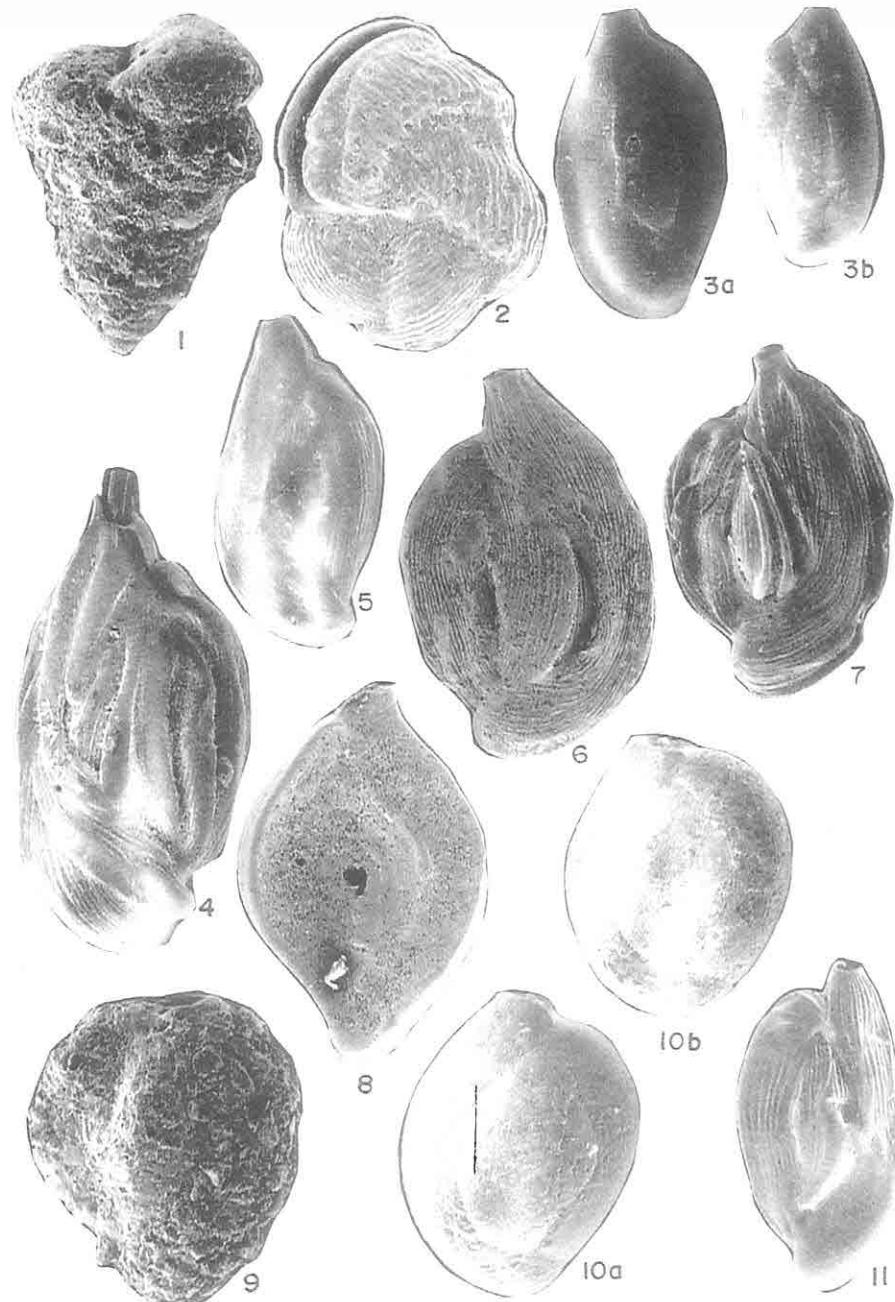
LEVHA 1

Şekiller 1-11, Bozcaada Çevresi, Kuzey Ege Denizi.

1. *Textularia bocki* Höglund, dış görünüm, x 75, İst. 10.
2. *Vertebralina striata* d'Orbigny, dış görünüm, x 75, İst. 2.
3. *Adelosina clairensis* (Heron-Allen ve Earland), a ve b, dış görünümler, x 50, İst. 10.
4. *Adelosina duthiersi* Schlumberger, dış görünüm, x 50, İst. 11.
5. *Adelosina mediterranensis* (le Calvez J. ve Y.), dış görünüm, x 50, İst. 4.
6. *Adelosina partschi* (d'Orbigny), dış görünüm, x 40, İst. 11.
7. *Adelosina pulchella* d'Orbigny, dış görünüm, x 60, İst. 10.
8. *Spiroloculina angulosa* Terquem, dış görünüm, x 50, İst. 11.
9. *Siphonaperta agglutinans* (d'Orbigny), dış görünüm, x 75, İst. 10.
10. *Siphonaperta aspera* (d'Orbigny). a ve b, dış görünümler, x 100, İst. 4.
11. *Cycloforina colomi* (le Calvez J. ve Y.), dış görünüm, x 50, İst. 10.

*BOZCAADA (KUZEY EGE DENİZİ) BENTİK FORAMİNİFER VE OSTRAKOD FAUNASI
İLÉ BU TOPLULUKTA GÖZLENEN YEREL DEĞİŞİMLER*

LEVHA 1

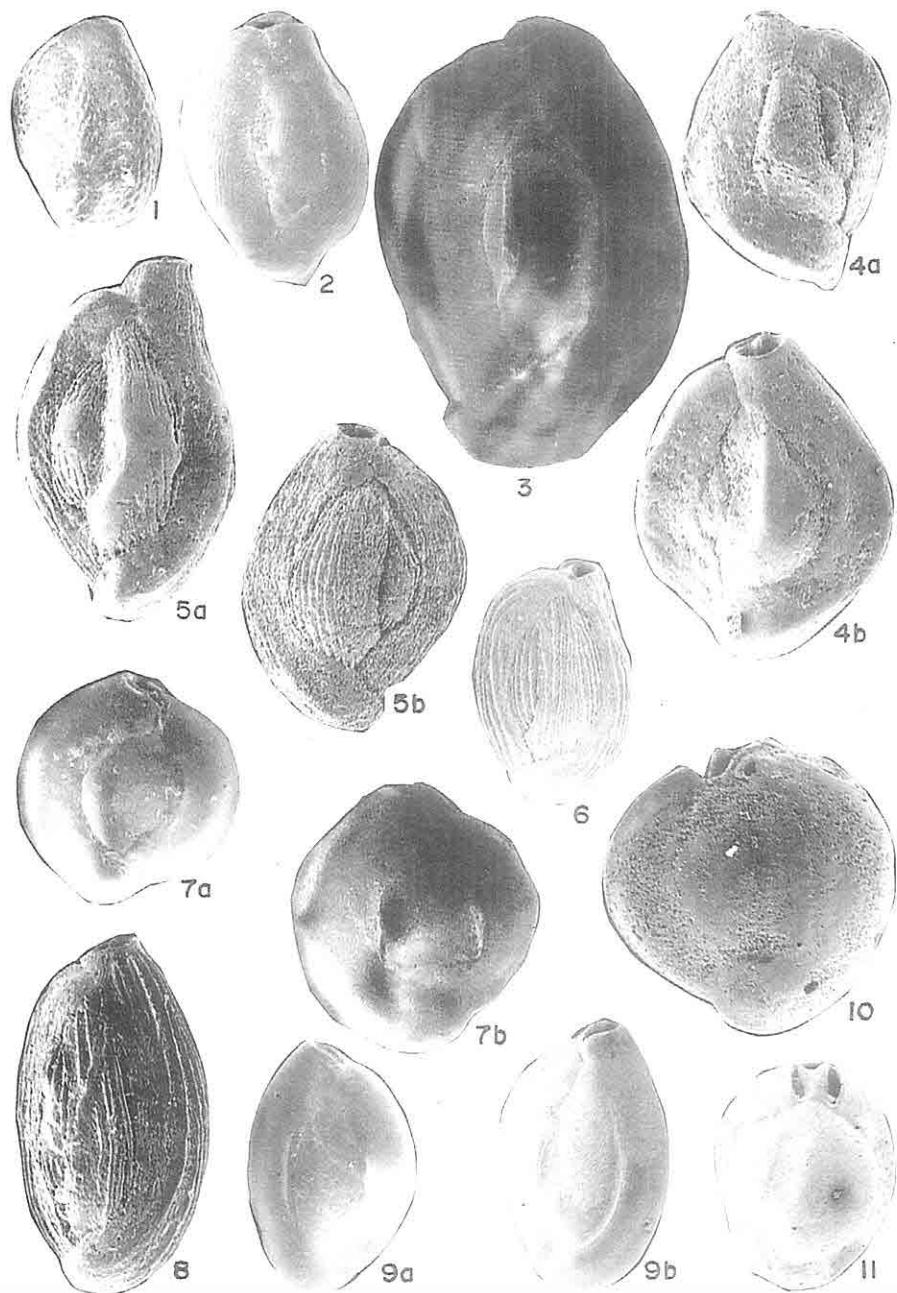


LEVHA 2

Şekiller 1-11, Bozcaada Çevresi, Kuzey Ege Denizi.

1. *Lachlanella variolata* (d'Orbigny), dış görünüm, x 50, İst. 2.
2. *Massilina gualtieriana* (d'Orbigny), dış görünüm, x 40, İst. 4.
3. *Massilina secans* (d'Orbigny), dış görünüm, x 50, İst. 11.
4. *Quinqueloculina bidentata* d'Orbigny, a ve b, dış görünümler, a, x 75, İst. 2; b, x 65, İst. 10.
5. *Quinqueloculina disparilis* d'Orbigny, a ve b, dış görünümler, x 60, İst. 10.
6. *Quinqueloculina jugosa* Cushman, dış görünüm, x 50, İst. 2.
7. *Quinqueloculina lamarckiana* d'Orbigny, a ve b, dış görünümler, x 50, İst. 2.
8. *Quinqueloculina limbata* d'Orbigny, dış görünüm, x 100, İst. 10.
9. *Quinqueloculina seminula* (Linné), a ve b, dış görünümler, x 50, İst. 10.
10. *Quinqueloculina vulgaris* d'Orbigny, dış görünüm, x 60, İst. 17.
11. *Triloculina marioni* Schlumberger, dış görünüm, x 50, İst. 10.

LEVHA 2

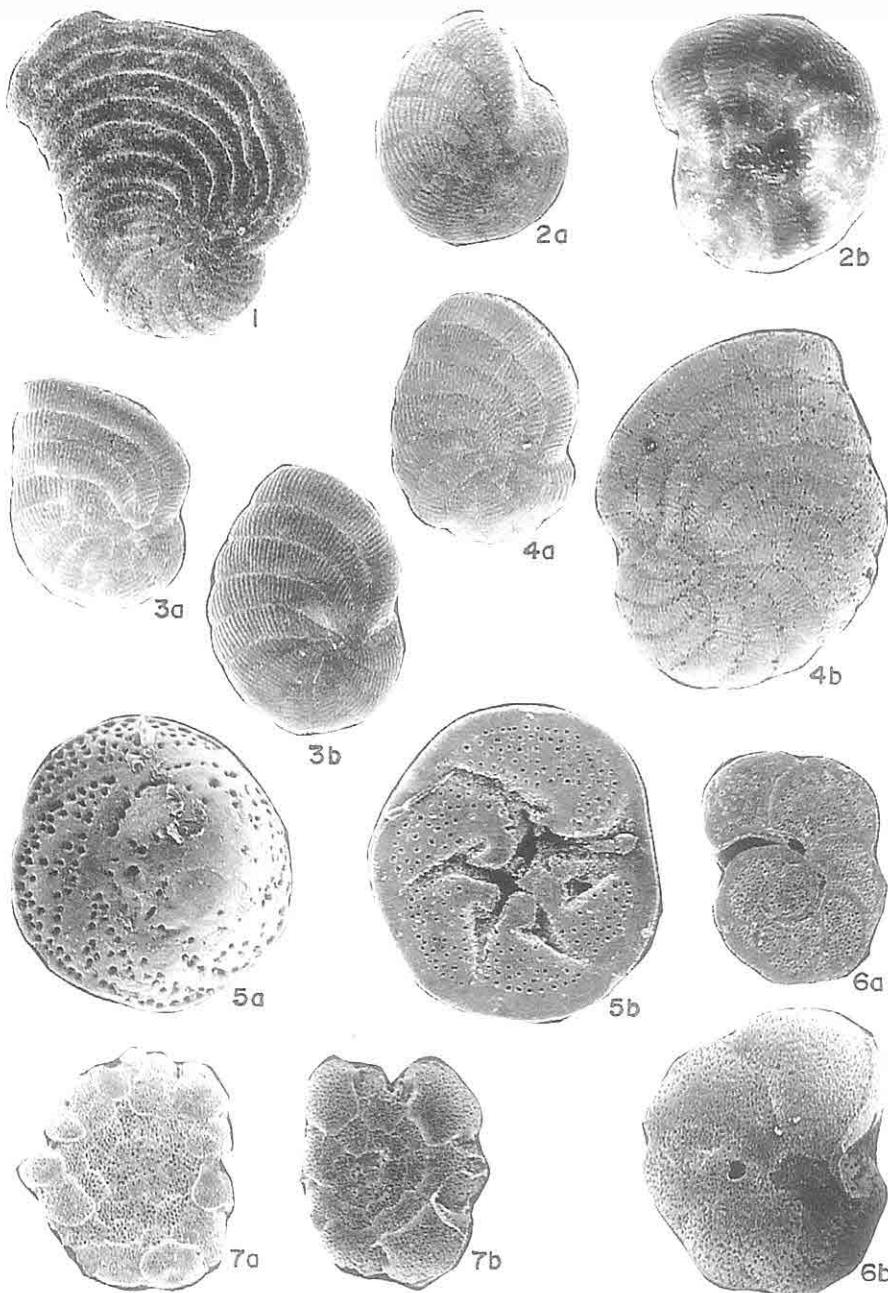


LEVHA 3

Şekiller 1-7, Bozcaada Çevresi, Kuzey Ege Denizi.

1. *Laevipeneroplis karreri* (Wiesner), dış görünüm, x 75, İst. 10.
2. *Peneroplis pertusus* (Forskal), a ve b, dış görünümler, x 75, İst. 2.
3. *Peneroplis planatus* (Fichtel ve Moll), a ve b, dış görünümler, x 50, İst. 10.
4. *Peneroplis planatus* (Fichtel ve Moll), a ve b, dış görünümler, x 50, İst. 2.
5. *Pararosalina dimorphiformis* McCulloch, a ve b, dış görünümler, a, spiral ve b, ombilikal taraf; a, x 150 ve b, x 120, İst. 2.
6. *Lobatula lobatula* (Walker ve Jacob), a ve b, dış görünümler. a, spiral ve b, ombilikal taraf, x 60, İst. 10.
7. *Planorbulina mediterranensis* d'Orbigny, a ve b, dış görünümler. a, serbest yüzey ve b, sabit yüzey, x 50, İst. 10.

LEVHA 3

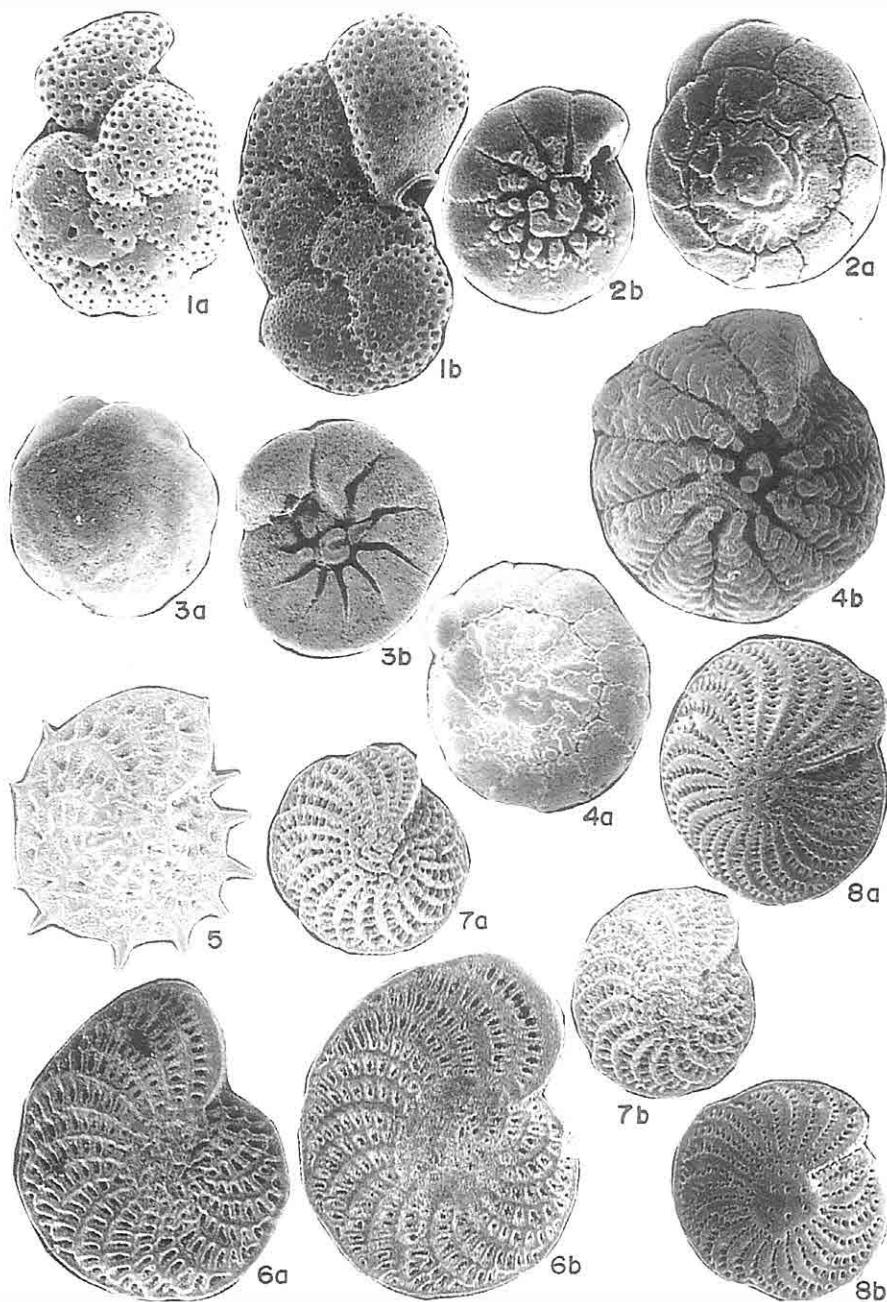


LEVHA 4

Şekiller 1-8, Bozcaada Çevresi, Kuzey Ege Denizi.

1. *Cibicidella variabilis* (d'Orbigny), a ve b, dış görünümler, x 100; a, İst. 15 ve b, İst. 17.
2. *Ammonia compacta* Hofker, a ve b, dış görünümler. a, spiral taraf ve b, ombilikal taraf, x 50, İst. 10.
3. *Ammonia parkinsoniana* (d'Orbigny), a ve b, dış görünümler. a, spiral taraf ve b, ombilikal taraf, x 50, İst. 10.
4. *Challengerella bradyi* Billman, Hottinger ve Oesterle, a ve b dış görünümler. a, spiral taraf ve b, ombilikal taraf, x 50, İst. 2.
5. *Elphidium aculeatum* (d'Orbigny), dış görünüm, x 120, İst. 4.
6. *Elphidium complanatum* (d'Orbigny), a ve b, dış görünümler, x 75, İst. 10.
7. *Elphidium crispum* (Linné), a ve b, dış görünümler, x 50, İst. 2.
8. *Elphidium crispum* (Linné), a ve b dış görünümler, x 50, İst. 10.

LEVHA 4

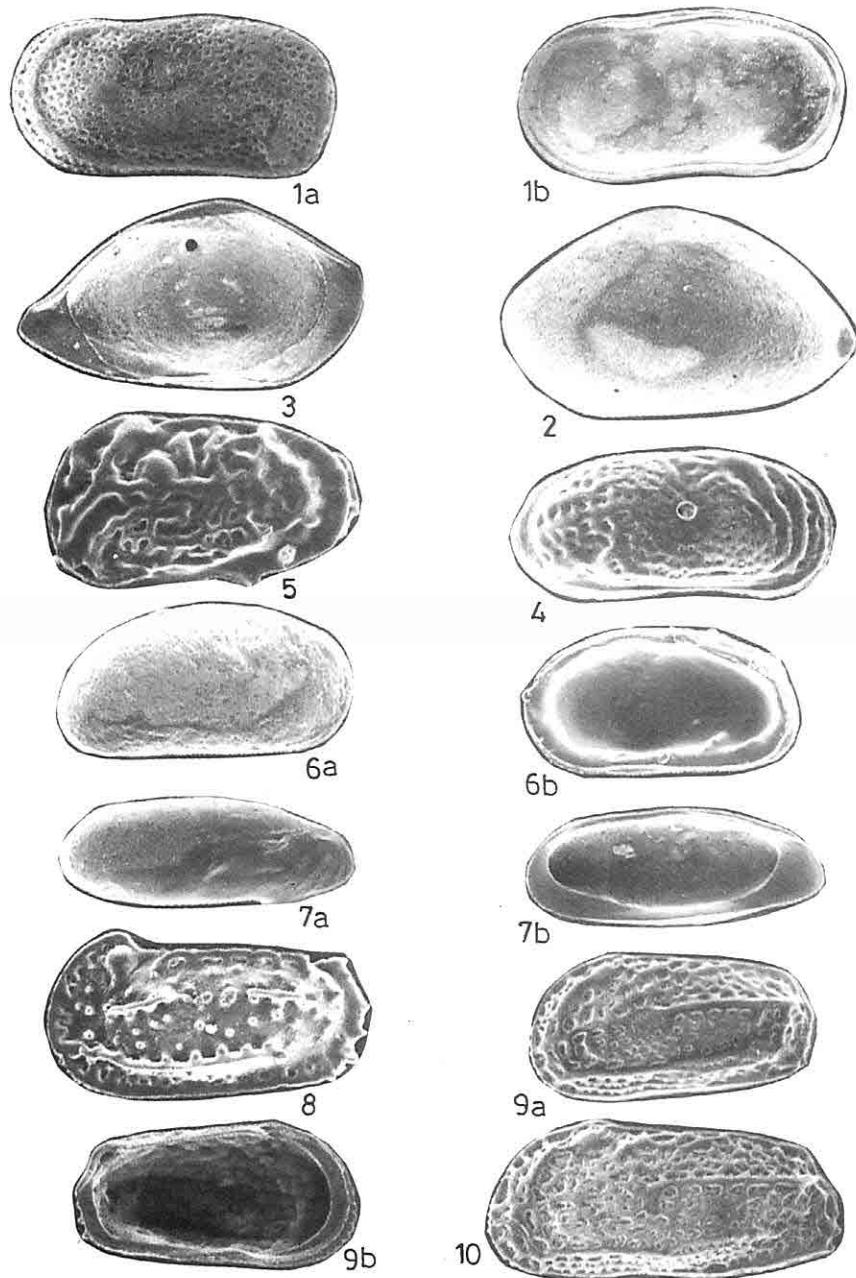


LEVHA 5

Şekiller 1-10, Bozcaada Çevresi, Kuzey Ege Denizi.

1. *Cytherelloidea sordida* (G.W.Müller), a. sol kapak dış görünüm, b. sağ kapak iç görünüm, x 70, İst. 2.
2. *Bairdia mediterranae* G.W.Müller, sol kapak dış görünüm, x 55, İst. 10.
3. *Neonesidea formosa* (Brady), sol kapak iç görünüm, x 55, İst. 10.
4. *Leptocythere psammophila* Guillaume, sağ kapak dış görünüm, x 85, İst. 10.
5. *Callistocythere mediterranea* G.W.Müller, sol kapak dış görünüm, x 50, İst. 10.
6. *Cyprideis torosa* (Jones), a. sağ kapak dış görünüm, b. sağ kapak iç görünüm x 60, İst. 17.
7. *Neocytherideis cylindrica* Brady, a. sağ kapak dış görünüm, b. sol kapak iç görünüm x 70, İst. 2.
8. *Carinocythereis carinata* (Roemer), sol kapak dış görünüm, x 65, İst. 10.
9. *Celtia quadridentata* (Baird), a. sol kapak dış görünüm, b. sol kapak iç görünüm, x 65, İst. 10.
10. *Tegmenia rugosa* (Costa), sol kapak dış görünümler, x 65, İst. 2.

LEVHA 5



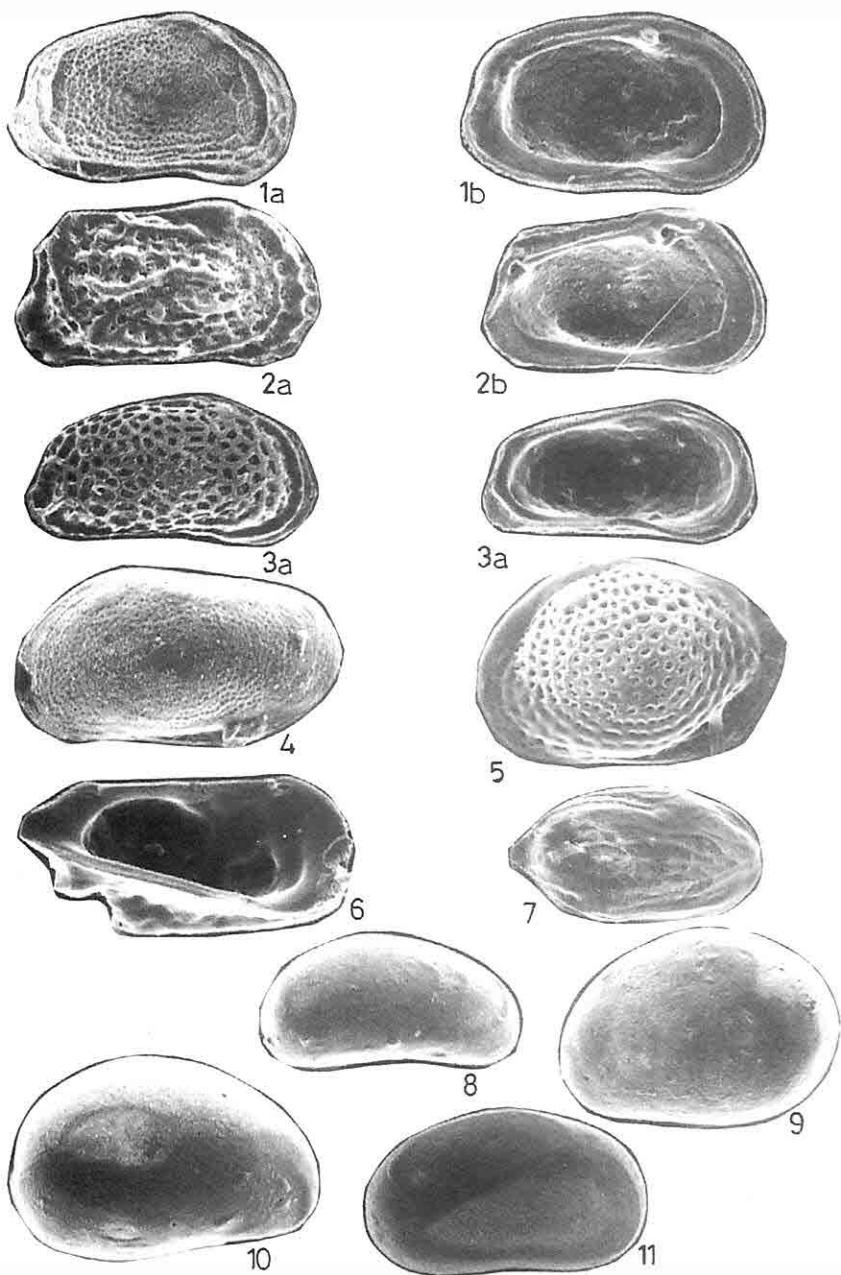
LEVHA 6

Şekiller 1-11, Bozcaada Çevresi, Kuzey Ege Denizi.

1. *Aurila convexa* (Baird), a. sağ kapak dış görünüm, b. sol kapak iç görünüm, x 75, İst. 2.
2. *Tenedocythere prava* (Baird), a. sağ kapak dış görünüm, b. sol kapak iç görünüm, x 75, İst. 2.
3. *Urocythereis oblonga* (Brady), a. sağ kapak dış görünüm, b. sol kapak iç görünüm, x 70, İst. 10.
4. *Loxoconcha elliptica* Brady, sol kapak dış görünüm, x 120, İst. 2.
5. *Loxoconcha rhomboidea* (Fischer), sol kapak dış görünüm, x 60, İst. 2.
6. *Paracytheridea* sp., sağ kapak iç görünüm x 90, İst. 17.
7. *Semicytherura sulcata* G.W.Müller, sağ kapak dış görünüm, x 100, İst. 2.
8. *Xestoleberis aurantia* (Baird), sağ kapak dış görünüm, x 75, İst. 2.
9. *Xestoleberis communis* G.W.Müller, sol kapak dış görünüm, x 85, İst. 10.
10. *Xestoleberis depressa* Sars, sağ kapak dış görünüm, x 100, İst. 10.
11. *Heterocypris salina* (Brady), sağ kapak dış görünüm, x 60, İst. 17.

*BOZCAADA (KUZEY EGE DENİZİ) BENTİK FORAMİNİFER VE OSTRAKOD FAUNASI
ILE BU TOPLULUKTA GÖZLENEN YEREL DEĞİŞİMLER*

LEVHA 6



Tablo 2. Ostrakodların istasyonlara göre dağılımı.

OSTRACODA	İSTASYONLAR						
	2	3	10	11	13	15	17
<i>Aurila convexa</i>	*	*	*	*	*		
<i>Neonesidea formosa</i>	*		*	*			
<i>Bairdia mediterranae</i>			*	*			
<i>Callistocythere mediterranea</i>	*		*				
<i>Carinocythereis carinata</i>			*				
<i>Celtia quadridentata</i>			*	*			
<i>Costa batei</i>			*				
<i>Cyprideis torosa</i>					*		*
<i>Cytherelloidea sordida</i>	*		*	*			
<i>Heterocypris salina</i>							*
<i>Leptocythere psammophila</i>			*				
<i>Loxoconcha agilis</i>	*						
<i>Loxoconcha elliptica</i>	*			*			
<i>Loxoconcha rhomboidea</i>	*			*			
<i>Loxoconchella</i> sp.	*						
<i>Neocytherideis cylindrica</i>	*			*			
<i>Paracytheridea</i> sp.	*						
<i>Pontocypris acuminata</i>	*						
<i>Semicytherura punctata</i>	*						
<i>Semicytherura sulcata</i>	*			*			
<i>Tegmenia rogosa</i>	*			*			
<i>Tenedocythere prava</i>	*	*	*				
<i>Urocythereis oblonga</i>	*		*	*	*	*	
<i>Xestoleberis aurantia</i>		*		*			*
<i>Xestoleberis communis</i>	*	*	*	*		*	
<i>Xestoleberis depressa</i>	*		*	*			

*BOZCAADA (KUZEY EGE DENİZİ) BENTİK FORAMİNİFER VE OSTRAKOD FAUNASI
İLÉ BU TOPLULUKTA GÖZLENEN YEREL DEĞİŞİMLER*

<i>Massilina secans</i> (d'Orbigny)	Familya Eponididae Hofker
<i>Quinqueloculina</i> d'Orbigny	Altfamilya Eponininae Hofker
<i>Quinqueloculina berthelotiana</i>	
d'Orbigny	<i>Eponides</i> de Montfort
<i>Quinqueloculina bidentata</i> d'Orbigny	<i>Eponides concameratus</i> (Williamson)
<i>Quinqueloculina disparilis</i> d'Orbigny	Familya Rosalinidae Reiss
<i>Quinqueloculina jugosa</i> Cushman	<i>Rosalina</i> d'Orbigny
<i>Quinqueloculina laevigata</i> d'Orbigny	<i>Rosalina bradyi</i> Cushman
<i>Quinqueloculina lamarckiana</i>	<i>Rosalina globularis</i> d'Orbigny
d'Orbigny	<i>Rosalina macropora</i> (Hofker)
<i>Quinqueloculina limbata</i> d'Orbigny	Pararosalina McCulloch
<i>Quinqueloculina parvula</i> Schlumberger	<i>Pararosalina dimorphiformis</i>
<i>Quinqueloculina seminula</i> (Linné)	McCulloch
<i>Quinqueloculina viennensis</i> le Calvez	Familya Cibicididae Cushman
J. ve Y.	Altfamilya Cibicidinae Cushman
<i>Quinqueloculina vulgaris</i> d'Orbigny	<i>Cibicides</i> de Montfort
Altfamilya Miliolinellinae Vella	<i>Cibicides advenum</i> (d'Orbigny)
<i>Miliolinella</i> Wiesner	<i>Lobatula</i> Fleming
<i>Miliolinella subrotunda</i> (Montagu)	<i>Lobatula lobatula</i> (Walker ve Jacob)
<i>Pseudotriloculina</i> Cherif	Familya Planorbulinidae Schwager
<i>Pseudotriloculina laevigata</i>	Altfamilya Planorbulininae Schwager
(d'Orbigny)	<i>Planorbulina</i> d'Orbigny
<i>Pseudotriloculina oblonga</i> (Montagu)	<i>Planorbulina mediterranensis</i>
<i>Pseudotriloculina sidebottomi</i>	d'Orbigny
(Martinotti)	<i>Cibicidella</i> Cushman
<i>Triloculina</i> d'Orbigny	<i>Cibicidella variabilis</i> (d'Orbigny)
<i>Triloculina bermudezi</i> Acosta	Familya Acervulinidae Schultze
<i>Triloculina marioni</i> Schlumberger	<i>Sphaerogypsina</i> Galloway
Familya Peneroplidae Schultze	<i>Sphaerogypsina globula</i> (Reuss)
<i>Laevipeneroplis</i> Sulc	Familya Rotaliidae Ehrenberg
<i>Laevipeneroplis karreri</i> (Wiesner)	Altfamilya Ammoniinae Saidova
<i>Peneroplis</i> de Montfort	<i>Ammonia</i> Brünnich
<i>Peneroplis pertusus</i> (Forskal)	<i>Ammonia compacta</i> Hofker
<i>Peneroplis planatus</i> (Fichtel ve Moll)	<i>Ammonia parkinsoniana</i> (d'Orbigny)
Familya Polymorphinidae d'Orbigny	<i>Ammonia tepida</i> Cushman
Altfamilya Polymorphininae d'Orbigny	<i>Challengerella</i> Billman, Hottinger ve Oesterle
<i>Polymorphina</i> d'Orbigny	<i>Challengerella bradyi</i> Billman, Hottinger ve Oesterle
<i>Polymorphina</i> sp. 3	Familya Elphidiidae Galloway
<i>Polymorphina</i> sp. 5	

Altfamilya Elphidiinae Galloway
Elphidium de Montfort
Elphidium aculeatum (d'Orbigny)
Elphidium complanatum (d'Orbigny)
Elphidium crispum (Linné)
Elphidium macellum (Fichtel ve Moll)

4. OSTRAKODLARIN SİSTEMATİK DİZİNİ

Ostrakodların sistematik dizini Hartmann ve Puri, 1974'e göre hazırlanmıştır.

Familya Cytherellidae Sars
Cytherella Jones
Cytherelloidea sordida (G.W. Müller)
 Familya Bairdiidae Sars
Bairdia M.Coy
Bairdia mediterranea G.W. Müller
Neonesidea Maddocks
Neonesidea formosa (Brady)
 Familya Leptocytheridae Hanai
Leptocythere Sars
Leptocythere psammophila Guillaume
Callistocythere Ruggieri
Callistocythere mediterranea G.W. Müller
 Familya Cytherideidae Sars
 Alt Familya Cytherideinae Sars
Cyprideis Jones
Cyprideis torosa (Jones)
 Neocytherideis Rome
Neocytherideis cylindrica Brady
 Familya Trachyleberididae Sylvester-Bradly
 Alt Familya Trachyleberidinae Sylvester-Bradly
Carinocythereis Ruggieri
Carinocythereis carinata (Roemer)
Costa Neviana

Costa batei (Brady)
Celtia Neale
Celtia quadridentata (Baird)
Tegmenia (Grekooff ve Moyes)
Tegmenia rugosa (Costa)
 Familya Hemicytheridae Puri
 Alt Familya Hemicytherinae Puri
Aurila Pokorny
Aurila convexa (Baird)
 Alt Familya Thaerocytherinae Hazel
Tenedocythere prava (Baird)
 Familya Trachyleberididae Sylvester-Bradly
 Alt Familya Urocytherinae Hartmann ve Puri
Urocythereis Ruggieri
Urocythereis oblonga (Brady)
 Familya Loxoconchidae Sars
Loxoconcha Sars
Loxoconcha agilis Ruggieri
Loxoconcha elliptica Brady
Loxoconcha rhomboidea (Fischer)
Loxoconchella Triebel
Loxoconchella sp.
 Familya Paracytherideidae Puri
Paracytheridea G.W. Müller
Paracytheridea sp.
 Familya Cytheruridae G.W. Müller
 Alt Familya Cytherurinae G.W. Müller
Semicytherura Wagner
Semicytherura sulcata G.W. Müller
 Familya Xestoleberididae Sars
Xestoleberis Sars
Xestoleberis communis G.W. Müller
Xestoleberis aurantia (Baird)
Xestoleberis depressa Sars
 Familya Pontocyprididae G.W. Müller
Pontocypris Sars
Pontocypris acuminata G.W. Müller

- Familya Cyprididae Baird
Alt Familya Cyprinotinae Brostein
Heterocypris Claus
Heterocypris salina (Brady)

varlığını işaret ettiğini belirtmişlerdir. Keza Ege Denizi'nin farklı noktalarında ve yine farklı derinliklerde çok sayıda sıcaksu kaynakları saptanmıştır (Başkan ve Canik, 1983).

5. SONUÇLAR

İncelenen örneklerin foraminifer topluluğu sayısal olarak cins ve tür özelliklerini açısından değerlendirildiğinde 2, 10 ve 11 nolu istasyonlarda (Şekil 1 ve Tablo 1) göreceli olarak fert sayısının fazlalığı ile Gökçeada doğu ve güneydoğusu (Meriç vd., 2001) alanındaki foraminifer topluluğuna büyük bir benzerlik göstermektedir. Her iki bölgede de *Laevipeneroplis karreri* (Wiesner), *Peneroplis pertusus* (Forskal) ve *Peneroplis planatus* (Fichtel ve Moll) gözlenmiştir. Buna karşın Gökçeada-Bozcaada-Çanakkale arasında farklı nokta ve derinliklerden derlenen 31 örnek üzerinde yapılmış olan bir diğer çalışmada (Avşar ve Ergin, 2001) saptanan 84 cins ve 160 tür arasında hiç rastlanılmamış olan *Laevipeneroplis* ve *Peneroplis* gibi iki cinsin Ege Denizi'nin genelinde çok az lokalitede ve az sayıda bulunmasına karşın Bozcaada çevresindeki örneklerde bol olarak gözlenmesi dikkat çekicidir.

Sözeri, 1966; Meriç, 1986; Avşar ve Meriç, 2001; Karaburun Yarımadası'nda ve Çeşme (İzmir) doğusundaki İlica Körfezi'nde 2.50 m derilikte 55-58°C değerindeki bir sıcaksu kaynağı çevresindeki peneroplidlerin aşırı bol olduğunu tespit etmişlerdir. Ayrıca, Meriç ve Avşar, 2001'de Gökçeada doğu ve güneydoğusunda peneroplidlerin bol olarak gözlenmesinin sıcak su kaynaklarının

Yukarıda açıklanan araştırmalarda olduğu gibi bu çalışmada da *Laevipeneroplis* ve *Peneroplis* cinslerinin Bozcaada doğu ve güneybatısındaki üç noktada bol miktarda yaşamış veya yaşamakta olması, ada çevresindeki farklı alanlarda yakın geçmişte veya günümüzde termal faaliyetlerin oluşturduğu ekolojik koşullardaki bazı değişikliklerin olabileceğini göstermektedir.

Ostrakod topluluğu açısından da çalışma bölgesi incelendiğinde 2, 10, 11 no'lu istasyonlardan alınan örneklerde tür ve cins sayısının daha fazla olduğu ve bu özelliği ile foraminiferlere paralellik gösterdiği gözlenmiştir. Bulunan ostrakodlar, genellikle Akdeniz'de yaygın olarak gözlenmektedir. Bunlardan *Aurila convexa*, *Carinocythereis carinata*, *Celtia quadridentata*, *Costa batei*, *Loxoconcha elliptica*, *Loxoconcha rhomboidea* hem Atlantik hem de Akdeniz bölgesinde görülen türlerdir. 17 no'lu örnekte *Heterocypris salina* ve *Cyprideis torosa*'nın bulunması bu kesimde ortam tuzluluğunu etkileyen bir tatlı su kaynağının olabileceği göstermektedir.

Ege Denizi sahil alanlarında, Gülbahçe ve İliksu (İzmir), Seferhisar Doğanbey Burnu, Aliağa İlicaburun, Köyceğiz Sultaniye, Bodrum Karaada, Kuşadası ilicası, Dikili ve Bademli ilicaları gibi alanlarda deniz içinde sıcaksu kaynakları bulunmaktadır (Doç.Dr. Gültekin

TARHAN-Dokuz Eylül Üniversitesi ve Dr. Levent ÇETİNER-M.T.A. Ege Bölge Müdürlüğü- Sözlü görüşme, Kasım 2001). Sonuç olarak bulunan faunaya göre Bozcaada doğu ve güneybatısındaki farklı noktalarda halen faal durumda olan veya yakın bir geçmişte işlevini sürdürden sıcaksu kaynaklarının bulunduğu ileri sürülebilir.

6. KATKI BELİRTME

Yazarlar örneklerin temini konusundaki yardımlarından ötürü Yrd. Doç. Dr. Hüsamettin BALKIS ile Araş. Gör. Herdem ASLAN'a (İ. Ü. Fen Fak. Biyoloji Bölümü), foraminiferlerin elektron mikroskopunda fotoğraflarının çekimi için hertürlü olanağı sağlayan ARÇELİK A. Ş. Araştırma ve Teknoloji Geliştirme Merkezi Başkanı'na, fotoğrafları çeken sayın Turgay GÖNÜL'e (Arçelik A. Ş. Araştırma ve Teknoloji Geliştirme Merkezi) içtenlikle teşekkür ederler.

7. KAYNAKLAR

Avşar, N., 1997, Doğu Akdeniz kıyı bölgesi bentik foraminiferleri. *Yerbilimleri*, 31, 67-81, Adana.

Avşar, N. ve Meriç, E., 1996, İskenderun Körfezi'nde bentik foraminifer dağılımı. *Sualtı Bilim ve Teknolojisi Toplantısı (SBT) Bildiriler Kitabı*, 220-224, İstanbul.

Avşar, N. ve Meriç, E., 2001, Çeşme-Ilica Koyu (İzmir) termal bölgesi güncel bentik foraminiferlerinin sistematik dağılımı. *Yerbilimleri-H.Ü. Uygulama ve Araştırma Merkezi Bülteni*, 23, 13-22.

Avşar, N., Meriç, E. ve Ergin, M., 2001, İskenderun Körfezi'ndeki bentojenik sedimanların foraminifer içeriği. *Yerbilimleri. H.Ü. Uygulama ve Araştırma Merkezi Bülteni*, 24, 97-112.

Avşar, N. and Ergin, M., 2001, Spatial distribution of Holocene benthic foraminifera, Northeastern Aegean Sea. *International Geological Rev*, vol. 43, (8), 754-770.

Bassiouni, M.A., 1979, Brackische und marine Ostracoden (Cytherinae, Hemicytherinae, Trachyleberidinae) aus dem Oligozan und Neogen der Türkei. *Geol. Jb. Reihe B*, Heft 31, Hannover, 200p.

Başkan, E. ve Canik, B., 1983, Türkiye sıcak ve mineralli sular haritası Ege Bölgesi. MTA Enst. Yayınları, No: 189, 80 s., Ankara.

Cimerman, F. and Langer, M. R., 1991, Mediterranean foraminifera. 118 s., 93 lev., Ljubljana.

Guillaume, M.C., Peypouquet, J.P. et Tetart, J., 1985, Quaternaire et actuel. *Atlas des Ostracodes de France*, Ed: H.J. Oertli. *Bull. Centres Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine. Mém. 9*, 337-377.

Gülen, D., Kubanç, C. ve Altınsaçlı, S., 1995, İzmit Körfezi (Hersek Burnu- Kaba Burun) Kuvaterner istifinin Ostrakod Faunası. *İzmit Körfezi Kuvaterner İstifi*, Ed:Engin Meriç, 153-164, İstanbul.

Hartman, G. and Puri, H., 1974, Summary of Neontological and Paleontological Classification of Ostracod: *Mitt. Hamburg Zool. Mus. Inst.*, 20: 7-73.

Hatta, A. and Ujjie, H., 1992, Benthic

**BOZCAADA (KUZEY EGE DENİZİ) BENTİK FORAMİNİFER VE OSTRAKOD FAUNASI
İLE BU TOPLULUKTA GÖZLENEN YEREL DEĞİŞİMLER**

- Foraminifera from Coral Seas between Ishigaki and Iriomote Islands, Southern Ryukyu Island Arc, Northwestern Pasific. Bulletin of the College of Science, University of the Ryukyus.53, 49-119; 54, 163-287.*
- Hottinger, L., Halicz, E. and Reiss, Z., 1993, Recent foraminiferida from the Gulf of Aqaba, Red Sea. Slovenska Akademija Znanosti in Umetnosti Academia Scientiarum et Artium Slovenica, 179 s., 230 lev., Ljubljana.*
- Loeblich, Jr. A. R. and Tappan, H., 1988, Foraminiferal genera and their classification. Van Nostrand Reinhold Company, New York, 970 s. ve 842 lev.*
- Loeblich, Jr. A. R. and Tappan, H., 1994, Foraminifera of the Sahul Shelf and Timor Sea. Cushman Foundation for Foraminiferal Research, Special Publication no:31, 237 p., 393 pls.*
- Meriç, E., 1986, Deniz dibi termal kaynaklarının canlı yaşamına etkisi hakkında güncel bir örnek (İlica-Çeşme-İzmir). TJK Bült., 29 (1), 17-21, Ankara.*
- Meriç, E. ve Sakınç, M., 1990. Foraminifera, İstanbul Boğazı güneyi ve Haliç'in Geç Kuvaterner (Holosen) dip tortulları (Ed. E. Meriç), 13-41, 1-7, İstanbul.*
- Meriç, E. ve Avşar, N., 1997, İstanbul ve yakın çevresi Geç Kuvaterner (Holosen) bentik foraminifer faunası. Yerbilimleri, 31, 41-65, Adana.*
- Meriç, E. ve Avşar, N., 2001. Benthic foraminiferal fauna of Gökçeada Island (Northern Aegean Sea) and its local variations. Acta Adriatica, 42 (1), 125-149.*
- Meriç, E., Yanko, V. ve Avşar, N., 1995, İzmit Körfezi (Hersek Burnu-Kaba Burun) Kuvaterner istifinin foraminifer faunası. İzmit Körfezi Kuvaterner İstifi (Ed. E. Meriç), 105-151.*
- Meriç, E., Avşar, N., ve Kılıçaslan, Y., 2001, Gökçeada (Kuzey Ege Denizi) çevresi bentik foraminifer faunası ve bu toplulukta gözlenen yerel değişimler, TJB, 44 (2), 39-63, Ankara.*
- Nazik, A., 1994. İskenderun Körfezi Holosen Ostrakodları. Maden Tektik Arama Dergisi 116, 15-20.*
- Oertli, H.J., 1985, Atlas des Ostracodes de France. Bull. Centres Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine. Mém.9, 257-335.*
- Sgarrella F. and Moncharmont-Zei, M., 1993, Benthic foraminifera of the Gulf of Naples (Italy), systematic and autoecology. Bulletino della Societa Paleontologica Italiana. 32 (2), 145-264, 1-26.*
- Sözeri, B., 1966, İzmir, Çeşme İlçesi plaj kumlarındaki aktuel foraminiferler ve varyasyonları. TJK Bült., 10 (1-2), 143-154, 1-6, Ankara.*
- Şafak, Ü., 1999. Recent ostracoda assemblage of the Gökçeada-Bozcaada-Çanakkale region. Yerbilimleri (Geosound) 35, 149-172.*
- Tunoğlu, C., 1999, Recent ostracoda association in the Sea of Marmara, NW Turkey. Yerbilimleri- H.Ü. Uygulama ve Araştırma Bülteni, 21, 63-87.*
- Von Morkhoven, F.P.C.M., 1963, Post Palaeozoic Ostracoda. Elsevier Amsterdam, (2), 478 pp.*
- Yassini, I., 1979, The littoral system ostracodes from the bay of Bou-İsmail, Algiers, Algeria, Revista Espanola de Micropaleontologia Vol. XI, Num. 3 pp. 353-416.*

HORATA (MALATYA) KARSTİK KAYNAĞI'NIN HİDROJELOJİ İNCELEMESİ

Osman GÜNEYDİN

N. Ü., Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Niğde/Türkiye

Bahattin ÇETİNDAĞ

F. Ü., Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Elazığ/Türkiye

Mustafa FENER

N. Ü., Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Niğde/Türkiye

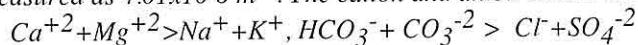
ÖZET: İnceleme alanı Malatya il merkezinin güneyinde yer almaktadır. İnceleme alanı Paleozoyik, Mesozoyik ve Senozoyik yaşlı birimlerden oluşmaktadır. Bunlar Malatya Metamorfitleri, Gündüzbeş Formasyonu, Yeşilyurt Formasyonu, Taraça ve Allüvyondur. Horata Karstik Kaynağı'nda uzun süreli debi değişimi ve iyon değişimi kontrol edilmiştir. Horata Kaynağı'nda 20 Haziran 1999–15 Eylül 1999 döneminde depolama gücü, $1.08 \times 10^6 m^3$ olarak bulunmuştur. 14 Mayıs 2000–25 Eylül 2000 döneminde depolama gücü ise $4.01 \times 10^6 m^3$ bulunmuştur. Kaynak suyunda katyon ve anionların sıralanışı:



şeklindedir. Horata kaynak suyunda iyonlar, Piper diyagramında 1., 5. ve 3. bölgede guruplanılmışlardır.

A HYDROGEOLOGICAL STUDY ON HORATA (MALATYA) KARSTIC SPRING

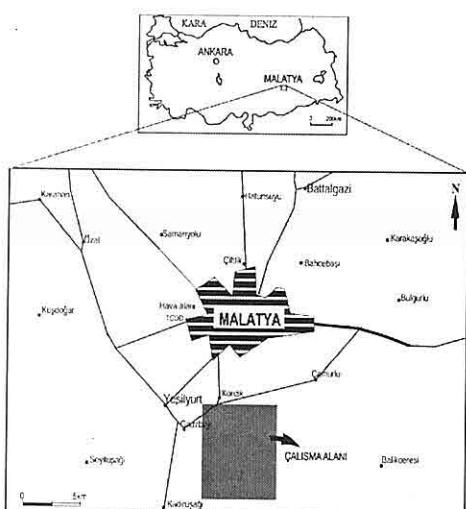
ABSTRACT : The study area is located to the south of city of Malatya. Paleozoic, Mesozoic and Senozoic aged formations crop out in the study area. These are Malatya Metamorphics, Gündüzbeş Formation, Yeşilyurt Formation, Debris and Alluvial. Long-term measurements of discharge and ion contents were carried out in Horata Karstic Spring. The volume of water discharged during the period between 20 June 1999 and 15 September 1999 was measured as $1.08 \times 10^6 m^3$. The volume of water discharged during the period between 14 May 2000 and 25 September 2000 was measured as $4.01 \times 10^6 m^3$. The cation and anion orders are as follows:



Ions Horata Spring is gathered in the first, the fifth and the third area as on Piper Diagram.

1.GİRİŞ

Çalışma alanı Malatya il merkezinin 7 km güneyinde Konak Kasabası sınırları içerisinde 40 km² lik bir alanı kapsamaktadır (Şekil 1). Meteoroloji Müdürlüğü verilerinin 19 yıllık ortalama değerlerine göre, Thornthwaite formülleri kullanılarak çıkarılan, bölgenin iklim formülü C₂ B'1 s₂ b'2 şeklindeir (Günaydin 2001). Burada C₂, nemlilik indisine göre yarı nemliliği, B'1 sıcaklık şartlarına göre Mezotermal iklimi, s₂, yağış düzeneğine göre yazın çokça su eksikliğini, kışın su çokluğunu, b'2, sıcaklık düzeneğine göre ikinci dereceden denizel iklimi belirtir. Yazın su eksikliği oldukça fazla görülen bu sahalarda debisi 22-1528 l/sn olan bu kaynak yöre için son derece önemlidir.



Şekil 1. İnceleme alanının yer belirleme haritası

Bu çalışmada, Horata Kaynağı'nın beslenme alanının jeolojisi ile kaynağın

boşalımı, fiziko-kimyasal karakteristikleri ve suyun kökeni aydınlatılmaya çalışılmıştır. Çalışma alanı ve çevresinde değişik amaçlı jeoloji incelemeleri yapılmış ve bunlar bölgenin jeolojisini aydınlatmada önemli katkılar sağlamıştır (Turan 1984; Gözübol ve Önal 1986; Önal v.d., 1986; Asutay ve Turan 1986; Yazgan v.d., 1987; Poyraz 1988; Karaman 1993.). Bölgenin Güneydoğu Anadolu Bindirme Kuşağı ile Doğu Anadolu Fay Kuşağı'nın yakınında yer olması ve Malatya dolayındaki önemli faylardan olan Beydağı Fayı'nın bölgeden geçmesi, bölgeyi tektonizma yönünden ilginç hale getirmiştir.

2. JEOLOJİ

İnceleme alanında gözlenen birimler yaşlıdan gence doğru: Permo-Karbonifer yaşı Malatya Metamorfitleri, Üst Kretase yaşı Gündüzبey Formasyonu, Üst Eosen yaşı Yeşilyurt Formasyonu, taraça ve alüvyonlar şeklinde bir sıralanış göstermektedir (Şekil 2).

2.1. Malatya Metamorfitleri

Kaynak beslenme alanında en üst seviyelerde gözlenen ve kaynağın beslenmesinde önemli rol oynayan Malatya Metamorfitleri; kireçtaşı, dolomit ve şist şeklinde gözlenmektedir. Kireçtaşları gri, boz renkli ve masif olup, bol kırıklı ve çatlaklıdır. Dolomitik kireçtaşları koyu gri-gri bez renkli ortakalın tabakalıdır. Birim yoğun tektonizmaya uğramış ve düzensiz kırıklı şistozite düzlemleri gelişmiştir. Şistler ince-orta tabakalı olup, genelde kloritsist

ve kalkşist olarak gözlenmektedir. Klorit ve kalkşistler, yoğun limonit ve demir sıvamlı, bol kırıklı, kırıklar hidrotermal limonit ve kuvars dolguludur.

Kaynak beslenme alanındaki geniş yayılıma sahip metamorfitler allokton birimlerdir (Karaman, 1993). Önceki çalışmalarda (Perinçek 1979) bu kayaçlara Permo-Karbonifer yaşı verilmiştir.

2.2. Gündüzbeyp Formasyonu

İnceleme alanında geniş yayılıma sahip Gündüzbeyp Formasyonu tabanda çakıltaşıyla başlayıp, kumtaşı, silttaşısı, kilitaşı, marn ve mikritik kireçtaşı olarak ardalanmalıdır. Kırmızı-kahverenkli çakıltaşları tamamen Malatya Metamorfitleri'ne ait çakıl ve bloklardan oluşmaktadır. Kumtaşı ve silttaşısı gri-bej renkli, ince-orta tabakalı, sarı renkli kilitaşları, yeşilimsi gri renkli marnlar ve gri beyaz renkli mikritik kireçtaşları ile devam eder.

Daha önce yapılan çalışmada kireçtaşlarından derlenen çok sayıdaki örneğin paleontolojik incelemeleri sonucunda Orta-Üst Mastrihtiyen yaşı bulunmuştur (Karaman 1993).

2.3. Yeşilyurt Formasyonu

Tabanda çakıltaşısı, yukarıya doğru kumtaşı, silttaşısı, marn ve ince mikritik kireçtaşı ardalanmasından oluşan filiş karakterli alt seviye üzerine resifal kireçtaşları gelmektedir.

Çakıltaşları; kırmızı ve kahverenkli, orta boyalı, kalın ve masif katmanlı olup genellikle Malatya Metamorfitleri'nin çakıllarını bulundurmaktadır. Kumtaşları sarımsı kahverenkli, ince-orta tabakalıdır.

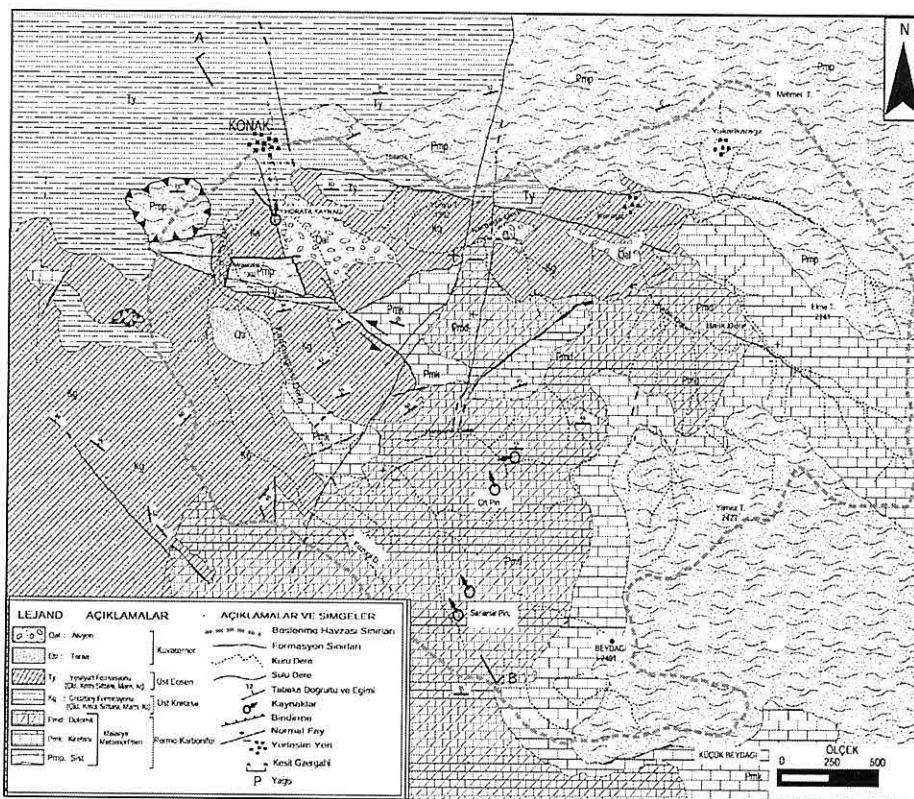
Silttaşısı kilitaşı ve mermerler açık yeşil, yeşilimsi boz renkli ve laminalıdır. Kireçtaşları resifal nitelikli olup, grimsi boz renkli bolca küçük numulitli, biyosparit ve yer yer biyomikrit yapılidir. Malatya ve Elazığ civarlarında yapılan çalışmalarda (Avşar 1983; Bingöl 1983; Turan 1984; Asutay 1985; Poyraz 1988; Çetindağ 1989;) aynı birim Kırkçeçit Formasyonu olarak tanımlanmış ve Orta-Üst Eosen yaşı verilmiştir.

2.4. Taraça ve Alüvyon

Taraçalar; şist, kireçtaşı, fillat, mermer ve kalkşist kırıntılarından oluşmaktadır. Eğimleri 5°-10° kadar gözlenmektedir. İnceleme alanında tüm birimleri uyumsuzlukla örten alüvyonlar, tutturulmamış kil, kum ve siltten oluşmakta yer yer de sellenmelerin etkisi ile bölgedeki tüm birimlerden taşınan çakıl ve bloklar içermektedir.

3. KAYNAK CİVARININ YAPISAL ÖZELLİKLERİ

Malatya Metamorfitleri bölgenin allokton birimleridir. Malatya Metamorfitleri üzerinde izlenen Kretase (Üst Mastrihtiyen) yaşılı Gündüzbeyp Formasyonu ve Orta-Üst Eosen yaşılı Yeşilyurt Formasyonu'ndan oluşan sedimenter istif, Erken Miyosen sonrası gelişen tektonik hareketlerle Malatya Metamorfitleri'nin sırtında taşınarak bugünkü konumunu kazanmıştır (Karaman 1993). Bölgedeki sıkışma rejimine bağlı olarak Geç Kretasede, muhtemelen Kampaniyen'de Keban-Malatya



Şekil 2. İnceleme alanının ve civarının jeoloji haritası ve jeoloji kesiti.

platformu kıvrımlanarak yeşilist ve amfibolit fasiyesinde metamorfizmaya uğramıştır. Bu sıkışma esnasında Malatya Metamorfitleri kuzeydoğu-güneybatı yönünde kıvrım eksenleri gelişmiştir. Geç Kretase'de Malatya Metamorfitleri Gündüzbeyp Formasyonu tarafından açısal uyumsuzlukla örtülümüştür. Orta-Üst Eosen yaşılı Yeşilyurt Formasyonu Malatya Metamorfitleri ile Gündüzbeyp Formasyonu üzerinde açısal uyumsuzlukla bulunur. İnceleme alanındaki en genç uyumsuzluklar Taraçalar ve Alüvyon oluşukları olup, diğer birimleri açısal uyumsuzlukla örtmektedir.

4. HİDROJEOLÖJİ

4.1. Kaynağın Oluşumu

Horata Kaynağı çıkış noktaları kaptaj edilmiş ve kaynaktan çıkan sular beton bir kanala verilmiştir. Kaynağın debisi 20.06.1999 ile 02.10.2000 tarihleri arasında ölçülmüş ve su analizleri yapılmıştır.

Kaynaktan çıkan suyun debisinin inceleme döneminde 1528-22 l / sn arasında olduğu dikkate alındığında, kaynağın debisinin çok değiştiğini ve bundan da karstik bir kaynak olduğu anlaşılmaktadır. Kaynaktaki bu yüksek debiler bahar aylarında yağışa bağlı olarak yeraltı su seviyesinin artması ile açıklanabilir. Beslenme alanına düşen yağışlardan süzülen sular, çeşitli kırık, yarık ve faylar boyunca yeraltına süzülmekte olup, hidrolik oluk görevi yapan normal bir fay boyunca kaynak

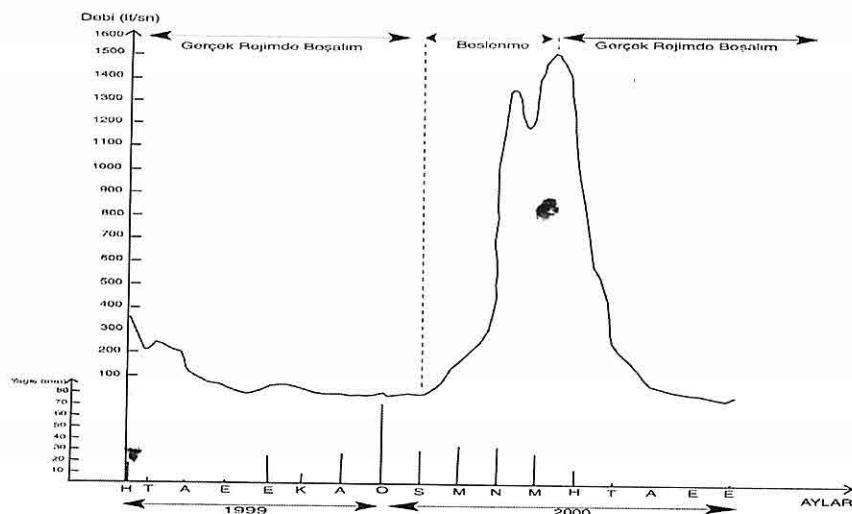
olarak yüzeye çıkmaktadır (Canik 1979). Kaynağın beslenmesi çoğunlukla Malatya Metamorfitleri tarafından sağlanmaktadır olup, Gündüzbeyp Formasyonu ve Yeşilyurt Formasyonu'nun geçirimli seviyeleri de kaynağın beslenmesinde etkili olmaktadır. Malatya Metamorfitleri kaynağın hazne kayasıdır. Kaynağın çıkış noktası Gündüzbeyp Formasyonu ve Yeşilyurt Formasyonu'nun faylı dokanıdır (Şekil 2).

4.2.Uzun Süreli Debi Değişimi

Kaynağın 20.06.1999 ile 02.10.2000 tarihleri arasında debi değişimi ayda 4 ölçüm yapılarak incelenmiştir. Debi ölçümleri safralı yüzücüler kullanılarak yapılmıştır. Şekil 3'te verilen $Q=f(t)$ grafiği incelediğinde, belirtilen tarihler arasında iki gerçek rejimde boşalma dönemi görülmektedir. 13.02.2000 ile 14.05.2000 tarihleri arası, kaynağın yağıştan beslenme dönemini ifade etmektedir (Şekil 3). Kaynağın değişme sabiti R, kaynakta ölçülen en yüksek debi değerinin (1528 l/s) en düşük debi değerine (22 l/s) oranıdır. Buradan da Kaynağın değişme sabiti 70 bulunmuş olup "debisi çok değişen kaynaklar" grubuna girdiği gözlenmiştir (Canik 1988).

4.3. Boşalma Katsayılarının Hesaplaması ve Yorumu

Kaynağın gerçek rejimde boşalımı 20 Haziran 1999-15 Eylül 1999 ve 14 Mayıs 2000-25 Eylül 2000 tarihleri arasında iki



Şekil 3. Horata Kaynağı'na ait yağışa ve zamana bağlı debi değişim grafiği (Günaydin 2001).

dönemde incelemiş ve sonuçları karşılaştırılmıştır. Kaynağın bu dönemlere ait debi değerleri $\log Q = f(t)$ grafiği çizilerek alçalan iki doğru elde edilmiştir. Elde edilen bu doğruların genel denklemi, benzerlerinden daha yaygın olarak kullanılan ve Maillet tarafından önerilen eksponansiyel fonksiyonla verilmiştir (Drouge, 1967).

$$q = q_0 \times e^{-\alpha(t - t_0)} \quad (1)$$

Yukarıdaki eşitlikte,

$$q = t \text{ zamanındaki debi } (\text{m}^3/\text{s})$$

$q_0 = t_0$ zamanındaki debi yani gerçek rejimin başlangıç debisi (m^3/s)

$$\alpha = \text{Boşalma katsayısi } (\text{gün}^{-1})$$

20 Haziran 1999-15 Eylül 1999 tarihleri arasındaki boşalım bir doğru ile temsil edilmiştir (Şekil 4). Boşalımın başlangıç debisi $0,371 \text{ m}^3/\text{s}$ iken, baz akımı $0,039 \text{ m}^3/\text{s}$ 'dir. (1) nolu eşitlikten doğruya temsil eden boşalma katsayıısı α_1 ,

aşağıda verilen:

$$\alpha = \log q_0 - \log q / (t - t_0) \times \log e \quad (2)$$

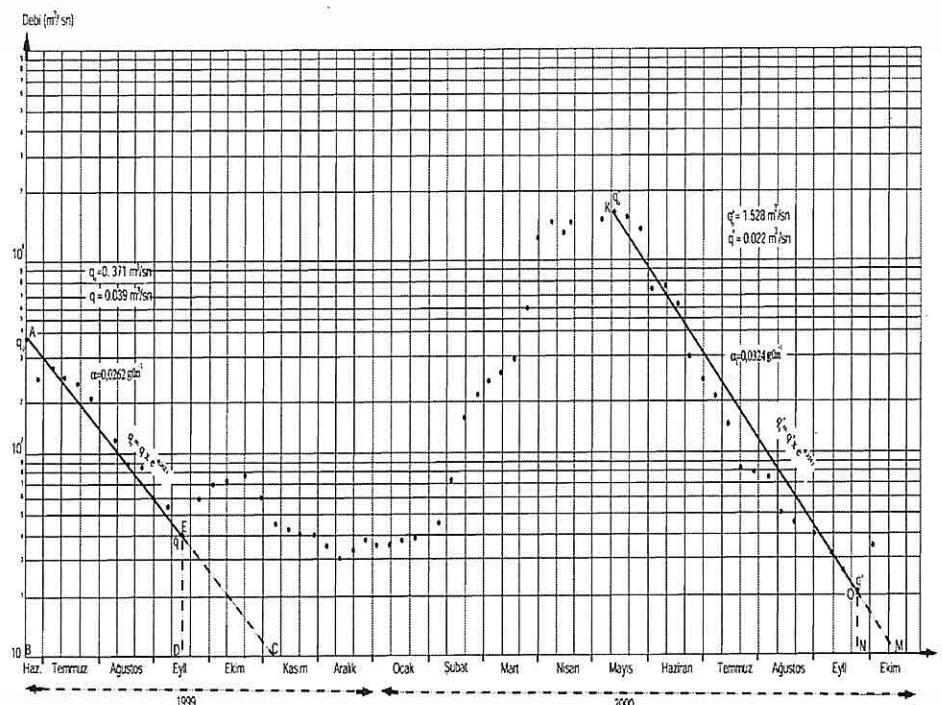
eşitliğinden $\alpha = 0,0265 \text{ gün}^{-1}$ olarak hesaplanmıştır. O halde boşalım doğrusunun denklemi:

$$q = q_0 e^{-0,0265 t} \text{ şeklindedir.}$$

Kaynağın ikinci boşalım döneminde boşalım doğrusu eğiminde başlangıç debisi $1.528 \text{ m}^3/\text{s}$ iken baz akımı ise $0,022 \text{ m}^3/\text{s}$ ölçülmüştür (Şekil 4). Buna göre (1) nolu eşitlikten, doğruya temsil eden boşalma katsayıısı $\alpha_2 = 0,0324 \text{ gün}^{-1}$ bulunmuştur. O halde boşalım doğrusunun denklemi:

$$q_0 = q e^{-0,0324 t} \text{ şeklindedir.}$$

Genel olarak boşalım katsayıısının $n \times 10^{-3}$ dolayındaki değerleri kireçtaşının daha çok dar yarık ve çatlaklıarda veya taneler arası gözeneklerde laminer akımla dolaşan suyun boşaldığı kaynakları, $n \times 10^{-1}$ ve $n \times 10^{-2}$ dolayındaki değerleri de



Şekil 4. Gerçek rejimde boşalım doğruları (Günaydin 2001).

geniş yarık ve erime kanallarında türbülən rejimle dolaşan suyun boşaldığı kaynakları ifade etmektedir (Schoeller, 1962 ve 1967). Burada α 'nın değeri $n \times 10^{-2}$ olarak bulunmuş ve buna göre de kaynağın türbilən rejimde boşaldığını söyleye biliriz.

4.4. Kaynağın Depolama Gücü

Haznenin gerçek rejimde boşalım kodu üstündeki işletme rezervinin hacmi veya haznenin depolama gücü Maillet Formülü'nün entegrasyonu ile bulunabilir:

$$\int_0^{\infty} qxdt \text{ entegre edildiğinde}$$

$$V = (q_0 / \alpha) \times 86400 \text{ bulunur.}$$

20 Haziran 1999 – 15 Eylül 1999 dönemindeki depolama gücü:

$$VABDE = [(VABC - VDEC) / \alpha] \times 86400$$

$$VABDE = [(0.371 - 0.039) / 0.0265] \times 86400$$

$$VABDE = 1.08 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ bulunur.}$$

14 Mayıs 2000 – 25 Eylül 2000 dönemindeki depolama gücü de

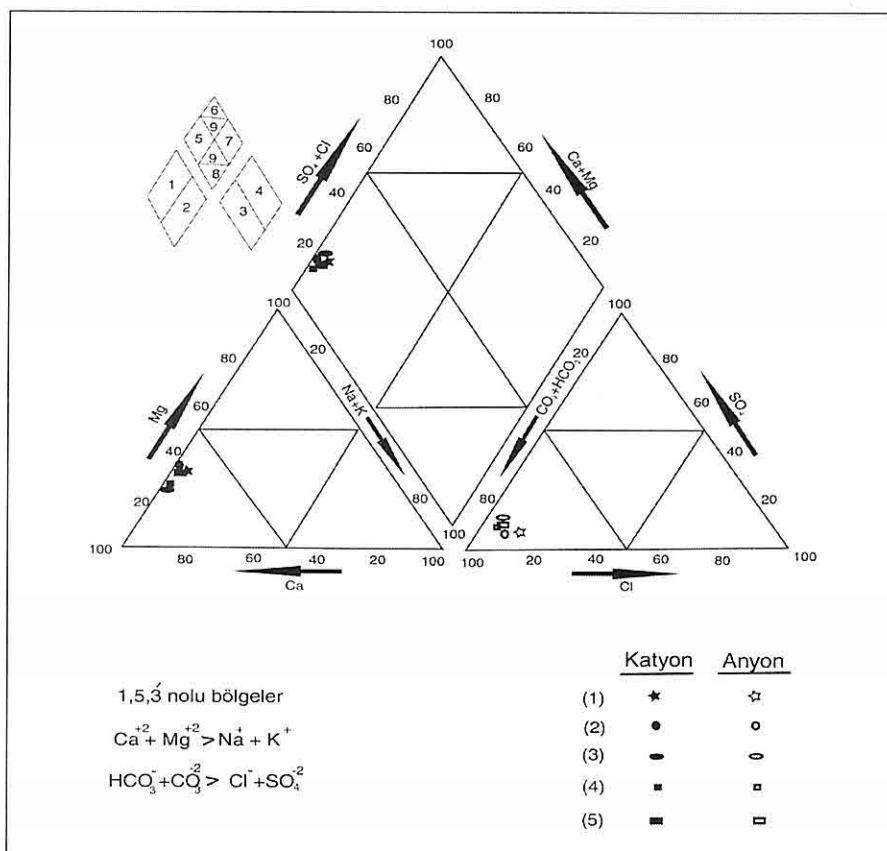
$$VKLNO = [(VKLM - VONM) / \alpha] \times 86400$$

$$VKLNO = [(1.528 - 0.022) / 0.0324] \times 86400$$

$$VKLNO = 4.01 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ bulunur.}$$

Çizelge 1. Horata Kaynağı'nın su kimyası analiz sonuçları

NUMUNE	KATYONLAR								ANYONLAR								E _S mV	EC ms/cm	pH			
	Na		K		Ca		Mg		CO ₃		HCO ₃		Cl		SO ₄							
	Mekl %	Mekl %	Mekl %	Mekl %	Mekl %	Mekl %	Mekl %	Mekl %	Mekl %	Mekl %	Mekl %	Mekl %	Mekl %	Mekl %	Mekl %	Mekl %						
1 (1986)	0,20	4,73	0,02	0,47	2,70	63,98	1,30	30,80	1,20	17,65	4,60	67,65	1,00	14,70	0,00	0,00	20,00	360	7,60			
2 (05.03.1997)	0,01	0,16	0,02	0,33	3,90	64,68	2,10	34,83	0,00	0,00	4,30	91,49	0,4	8,51	0,00	0,00	30,00	410				
3 (05.03.1998)	0,12	3,60	0,00	0,00	2,45	72,70	0,80	23,70	0,00	0,00	2,75	81,40	0,14	4,14	0,49	14,50	16,25	325	8,18			
4 (10.08.2000)	0,10	2,87	0,00	0,00	2,52	72,41	0,86	24,71	0,00	0,00	2,82	86,13	0,24	7,33	0,21	6,53	16,90	281	7,26			
5 (05.05.2001)	0,13	4,11	0,01	0,32	1,94	61,39	1,08	34,18	0,00	0,00	1,69	83,25	0,16	7,88	0,18	8,87	15,10	321	7,80			



Şekil 5. Su kimyası analiz sonuçlarının Piper diyagramında gösterilmesi

4.5. Kaynak Suyunun Kimyasal Bileşimi

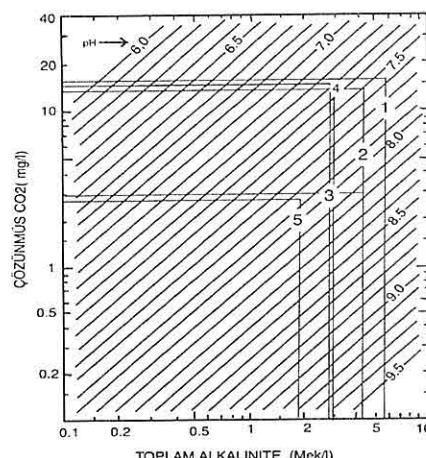
Kaynak suyunun kimyasal bileşimini yorumlamak için çeşitli zamanlarda yapılmış su analizleri kullanılmıştır (Çizelge 1).

Sularındaki katyon ve anyonların dizilişi $\text{Ca}^{+2} + \text{Mg}^{+2} > \text{Na}^+ + \text{K}^+$, $\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{-2} > \text{Cl}^- + \text{SO}_4^{-2}$ şeklindedir. Kaynağın asıl beslenimi Malatya Metamorfitleri'nin kireçtaşı ve dolomitik kireçtaşları olması nedeni ile kaynaktakı en fazla bulunan katyonlar Ca ve Mg, anyonlar ise HCO_3^- ve CO_3^{-2} 'dir. Analiz sonuçlarının Piper (1944) diyagramında katyon ve anyonlar 5. bölgede gruplanmıştır (Şekil 5). Buna göre kaynak suyunda $\text{Ca}^{+2} + \text{Mg}^{+2} > \text{Na}^+ + \text{K}^+$ olup bunlar karbonatlı ve sülfatlı sularıdır. Kaynağın zayıf asitleri kuvvetli asitlerinden fazla olup, $\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{-2} > \text{Cl}^- + \text{SO}_4^{-2}$ şeklindedir.

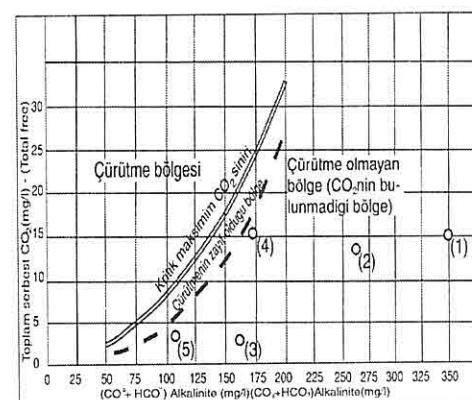
Kaynak suyu analiz sonuçları değerlerine göre kaynak suyundaki çözünmüş CO_2 miktarı; toplam alkalinitetin değerleri ile suların pH değerleri Şekil 6 kullanılarak kesiştirilmiş ve düşey eksen üzerinde çözünmüş CO_2 miktarına denk gelen değerler okunmuştur. Buna göre suların "saldırgan CO_2 'in bulunmadığı" bölgede olduğu saptanmıştır (Şekil 6 ve 7). Bu suların CO_2 'in çürütme özelliğinin olmadığı belirlenmiştir.

5. SONUÇLAR

- İnceleme alanında yüzeyleme veren birimler yaşıdan gence doğru: Malatya Metamorfitleri (Permo-Karbonifer), Gündüzbeyp Formasyonu (Üst Kretase),



Şekil 6. Sularda çözünmüş CO_2 miktarını veren diyagram (Şahinci, 1991).



Şekil 7. Suların çürütme özelliklerini gösteren diyagram (Şahinci, 1991).

Yeşilyurt Formasyonu (Üst Eosen), Taraça ve Alüvyonlar olarak gözlenmiştir.

2. Kaynak suyunun hazne kayası Malatya Metamorfitleri'nin kireçtaşı ve dolomitik kireçtaşlarıdır.

3. Kaynağın değişme sabiti 70 olup, bu değer, debisi çok değişen kaynakları karakterize etmektedir.

4. Kaynağın boşalım katsayısı (α)

0,0265 gün^{-1} ve 0,0324 gün^{-1} bulunmuştur.

5. Horata Kaynağı'ndan 20 Haziran 1999-15 Eylül 1999 döneminde depolama gücü, $1.08 \times 106 \text{ m}^3$, 14 Mayıs 2000-25 Eylül 2000 döneminde ise $4.01 \times 106 \text{ m}^3$ bulunmuştur.

6. Piper diyagramına göre kaynak suyunda $\text{Ca}^{+2} + \text{Mg}^{+2} > \text{Na}^+ + \text{K}^+$ olup bunlar karbonatlı ve sülfatlı sulardır. Kaynak suyunda zayıf asitler kuvvetli asitlerinden fazla olup, $\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-} > \text{Cl}^- + \text{SO}_4^{2-}$ şeklindedir.

7. Analiz sonuçlarına göre kaynak suyundaki çözünmüş CO_2 miktarı bulunmuş ve bu suların "saldırgan CO_2 'in bulunmadığı" bölgede olduğu saptanmıştır. Bundan dolayı sudaki CO_2 'in herhangi bir çürütmeye sebep olmayacağı anlaşılmıştır.

6. KAYNAKLAR

Asutay, H.J., 1985, *Baskil (Elazığ) Çevresinin Jeolojisi ve Baskil Mağmatitlerinin Petrolojisi* M.T.A. Derg. Sayı. 107, s. 49-72. Ankara.

Asutay, H.J. ve TURAN, M., 1986, *Doğu Toroslarda Keban-Baskil (Elazığ) Dolaylarının Jeolojisi* M.T.A. Gen. Müd. Jeol. Etüt. Dai. Rapor Arşivi, Ankara.

Bingöl, A.F. , 1983, *The Geology Of The Elazığ Area. Int. Syp. On Geology Of Taurus Belt , Proceedings*. p. 209-216.

Canik, B., 1979 *Bolu-Gökpınar Karstik Kaynağı'nın Boşalımı. Altınlu Sempozyumu Bildiriler Kitabı*, s.57-63, Ankara.

Canik, B., 1998, *Hidrojeoloji (Yeraltı*

sularının Aranması, İşletilmesi, Kimyası).

Ankara Üniversitesi Fen Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 286 s., Ankara.

Çetindağ, B., 1989, *Elazığ-Ören Çayı Havzasının Hidrojeoloji İncelemesi*, Doktora Tezi (Yayınlanmamış), Fırat Üniv. Fen Bil. Enst., 293 s., Elazığ.

Drouge, C., 1967, *Essai De Determination Des Composantes D'écoulement Des Sources Karstiques. Evaluation De La Capacité De Retention Par Chenaux Et Fissures, Chronique D'Hydrogéologie No 10*, p.43-47, BRGM, Paris.

Günaydin, O., 2001, *Horata (Malatya) Kaynağı'nın Hidrojeoloji İncelemesi*, Yüksek Lisans Tezi (Yayınlanmamış), Fırat Üniv. Fen Bil. Enst., 54 s., Elazığ.

Gözübol, A.M., Önal, M., 1986, *Çat Barajı İsale Tünelinin Mühendislik Jeolojisi ve Kaya Mekanığı İncelemesi ve Malatya-Çelikhan Alanının Jeolojisi*: TÜBİTAK, TBAG 647, Ankara.

Karaman, T., 1993, *Malatya Doğu ve Güneydoğusu'nun Jeolojisi ve Petrografisi*, Doktora Tezi, S.Ü. Fen Bil. Enst. 198s. (yayınlanmamış), Konya.

Önal, M., Şahinci, A. ve Gözübol, A.M., 1986, *Yeşilyurt-Çelikhan (Malatya-Adiyaman) Dolayının Hidrojeolojik İncelemesi*. Jeoloji Mühendiliği, s.29, 5-12.

Perinçek, D., 1979, *Guide-Book For Excursion "B", Interrelations Of The Arab And Anatolian Plates: First Geological Congress On Middle East, Turkey*. 34 p.

Poyraz, N., 1988. *İspendere-Kömürhan (Malatya) Ofiyolitlerinin Jeolojisi ve Petrografisi*. Gazi Üniv. Fen Bil. Ens.

HORATA (MALATYA) KARSTİK KAYNAĞI'NIN HİDROJEOLOJİ İNCELEMESİ

- Doktora Tezi, 150 s., Ankara.
- Schoeller, H., 1962, *Les Eaux Souterraines*, 642 p. Masson Et Cie, Paris.
- Schoeller, H., 1967, *Hydrodynamique Dans Le Karst (Ecoulement Et Emmaçinement). Chronique D'Hydrogeologie No 10*, p.5-20, BRGM, Paris.
- Şahinci, A., 1991, *Doğal Suların Jeokimyası*, Reform Matbaası, 548 s., İzmir.
- Yazgan, E., Asutay, H.J., Gültekin, M.C., Poyraz, N., Sirel, E. ve Yıldırım, H., 1987 *Malatya Güneydoğusunun Jeolojisi ve Doğu Torosların Jeodinamik Evrimi M.T.A. Rap. No. 2268.*, Ankara.

NALLİZİYARET TEPE (Keban-ELAZIĞ) BAKIR OLUŞUKLARININ KÖKENİNE BİR YAKLAŞIM

Leyla KALENDER, Şahin HANELÇİ

F. Ü., Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Elazığ/Türkiye

ÖZET: Nalliziyaret Tepe (Keban) Cu oluşukları, Keban Metamorfitleri'ni (Permo-Karbonifer) intrüzif olarak kesen Keban magmatitleri (Üst Kretase) ile ilişkili olarak gelişmiştir.

Detaylı harita çalışmaları, cevherli ve cevhersız kırıklar, jeokimya ve sıvı kapanım çalışmaları ile hidrotermal çözeltilerin kökeni açıklanmaya çalışılmıştır.

N-5 nolu sondaj karot örnekleri ve yüzeyden alınan örneklerde XR fluoresans yöntemiyle yapılan analizler sonucu Cu'ın magmatik kayaçlar içerisindeki miktarı ortalama 173 ppm, rekristalize kireçtaşlarında ortalama 4 ppm, kalksistlerde ortalama 102 ppm ve serizit kloritsitlerde ise ortalama 837 ppm olarak tespit edilmiştir. Korelasyon analizleri sonucu magmatik kayaçlarda Cu ile diğer elementler arasında ilişki görülmektedir. Bu ise magmatik hidrotermal akışkanların rekristalize kireçtaşları içine doğru ilerleyememesi fakat serizit kloritsisi ve kalksistler içeresine doğru hareket etmiş oldukları şeklinde yorumlanmaktadır.

Hidrotermal çözeltilerin kökenini yorumlamak amacıyla kalkopiritlerle ilişkili kuvarsında, kalsit ve floritlerde sıvı kapanım çalışmaları yapılmıştır. Kalkopiritlerle ilişkili kuvarsında birincil kapanımlarda homojenleşme sıcaklığı ortalama 433 °C ve tuzluluk % 17 NaCl eşdeğeri ile floritlerde birincil kapanımlarda homojenleşme sıcaklığı ortalama 110 °C ve tuzluluk % 18 NaCl eşdeğeri, kalsitlerde birincil kapanımlarda homojenleşme sıcaklığı ortalama 175 °C ve tuzluluk % 24 NaCl eşdeğeri, olarak saptanmıştır. Kuvarsında ikincil kapanımlarda homojenleşme sıcaklığı ortalama 337 °C ve tuzluluk % 9,6 NaCl eşdeğeri, kalsitlerde ikincil kapanımlarda homojenleşme sıcaklığı ortalama 127 °C ve tuzluluk % 13,6 NaCl eşdeğeri saptanmıştır. Bu verilere göre, birincil kapanımlarda yüksek homojenleşme sıcaklığı ve tuzluluk oranlarının hidrotermal çözeltilerin magmatik kökenli olduğu şeklinde yorumlanarak, ikincil sıvı kapanımlardaki düşük tuzluluk değerlerinin meteorik suların etkili olduğu yüzeysel ortam koşullarını yansittığı düşünülmektedir.

Kalkopiritlerle ilişkili kuvarsların hidrotermal çözeltilerin katatermal evresinde oluşturduğunu, kalsit ve floritlerin epitermal evreyi temsil ettiği görülmektedir.

**GENERAL FEATURES OF COPPER MINERALIZATION
NALLIZIYARET TEPE (Keban-ELAZIĞ); AN APPROACH TO ITS GENESIS**

ABSTRACT: *Nalliziyaret Tepe Cu mineralizations are related Keban Magmatic rocks (Upper Createous) and Keban Metamorphic rocks (Permo-Carboniferous).*

Detail field mapping ore and non-ore fractures , geochemistry and fluid inclusions are studied to arise of origin of the hydrothermal fluids. N-5 drill core and surface samples were made of analysis with XR fluoresan methods.

Cu on avarage 173 ppm in magmatic rocks, avarage 4 ppm in recrystallized limestones, avarage 102 ppm in chalcschists and avarage 837 ppm in sericite cholorite schists in drill core (N-5) and surface samples. As Cu no corelate any element in magmatic rocks, but it submits to positive corelate with Th, Y, Zr, Nb, Ga, Ba, Rb in methamorphic rocks.These conclusions have shown that magmatic hydrothermal fluids couldn't progress in recrystallized limestone, but progress towards sericite and chalcschists.

To comment origin of hydrothermal fluids was made of fluid inclusion studies in quartz related to chalcophryte, in calcide and fluorite. Fluid inclusion studies constrain temperatures and salinities of hydrothermal fluids to the following values; early stage fluids in quartz at avarage 433 °C and salinity avarage 17 percent NaCl equiv; late stage fluids in fluorite at avarage 110 °C and salinity avarage 18 wt percent NaCl equiv and in calcide at avarage 175 °C and salinity avarage 18 wt percent NaCl equiv. in primary fluid inclusions.

Besides salinities are low in secondary fluid inclusions. Salinity avarage 4,9 wt percent NaCl equiv in quartz, salinity avarage 13,6 wt percent NaCl equiv. in calcide

Primary fluid inclusions are link to the ore forming early stage fluids magmatic but origin of the secondary fluid inclusions are represented by non-magmatic (shallow meteoric?).

In coclusion the origine of the Nalliziyaret Tepe copper mineralization is considered as connected with two different phases magmatic hydrothermal fluids both catathermal phases in quartz and epithermal phases in calcide and fluorite.

1. GİRİŞ

Bilindiği gibi porfiri bakır yatakları üst kabukta elementlerin hidrotermal döngüsü ile oluşmaktadır. Porfiri Cu yataklarının mineralojik özelliklerini belirlemek amacıyla, Lowell and Guilbert (1970); Gustafson ve Hunt (1975); Gustafson (1978); Beane and Titley (1981),

tarafından çeşitli modeller geliştirilmiş, daha sonra Roedder (1971); Sheppard ve dig. (1971); Nash (1976); Taylor (1979) tarafından sıvı kapanım ve izotop çalışmaları ile Cathles (1977); Henley ve Mc Nabb (1978); Norton (1978) tarafından ise istatistik analizler ve sıvı taşınımı konusunda pek çok çalışma

yapılmıştır.

Çeşitli çalışmalarda, porfiri bakır yataklarının, düşük sülfidasyon ortamlarında, yoğunlaşan Cu-Fe sülfidlerin yüksek tuzluluğa sahip magmatik kökenli sıvılar tarafından zenginleşerek, potassik alterasyon mineral topluluklarını oluşturduklarını veya piritce zengin formasyon içi sular yada meteorik suların etkisiyle daha düşük tuzluluğa sahip, düşük sıcaklıkta oluşan serisitik alterasyon mineralleri ile birlikte oluştuğu belirtilmektedir.

Bununla birlikte çok çeşitli porfiri bakır tanımlaması vardır. Ama güncel modellerde bile çoğu sorular cevaplanamamaktadır. Özellikle porfiri bakır yataklarında metallerin magmatik kaynaklı olup olmadığı konusu hala tartışmalıdır. Bir başka tartışma konusu ise metallerin ilk kaynağının magmatik olup meteorik sular tarafından yeniden mobilize edilerek zenginleştiği düşüncesidir.

Bu çalışmanın amacı, Kalender (2000); Kalender ve Hanelçi (2001) tarafından porfiri yatak olarak belirtilen Nallıziyaret Tepe (Keban) bakır cevherleşmesinin oluşumunda etkili olan hidrotermal çözeltilerin kökenini yorumlamaktır. İnceleme alanında Nallıziyaret Tepe ve Siftil Tepe'yi de içine alan 8 km²'lik bir alanda 1/5000 ölçekli ayrıntılı jeoloji haritası yapılarak, litoloji, cevherli ve cevhersız kırıklar, galeriler, yarmalar, sondaj noktaları haritaya işlenmiştir.

N-5 nolu sondajdan varyogramlarla tespit edilen örnek alma aralıklarına göre 10 m'de bir örnek alınarak, toplam 30 örnekte XR fluoresan analizi ile kuvars,

kalsit ve floritlerde sıvı kapanım çalışmaları yapılmıştır. Sıvı kapanım çalışmaları yapılırken, iki tarafı parlatılmış özel ince kesitler, tek nikolde x100 büyütülmeli objektiflerle incelenerek kapanımların büyülüklük, dağılım, morfolojik görünüm, faz durumu ve doldurma oranı gibi genel özellikleri ile daha sonra -180 +600 °C aralığında soğutma ve ısıtma kapasitesine sahip hata payı % 0,5 olan sistemde termometrik incelemeler yapılmıştır.

2. GENEL JEOLOJİ

İnceleme alanında yaşıdan gence doğru Keban Metamorfitleri (Permo-Karbonifer) ve Keban magmatitleri (Üst Kretase) olmak üzere iki farklı birim yüzeylemektedir.

Toros Orogenik Kuşağı'nın doğusunda yer alan bölge Kineş (1971), Köksoy (1975), Kipman (1976), Akıncı (1977), Balçık ve diğ. (1979), Perinçek (1980), Kipman (1982), Bingöl (1982), Yazgan (1984), Dirim ve diğ. (1985), Ulutan (1987), Hanelçi (1989), Öztunalı (1989), Hanelçi (1991), Robertson (1998), Kalender ve Hanelçi (2000) ve Kalender (2000) tarafından çeşitli amaçlarla çalışmalar yapılmıştır.

Keban Magmatitleri;

Arap platformu ile Keban-Bitlis-Pütürge Masifleri arasında açılmaya başlayan okyanusun Üst Kretaseden itibaren kuzeye doğru dalması ve bu kuzey-güney sıkışmanın devam etmesi ile dalma-batma (supra-subduction) zonu üzerinde adayayı gelişerek, Elazığ Magmatitleri oluşmuştur. Bitlis-Pütürge-

Keban Masiflerinin bu oluşan adayayı üzerine doğru itildiğini ve alttaki gabro ve piroksenitlerin kısmi ergimesi ile gabro ve diyabazları, hem tüm yay malzemesini hem de Keban Metamorfitleri'ni kesen granitik magmayı verdigini, siyenit-monzonit bileşimli Keban magmatitlerinin ise bu magmatik evrenin son ürünü olduğu belirtilmektedir (Bingöl ve Beyarslan, 1996).

Magmatik kayaçların yaşı Yılmaz (1991)'e göre K/Ar yöntemi ile rekristalize kireçtaşı siyenit kontağından alınan örneklerde 76-78 my olarak tespit edilmiştir.

Keban Metamorfitleri;

Kalksist, rekristalize kireçtaşı, serizit kloritist, dolomitik kireçtaşı, tabakalı rekristalize kireçtaşı ve laminalı kireçtaşlarından oluşmaktadır (Şekil 1). Bazı araştırmacılar, rekristalize kireçtaşlarını Keban mermeri, bazıları ise masif kristalize kireçtaşı olarak adlandırmışlardır. Kipman (1976), rekristalize kireçtaşlarının Permiyen yaşlı kalksistler üzerine gelmesinin petrografi ve yapı özelliklerine göre anormal olduğunu bu nedenle rekristalize kireçtaşlarının daha yaşlı olması ve bindirme ile kalksistlerin üzerine gelmiş olabileceği vurgulamıştır. Fakat saha gözlemleri kalksistler ve diğer birimlerle olan dokanak ilişkilerinin, rekristalize kireçtaşlarının güney ucunun tabakalı kristalize kireçtaşları tarafından sarılmış olması bu birimin tektonik değil olistolit olduğu fikrini doğurmuştur (Hanelçi, 1991).

Dolomitik kireçtaşları kalksistlerle

yanal ve düşey yönde geçişlidir. Kayaç oldukça sert olup tansiyon ve makaslama kırık sistemlerinin her ikisine de sahiptir. İnceleme alanında dolomitik kireçtaşları içerisinde Kipman (1976) tarafından türleri saptanamamakla birlikte *Glomospira* ve *Amediscus* familyasına ait olduğu saptanın mikroorganizmalar bulunmuş ve bunlara bağlı olarak kabaca Permo-Karbonifer yaşı verilmiştir.

Ziserman (1969), kalksistlerde renk ve tabakalanma değişikliklerinin metamorfizmadan önce kayaçlarda bulunan organik madde ve kayacın bileşiminden kaynaklandığını belirtmiştir. Bu çökellerin evaporitik koşulların hakim olduğu bir havzada depolanmış olabileceğini belirtmiştir.

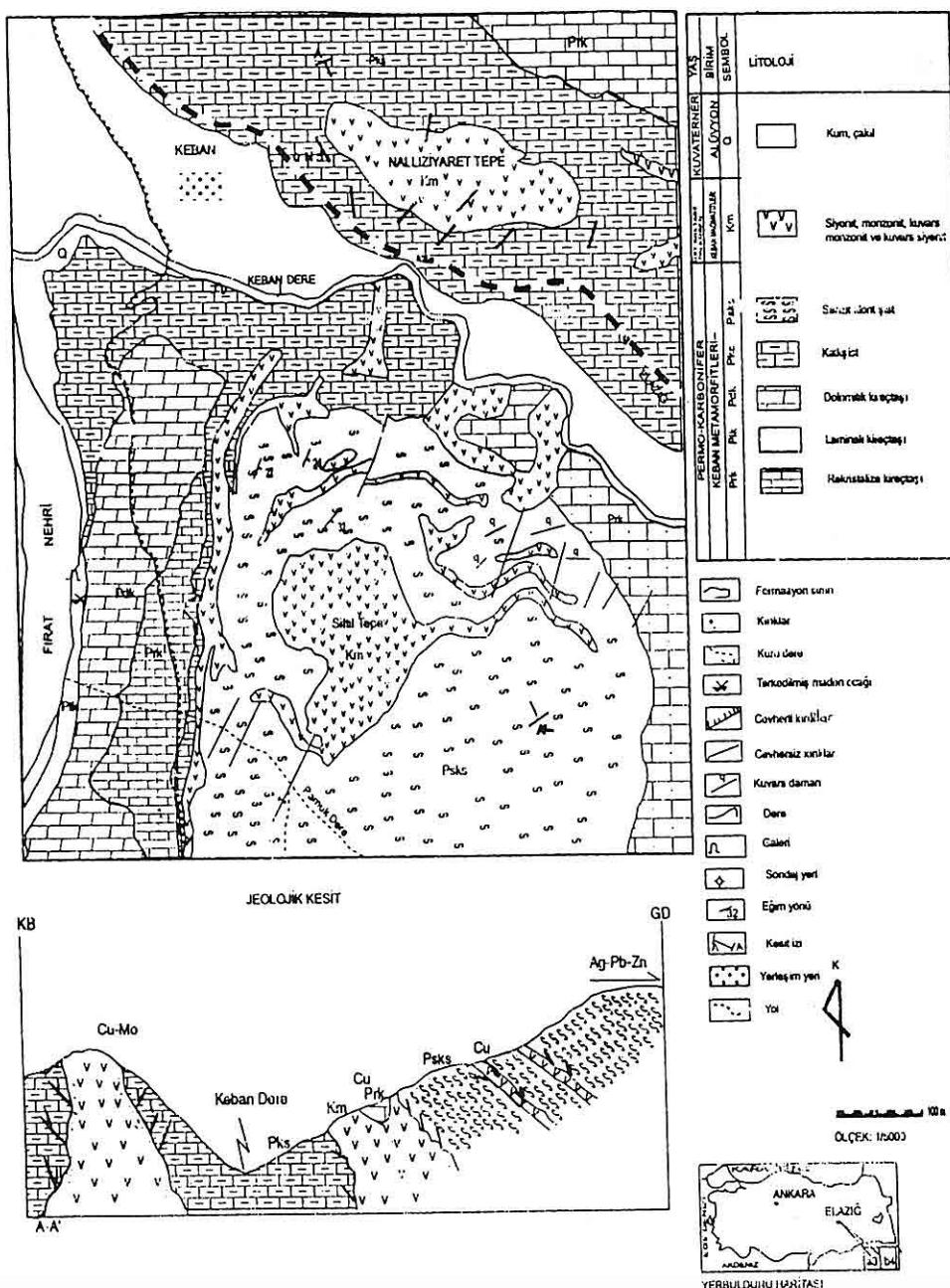
Serisit kloritistler kalksistlerle yanal ve düşey yönde geçişlidirler (Şekil 1). Kipman (1976), tarafından üst şist olarak isimlendirilmiş olan bu birim rekristalize kireçtaşı olistolitleri ve metaturbiditleri içermektedir.

Serisit kloritistler kırılgandır ve şistozite düzlemlerine paralel yapraklanmalar gelişmiştir. Tektonizmanın etkisiyle kıvrımlanmalar meydana gelmiştir.

İnceleme alanının batısında yer alan laminalı kireçtaşları, Fırat Nehri'ne paralel olarak GB'ya doğru devam etmektedir.

Kalksistlerle ardalanmalı olarak bulunan laminalı kireçtaşları incelerek üstte doğru kalksistlere geçer (Şekil 1). Bu noktalarda laminalı kireçtaşı tabakalarının kalınlıkları 1-2 cm'ye kadar incelir. Kalksistler ve laminalı kireçtaşları birlikte

NALLIZİYARET TEPE BAKIR OLUŞUKLARININ KÖKENİNİNE BİR YAKLAŞIM



Şekil 1. Keban civarının jeoloji haritası.

kırımlanırken kireçtaşları budinaj yapıları oluşturmuşlardır. Laminalı kireçtaşı tabakaları arasında şist düzeyleri kıırımlanırken şistler içerisinde yer yer kayma yapıları görülmektedir.

İnceleme alanının içerisinde küçük bir alan kaplayan metatürbiditler, Siftil Tepe'nin batısında yüzeylemektedir (Şekil 1). Serizit kloritşistler içerisinde gözlenen ve önceki çalışmacıların meta-konglomera olarak tanımladıkları metatürbiditler ilk defa Hanelçi (1991) tarafından belirlenmiştir. Geçişler tedricidir. Bu istif bakır zonu içinde açılmış yarmalarda görmek mümkündür.

3. CEVHERLEŞMELERİN JEOKİMYASAL İNCELENMESİ

Bakır cevherleşmesinde esas mineral topluluğu olarak pirit, kalkopirit, molibdenit, geç hematit, tali minerallerden galen sfalerit, enarjıt, lölinjıt, arsenopirit ve ikincil minerallerden kovellin, kalkosin, idait ve bakırın karbonat minerallerinin varlığı ile Einaudi (1994)'e göre, düşük sülfidasyon ortamını yansımaktadır.

İnceleme alanı içerisinde yer alan bakır cevherleşmelerinin magmatik kökenli olup olmadığı araştırılmış ve magmatik kayaç içerisinde Cu, Pb, Zn, Th, Zr ve Nb'un derinlikle değişimi incelenmiştir (Şekil 2). Sıklık dağılımının belli özelliklerini yansitan varyans, standart sapma, yassılık assimetri gibi parametreleri standart kaynaklarda bulunan formüllerle hesaplanarak Cu'ın yataktta çoğulukla saçınımlı halde bulunduğu ve Zn, Pb, Ga, Ba, Nb, Y ve

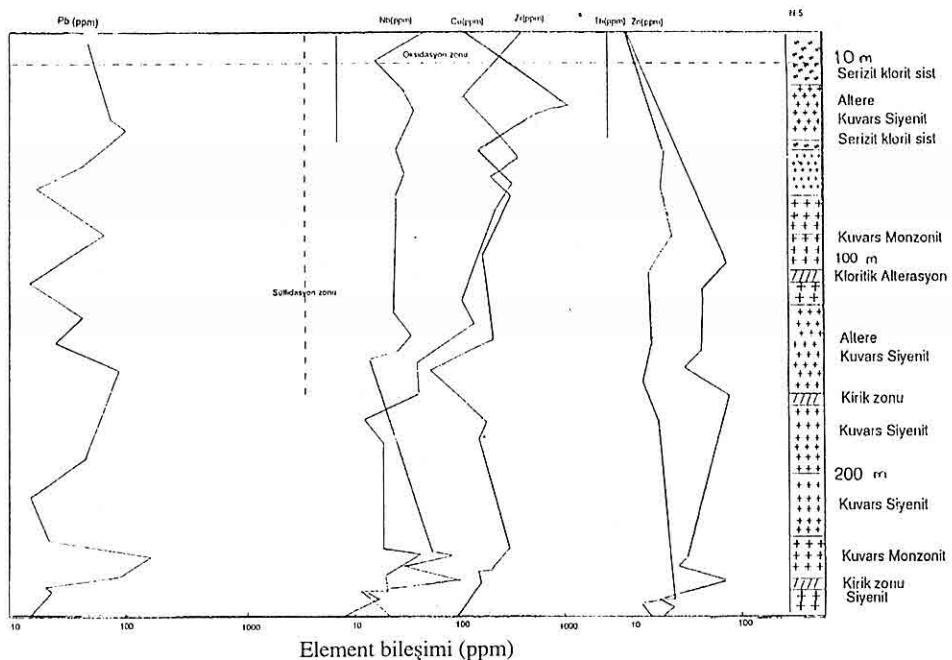
Th normal dağılım sunduğu görülmektedir. Cu'ın yüzeye yakın kısımlarda, serizit kloritşistler ve altere kuvars siyenitler içerisinde, derinlerde ise kuvars monzonitler içerisinde yoğunlaştiği görülmektedir. Çizelge 1'de Keban magmatik kayaçları içerisindeki ortalama Cu miktarı 173 ppm olarak hesaplanmıştır.

İnceleme alanında Keban Metamorfitleri'nin Cu içeriğinin araştırılması için rekristalize kireçtaşı, kalkışt ve serizit klorit şistlerden örnekler alınarak röntgen floresans yöntemi ile analiz edilmiştir. Cu içeriğinin dikkat çekici değerleri serizit klorit şistler içerisinde rastlanmıştır (Çizelge 2). Rekristalize kireçtaşlarında Cu ortalama 4 ppm, kalkıştlerde ortalama 102 ppm ve serizit klorit şistlerde ise ortalama 837 ppm Cu içeriği en yüksek değeri vermektedir. Cu'ın Th, Zr, Y, Nb, Ga, Ba, Rb ile pozitif korelasyon sunduğu görülmektedir.

Yukarıdaki bilgiler ışığında magmatik hidrotermal akışkanlarının rekristalize kireçtaşlarının iç kesimlerine doğru ilerleyememesi ancak serizit kloritşistler ve kalkıştler ile Şekil 1'de KB-GD doğrultulu magmatizma ile eş yaşılı işinsal kırıklar içine doğru hareket etmiş oldukları bu nedenle metalik elementlerin zenginleşmesinde önemli rol oynadıkları düşünülmektedir.

4. SIVI KAPANIM ÇALIŞMALARI

İnceleme alanında yaygın olarak bulunan kalkopiritlerle ilişkili kuvars, kalsit ve floritlerde sıvı kapanım



Şekil 2. Cu, Pb, Zn, Th, Zr'un derinlikle değişimi.

çalışmaları yapılmıştır. Örneklerden hazırlanan iki yüzü parlatılmış özel kesitler Cumhuriyet Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü'nde bulunan ve NIKON Labophot-pol tipi mikroskoplara monte edilmiş, LINKAM THMS-600 ve TMS-92 tipi ısıtma-soğutma sisteminde incelenmiştir.

Mikroskopik incelemeler ile sıvı kapanımlarında morfolojik şekillerine göre, 4 ayrı tip kapanım özelliği belirlenmiştir. I. tip sıvı kapanımlar; 20 μm - 75 μm arasında, gaz fazlarının kapanım içerisindeki büyütüğü % 10 - 60 arasında değişmektedir. Sıvı-gaz fazdan oluşan bu kapanımlar oldukça şeklär ve

büyükür. II. tip sıvı kapanımlar; 10 μm - 30 μm arasında değişmekte ve % 50 sıvı % 50 gazca zengin olmak üzere iki farklı şekilde bulunmaktadır. Mikrotermometrik çalışmalar için oldukça elverişli kapanımlardır. III. tip sıvı kapanımlar; 12 μm - 17 μm arasında değişmekte gaz fazı % 60 civarında olup tuz kristalleri içeren kapanımlardır. IV. tip sıvı kapanımlar; 25 μm - 35 μm arasında değişmekte iki sıvı bir gaz fazdan oluşmaktadır. Bu tipe ait kapanımlar florit ve kalsitlerde yoğun olarak görülmektedir (Şekil 3).

Mikrotermometrik ölçümler ile kuvars, kalsit ve floritlerde bulunan sıvı

Çizelge 1. Keban magmatitlerinin ortalama ana oksit ve eser element içeriği ve korelasyon ilişkileri.

Öznitelik	Özniteliklerin (n) Kullanımı adı																										
	%SiO ₂	%Al ₂ O ₃	%TiO ₂	%Fe ₂ O ₃	%MnO	%MgO	%CaO	%Na ₂ O	%K ₂ O	%P ₂ O ₅	%AK	Toplam	Cr	Ni	Co	Cu	Pb	Zn	Rb	Ba	Sr	Ga	Nb	Zr	Y	Th	
22	Siyent	51.7	17	0.18	2.9	0.4	0.9	3.6	1.5	8.8	0.1	3.8	101	0	0	10	173	98	183	181	2517	673	15	32	403	31	29
%SiO ₂	1.00																										
%Al ₂ O ₃	0.06	1.00																									
%TiO ₂	-0.86	-0.46	1.00																								
%Fe ₂ O ₃	-0.30	0.25	0.40	1.00																							
%MnO	-0.24	0.55	0.22	0.80	1.00																						
%MgO	-0.17	-0.13	0.48	0.81	0.73	1.00																					
%CaO	-0.22	-0.05	0.48	-0.12	-0.53	0.11	1.00																				
%Na ₂ O	0.00	0.53	-0.29	0.44	0.76	0.13	-0.93	1.00																			
%K ₂ O	0.22	-0.85	0.06	-0.70	-0.66	-0.36	0.65	-0.89	1.00																		
%P ₂ O ₅	0.57	-0.54	-0.07	0.14	0.00	0.50	0.23	-0.33	0.41	1.00																	
%AK	0.62	-0.81	0.86	0.03	-0.24	0.29	0.84	-0.73	0.49	0.11	1.00																
Co	-0.32	0.22	0.44	1.00	0.91	0.99	-0.13	0.43	-0.67	0.17	1.00																
Cu	-0.38	-0.23	0.58	0.88	0.88	0.87	0.20	0.05	-0.28	0.41	0.89	1.00															
Pb	-0.24	-0.60	0.65	0.63	0.29	0.85	0.50	-0.39	0.11	0.57	0.64	0.88	1.00														
Zn	-0.28	0.82	-0.05	0.25	0.83	-0.05	-0.87	0.91	-0.74	-0.52	0.27	-0.02	-0.49	1.00													
Rb	0.19	0.25	-0.35	0.65	-0.26	-0.67	-0.58	0.26	0.18	0.16	-0.61	-0.62	-0.77	0.49	1.00												
Sc	0.44	0.88	-0.64	0.32	0.80	0.09	-0.88	0.89	-0.75	-0.07	0.30	0.10	-0.42	0.64	0.20	1.00											
Sr	0.23	0.92	-0.49	0.48	0.89	0.17	-0.77	0.89	0.90	-0.25	0.44	0.00	-0.32	0.84	-0.03	0.95	1.00										
Ga	0.43	0.61	-0.51	0.03	0.42	-0.04	-0.92	0.76	0.38	0.13	0.03	-0.14	-0.47	0.89	0.65	0.79	0.57	1.00									
Nb	0.39	0.46	0.12	-0.14	0.24	-0.31	-0.65	0.56	-0.28	-0.49	-0.10	-0.18	-0.54	0.84	0.76	0.22	0.15	0.56	1.00								
Zr	-0.19	0.88	0.11	0.30	0.74	0.08	-0.60	0.87	0.84	-0.44	0.40	0.06	-0.41	0.88	0.35	0.78	0.77	0.71	0.72	1.00							
Y	0.29	-0.62	-0.02	-0.72	-0.66	-0.37	0.60	-0.86	1.00	0.44	-0.68	0.32	0.07	-0.73	0.21	-0.69	-0.88	-0.33	-0.29	-0.83	1.00						
Th	-0.23	0.69	0.00	0.03	0.44	-0.15	-0.82	0.74	-0.45	-0.36	0.07	-0.08	-0.50	0.93	0.72	0.46	0.37	0.75	0.98	-0.85	-0.44	1.00					
	%SiO ₂	%Al ₂ O ₃	%TiO ₂	%Fe ₂ O ₃	%MnO	%MgO	%CaO	%Na ₂ O	%K ₂ O	%P ₂ O ₅	Co	Cu	Pb	Zn	Rb	Ba	Sr	Ga	Nb	Zr	Y	Th					

kapanımların ilk ergime sıcaklıklarını (T_{FM}), son buz ergime sıcaklıklarını (T_{ICE}) ve homojenleşme sıcaklığını (T_H) tespit edilmiştir. İlk ergime sıcaklığı (T_{FM}); Kapanılmış su içerisindeki su-tuz sistemlerinin ötektik noktaları dikkate alınarak suyun içinde bulunan tuzun bileşimi hakkında bilgi edinilebilmektedir (Shepherd ve dig. 1985; Gökçe, 1994'den). Son buz ergime sıcaklığı (T_{ICE}); Buz kristallerinin ergimeye başladığı sıcaklıktır. Tuz derişimine göre değişiklik göstermektedir. Erimenin sona

erdiği gaz kabarcığının ani hareketi ile fark edilmektedir. Son buz ergime sıcaklığı % NaCl eşdeğeri şeklinde ifade edilmektedir. % NaCl eşdeğeri tuzluluk Bodnar (1993) tarafından geliştirilen formülden yararlanılarak hesaplanmıştır. Homojenleşme sıcaklığı (T_H); Son buz ergime sıcaklığı tamamlandıktan sonra daha yüksek sıcaklıklara doğru ısıtıldıkça +10 °C civarında gaz kabarcığının kenarında CO₂ zonunun eridiği gözlenir ve kabarcığın kaybolduğu sıcaklık homojenleşme sıcaklığı olarak

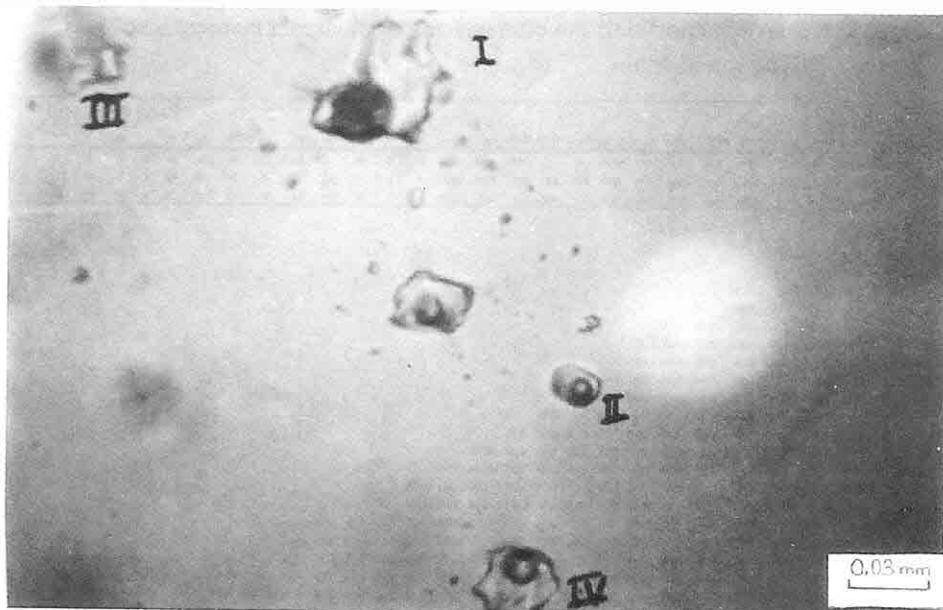
Çizelge 2. Keban metamorfitleri'nin ortalama ana oksit ve eser element içeriği ile korelasyon ilişkileri.

Ornek sayisi(n)	Kayacın adı	%SiO ₂	%Al ₂ O ₃	%TiO ₂	%Fe ₂ O ₃	%MnO	%MgO	%CaO	%Na ₂ O	%K ₂ O	%P ₂ O ₅	%AK	Toplam	Cr	Ni	Co	Cu	Pb	Zn	Rb	Ba	Sr	Ge	Nb	Zr	Y	Th
4	Rakıtabazık	43.1	1.06	0	4.58	0.3	0.71	65.31	0	0	0.03	25.86	102.18	15	0	16	4	133	118	16	0	55	6	1	8	0	0
6	Kanlı çılır	35.13	4.75	0.02	0.99	0.33	0.51	34.91	0.21	4.24	0.07	20.59	101.75	5	0	3	102	18	41	81	496	145	9	1	51	9	9
8	Sarızır körük	51.98	15.38	0.15	5.07	0.16	0.52	10.48	0.37	10.59	0.11	5.23	100.04	0	0	17	637	69	88	203	1773	223	16	29	215	34	26
	%SiO ₂	1																									
	%Al ₂ O ₃	0.86	1																								
	%TiO ₂	0.82	0.9	1																							
	%Fe ₂ O ₃	0.48	0.633	0.7	1																						
	%MnO	-0.51	-0.663	-0.5	-0.59	1																					
	%MgO	-0.15	-0.119	0.1	-0.22	0.02	1																				
	%CaO	-0.98	-0.972	-0.9	-0.8	0.07	0.133	1																			
	%Na ₂ O	0.86	0.68	0.6	0.83	-0.53	0.23	-0.71	1																		
	%K ₂ O	0.92	0.83	0.8	0.37	-0.54	-0.14	-0.91	0.41	1																	
	%P ₂ O ₅	0.98	0.88	0.8	0.45	-0.43	-0.27	0.91	0.45	0.84	1																
	%AK	-0.91	-0.958	-0.8	-0.44	0.62	0.154	0.91	-0.54	-0.96	-0.83	1															
	Cr	-0.98	-0.933	-0.8	-0.41	0.58	0.08	0.98	-0.6	-0.93	-0.89	0.96	1														
	Co	0.41	0.577	0.7	0.91	-0.51	-0.19	-0.56	0.81	0.31	0.42	-0.37	-0.356	1													
	Cu	0.53	0.59	0.4	0.3	-0.38	-0.32	-0.49	0.51	0.51	0.45	-0.69	-0.544	0.248	1												
	Pb	-0.03	0.07	-0.1	-0.12	0.01	0.08	0.08	0.26	0.121	0.12	-0.24	0.08	-0.21	0.053	1											
	Zn	-0.02	-0.481	-0.3	-0.01	0.47	-0.16	0.57	-0.38	-0.49	-0.38	0.69	0.035	-0.07	0.1	1											
	Rb	0.84	0.88	0.9	0.34	-0.4	0.01	-0.84	0.31	0.95	0.91	-0.89	-0.646	0.036	0.523	0.08	-0.29	1									
	Ba	0.94	0.97	0.9	0.57	-0.46	-0.18	-0.95	0.59	0.94	0.81	-0.93	-0.697	0.525	0.533	0.13	-0.39	0.91	1								
	Sr	0.09	0.15	0.2	0.01	-0.49	0.79	-0.14	0.05	0.11	0.01	-0.1	-0.232	0.032	-0.09	0.34	-0.44	0.14	-0.02	1							
	Ga	0.88	0.9	0.9	0.35	-0.42	-0.01	-0.87	0.34	0.88	0.83	-0.89	-0.878	0.31	0.49	0.08	-0.36	1.00	0.93	0.151	1						
	Nb	0.8	0.89	0.8	0.52	-0.47	0.06	-0.83	0.45	0.88	0.84	-0.88	-0.792	0.491	0.59	0.05	-0.18	0.96	0.90	0.199	0.846	1					
	Zr	0.82	0.9	0.9	0.41	-0.52	0.12	-0.88	0.41	0.92	0.87	-0.89	-0.868	0.372	0.554	0.01	-0.35	0.98	0.99	0.319	0.973	0.976	1				
	Y	0.84	0.85	0.8	0.25	-0.32	0.01	-0.81	0.28	0.93	0.87	-0.89	-0.836	0.208	0.577	0.15	-0.3	0.98	0.90	0.036	0.981	0.938	0.96	1			
	Th	0.81	0.82	0.8	0.31	-0.35	0.12	-0.81	0.41	0.84	0.83	-0.81	-0.836	0.285	0.686	-0.17	-0.3	0.83	0.82	0.259	0.816	0.924	0.935	1			
	%SiO ₂																										
	%Al ₂ O ₃																										
	%TiO ₂																										
	%Fe ₂ O ₃																										
	%MnO																										
	%MgO																										
	%CaO																										
	%Na ₂ O																										
	%K ₂ O																										
	Cr																										
	Co																										
	Cu																										
	Pb																										
	Zn																										
	Rb																										
	Ba																										
	Sr																										
	Ge																										
	Nb																										
	Zr																										
	Y																										
	Th																										

belirlenmiştir. Cevher mineralleri ile ilişkili kuvars, kalsit ve fluorit minerallerinde yapılan sıvı kapanım çalışmaları sonucu ilk ergime sıcaklığı (T_{FM}), son buz ergime sıcaklığı (T_{ICE}) ve homojenleşme sıcaklıklarını (T_H) incelenmiştir (Çizelge 3).

12 nolu kuvars örneğinde, ilk ergime sıcaklık değerlerinin (ortalama $-48 \pm 0,8$ °C), H_2O -CaCl₂ tuz sistemine ve Buz + CaCl₂.6H₂O katı fazına karşılık geldiği görülmektedir (Shepherd ve dig., 1985). Hidrotermal çözelti içerisinde bu tuzların çok daha yaygın olduğunu belirtmektedir. Aynı kuvars örneğinde son buz ergime sıcaklık değeri (ortalama $-13 \pm 1,5$ °C) % 16 NaCl eşdeğeri olarak hesaplanmıştır. Aynı örnekte kuvars özellikle cevher

minerali içermesi bakımından önemlidir. Çizelge 3'de tip III' e ait grupta tespit edilen kuvars kristallerinin oluşum sıcaklığı değerleri ortalama 488 ± 12 °C iken, ikinci evre (doughter) minerallerin oluşum sıcaklığı değeri ortalama 374 ± 32 °C'dir. 6 nolu kuvars örneğinin ilk ergime sıcaklığı (ortalama -34 ± 1 °C) NaCl - MgCl tuz sistemini işaret etmektedir. 6 nolu kuvars örneğinde, son buz ergime sıcaklık değeri (ortalama -22 ± 1 °C) % 22,6 NaCl eşdeğeri tuzluluk oranını vermektedir. Bu örnekte homojenleşme sıcaklığı değeri (ortalama 368 ± 19 °C) kuvars kristalinin yüksek sıcaklıklarda oluştuğunu göstermektedir. K1-8 nolu kuvars örneğinde ikincil sıvı kapanım ölçümleri



Şekil 3. Tip I, tip II, tip III, tip IV'e ait kapanımların mikroskopik görünüşleri. (T.N 500 x).

yapılmış ve ilk ergime sıcaklığı (ortalama $-25,1 \pm 3$ °C) $\text{H}_2\text{O} - \text{NaCl} - \text{KCl}$ tuz sistemlerinin ötektik sıcaklıklarına yakın olup, son buz ergime sıcaklık değeri (ortalama $-3,1 \pm 0,3$) ile tuzluluk ortalama % $4,9 \pm 3$ NaCl eşdeğeri olarak hesaplanmıştır. Homojenleşme sıcaklık değeri ortalama 337 ± 7 ile ikincil kapanımların birincil kapanımlara oranla daha düşük sıcaklık ve tuzluluk değerlerine sahip olduğu anlaşılmaktadır (Şekil 4).

Yukarıdaki verilere göre, cevher mineralleri ile ilişkili kuvarşların oluşum sıcaklığının yüksek, daughter minerallerin oluşum sıcaklıklarının cevherli kapanımlara oranla biraz daha düşük olduğu görülmektedir. Bu kapanımlardaki tuz bileşiminin de $\text{H}_2\text{O} - \text{CaCl}_2$ olduğu

göz önüne alındığında, kapanımların içine yerleşen tuz kristallerindeki Ca'un varlığı cevherleşmenin oluşumunda karbonatlı yankayaçaların etkili olduğu düşünülmektedir.

38b nolu kalsitlerdeki birincil kapanımlarda Çizelge 3'de görüldüğü gibi birincil sıvı kapanımlarında ilk ergime sıcaklık değeri ortalama -41 ± 2 °C'dir. 210 nolu örnekte kalsit içerisindeki Şekil 3'de tip II'de yer alan kapanımlarda ilk ergime sıcaklık değerleri (ortalama -58 ± 1 °C) ötektik sıcaklık değerinin $\text{NaCl} - \text{CaCl}_2$ tuz sistemine karşılık geldiğini göstermektedir. Sıvıdaki tuz bileşiminin $\text{NaCl} - \text{CaCl}_2$ olduğu düşünülebilir. Aynı örnekte homojenleşme sıcaklık değerinin (ortalama 124 ± 23 °C) 38 a'da ikincil sıvı kapanımlarında ilk ergime sıcaklık

Çizelge 3. Nallıziyaret Tepe Cu oluşuklarından alınmış kuvars, kalsit ve florit örneklerindeki sıvı kapanımlarının mikrotermometrik özellikleri.

Örnek No	Kapanım Tipi	Örnek Sayısı n	İlk Ergime Sıcaklığı (°C)		Son Buz Ergime Sıcaklığı (°C)		Homojenleşme Sıcaklığı (°C)		Tuzluluk (% NaCl eşdeğeri)					
			Aralık	Ortalama	Aralık	Ortalama	Aralık	Ortalama	Aralık	Ortalama				
Kuvars 12	III	12	-49,3 - -46,8	-48,6	0,8	-16,5 - -11,1 - -13,5	1,8	-462 - -508	488	12	15-19	16	1,6	
Kuvars 6	II	10	-36,5 - -32,7	-34,5	1,1	-22,4 - -18,9 - -21,6	1,2	-345 - -400	368	19	21,6 - 24,1	22,6	0,9	
Kalsit 38b	II	8	-42,2 - -41,1	-41,6	0,57	-23,1 - -21,1 - -21,8	0,7	-187,5 - 199,5	192,4	3,8	23,3 - 24,4	23,2	0,7	
Kalsit 210	II	5	-58,8 - -56,9	-57,7	1,47	-28,7 - -18,9 - -25,1	3,32	-150,4 - 158,4	153,9	2,9	21,9 - 27,7	24,8	2,4	
Florit 93	II	8	-39,9 - -34,5	-36,1	2,08	-16,4 - -11,2 - -14,3	2,8	-105 - 114	110,5	2,6	12,5 - 15,6	18,2	2,7	
Kuvars K1-8	S	8	-31,2 - -21,5	-25,1	3,1	-3,3 - -2,3	-3,1	0,3	-321 - 347	337	7,3	3,8 - 5,4	4,9	2,8
Kalsit 38a	S	10	-37,7 - -32,1	-35,35	2,1	-11,2 - -7,8	-9,8	1,2	-93,7 - 138,3	126,8	16,3	12,5 - 15,6	1,2	

Tip III : Doughter minerali kapanımlar
Tip II : Bir sıvı ve bir gaz fazından oluşan kapanımlar

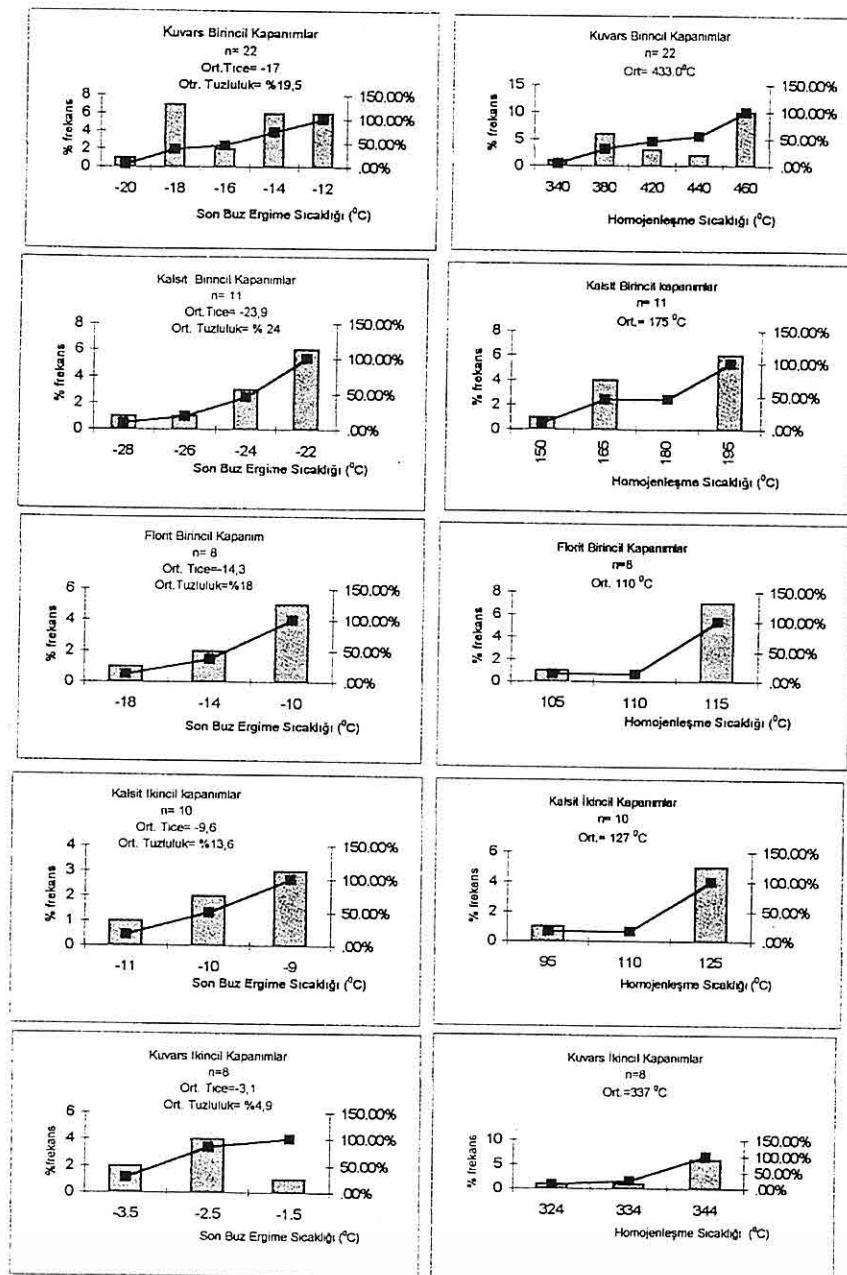
S : İkincil kapanımlar
O : Standart sapma

değerlerinin ortalama -35 ± 2 °C olduğu aynı mineral içerisinde iki farklı kalsit kristali değerinin oluşу düşük tuzluluğa sahip kalsit kristallerinin ikincil olarak gelişliğini göstermektedir. Bu değer $H_2O - FeCl_2$ sisteminin ötektik sıcaklığına yakın olup, çözelti içerisinde $FeCl_2$ bulunduğu işaret etmektedir. Birincil kapanımlarda homojenleşme sıcaklık değerlerinin (ortalama 175 ± 3 °C), ikincil kapanımlarda homojenleşme sıcaklık değerlerinden (ortalama 127 ± 16 °C) farklı olduğu, tuzluluğun homojenleşme sıcaklığı ile doğru orantılı olduğu görülmektedir. Bunun nedeninin ise, asidik çözeltilerin Ca ile kolay tepkimeye girmesi ve $H_2O - CaCl_2 - FeCl_2$ gibi tuz sisteminin varlığına bağlı olarak homojenleşme sıcaklığının arttığı şeklinde yorumlanmaktadır. 93 nolu örnekte floritler içerisinde tespit edilen tip II ye ait sıvı kapanımı üzerinde çalışılmış ve cevherleşme ile ilişkilerinin ortaya çıkarılmasına çalışılmıştır. İlk ergime sıcaklık değerlerine göre (ortalama -36 ± 2 °C) sistemde $NaCl - MgCl_2$ tuz sisteminin varlığı gözlenmektedir.

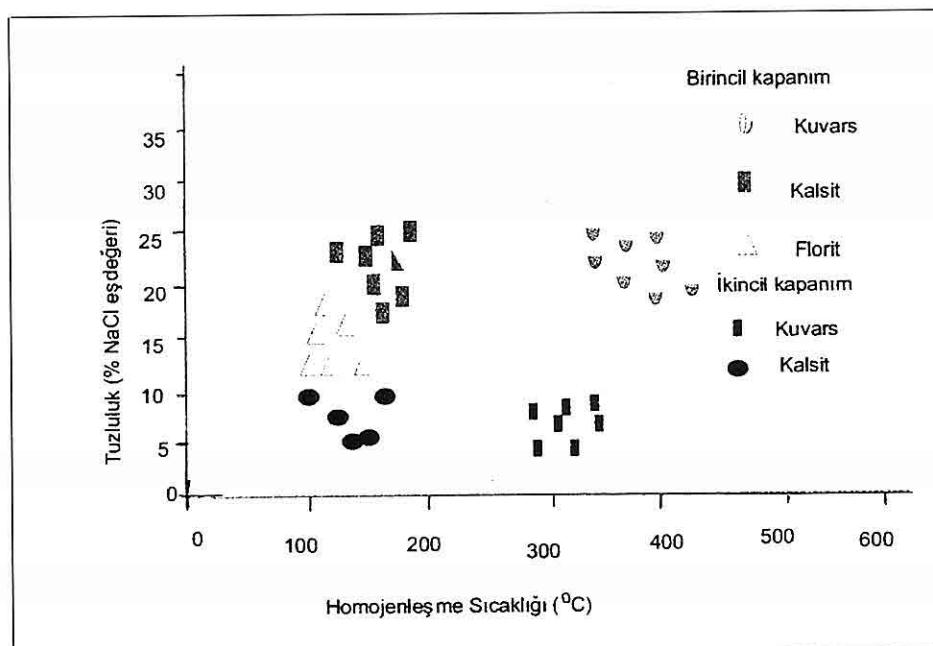
Son buz ergime değerleri (ortalama -14 ± 3 °C) Bodnar (1993), eşitliğine göre % 19 NaCl eşdeğeri olarak hesaplanmıştır. Floritler içerisindeki kapanımlarda homojenleşme sıcaklığı (ortalama 110 ± 3 °C) olarak belirlenmiştir. Şekil 5'de florit, kalsit ve kuvarslarda oluşum sıcaklığı ile tuzluluk değerleri arasındaki negatif ilişkinin varlığı görülmektedir.

Kuvars örneklerinde birincil kapanımlarda homojenleşme sıcaklığı ortalama 433 °C ve % 19,5 NaCl tuzluluk değeri hidrotermal çözeltilerin katermal evrede oluştuğunu gösterirken, ikincil kapanımlardaki ortalama 337 °C homojenleşme sıcaklığı ve % 4,9 NaCl eşdeğeri tuzluluk değeri meteorik suların daha etkili olduğu epitermal evreyi temsil etmektedir.

Kalsitlerde birincil kapanımlarda homojenleşme sıcaklığı ortalama 175 °C ve % 24 NaCl eşdeğeri tuzluluk ile, floritlerdeki birincil kapanımlarda homojenleşme sıcaklığı ortalama 110 °C ve % 18 NaCl eşdeğeri tuzluluğun yüksek değerlerde olması magmatik evrenin son ürünü olduklarını



Sekil 4. Birincil ve ikincil kapanımlarda homojenleşme sıcaklığı değerlerinin % frekans dağılım diyagramları.

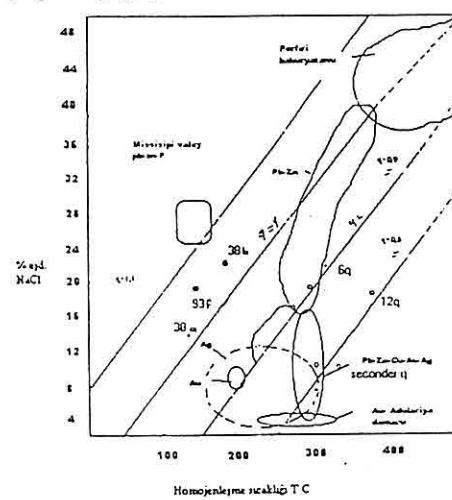


Şekil 5. Sıvı kapanımlarının homojenleşme sıcaklığı – tuzluluk diyagramı üzerindeki dağılımları.

düşündürmektedir. Kalsitlerde ikincil yoğunluğu görülmektedir.

Kapanımlarda homojenleşme sıcaklığı ortalama 126 °C ve % 13 NaCl eşdeğeri tuzluluk değeri yüzeysel ortam koşullarının etkili olduğunu göstermektedir. Floritlerde ikincil sıvı kapanımları ölçümlü yapılmamıştır.

Şekil 6'da kalkopirit içeren kuvarların, sıvı yoğunluğunun $q=0,8 - 0,9 \text{ gr/cm}^3$ sıcaklığın yüksek olduğu alana düşüğü, florit ve kalsit kristallerinin $q=1,0 \text{ gr/cm}^3$ daha yukarılarda sıcaklığın düşük olduğu bölgede yoğunluğu görülmektedir. Birincil sıvı kapanımların yüksek sıcaklık ve tuzluluğa sahip alanda, ikincil sıvı kapanımlarının ise düşük sıcaklık ve tuzluluğu temsil eden iki farklı bölgede



Şekil 6. Sıvı kapanım homojenleşme sıcaklığı ve tuzluluk diyagramı.

Verev çizgiler (q) sıvının yoğunluğunu, gr/cm^3 olarak göstermektedir. $\text{NaCl-H}_2\text{O}$ (Haas, 1970), Au Acres ve Au adularia, baz metal yatakları Missisipi Valley tip (Roedder, 1967), Porfiri bakır yatakları (Nash ve Theodore; Roedder, 1971).

5. TARTIŞMA VE SONUÇLAR

Keban, Nallıziyaret Tepe porfiri Cu kuşağında, dissemine tip cevherleşme hakim olup, esas mineral topluluğu pirit, kalkopirit, molibdenit, geç hematit, tali minerallerden galen sfalerit, enarjıt, lölinjıt, arsenopirit ve ikincil minerallerden ise kovellin, kalkosin, idait ve bakırın karbonat mineralleri gibi düşük sülfidasyon ortamını yansımaktadır.

İnceleme alanında cevherleşme ile önemli ilişkisi olduğu bilinen Keban magmatitleri alkali siyenit, siyenit, monzonit, q-siyenit ve q-monzonitten oluşan subvolkanik kayaçlardır. Magmatizmaya bağlı olarak gelişmiş tansiyon kırıkları genel olarak KB-GD doğrultulu olup bu kırıkların büyük çoğunluğu cevherlidir. Cevher içermeyen KD-GB doğrultulu genç kırıklar tarafından kesilmiştir. Tansiyon kırıklarının magmatizmayla aynı yaşlı olduğu düşünülmektedir (Kalender ve Hanelçi, 2001). Magmatik kayaçların ana oksit ve eser element içeriğine göre alkali bileşimli, volkanik yay granitoidlerini temsil ettiği ve geç orojenik kuşak içerisinde yer aldığı belirtilmektedir (Kalender, 2000).

Sıvı kapanım çalışmalarında, kuvars, kalsit ve floritlerin farklı hidrotermal evreyi temsil ettiği görülmektedir.

Kalkopiritlerle ilişkili kuvarslardada sıvı kapanımların oluşum sıcaklığı ortalama 374°C ve % 16 NaCl eşdeğeri tuzluluk, değeri ile kuvars örneklerinde ortalama oluşum sıcaklığı ortalama 433°C ve % 19.5 NaCl eşdeğeri tuzluluk değeri, kalsitlerde oluşum sıcaklığı ortalama 175°C ve % 24 NaCl eşdeğeri tuzluluk değeri, floritlerde ortalama 110°C oluşum sıcaklığı ve % 18 NaCl eşdeğeri tuzluluk değeri tespit edilmiştir. Bu değerlere göre Cu cevherleşmeleri ile ilişkili kuvars kristalleri katatermal evrede oluşmuş daha sonra epitermal evreyi temsil eden F ve Ca'ca zengin çözeltiler tarafından remobilizasyona uğrayarak yüzeye yakın kırıklar boyunca taşınmıştır.

Hidrotermal çözeltilerin kaynağının magmatik kökenli olduğu homojenleşme sıcaklığı ve tuzlulukun yüksek değerlerde olduğundan anlaşılmaktadır. Kineş (1971), cevherleşme oluşum sıcaklık aralığını $265 - 620^\circ\text{C}$ arasında olduğunu belirtmişse de bu sıcaklığın alt sınırının floritlerde olduğu gibi 110°C üst sınırının ise 489°C olduğu görülmektedir.

İnceleme alanında, cevherleşme ile ilişkili olduğu düşünülen kuvars, kalsit ve floritlerden sadece kuvarsların oluşum sıcaklığının cevherleşme ile eş zamanlı olduğu ve Gökçe (1995)'de verilen değerlere göre, katatermal evrede oluştuğu görülmektedir. Kuvarsların kalkopiritlerle eş zamanlı olması, kuvarslar için belirlenen oluşum sıcaklık değerlerinin kalkopiritlerin de oluşum sıcaklık değerini verebileceği bu nedenle silisce zengin çözeltilerin ilk evrede cevher oluşumunda etkili olduğu ancak daha sonraki evrede,

kalsit ve floritlerin oluşumunda etkili olan hidrotermal çözeltlerin cevheri remobilize ederek zenginleştirdiği düşünülmektedir.

6. TEŞEKKÜR

Sıvı kapanım çalışmalarında yardımlarını esirgemeyen Cumhuriyet Üniversitesi Müh.Fak. Jeoloji Bölümü öğretim üyesi Prof. Dr. Ahmet GÖKÇE'ye yardım ve desteklerinden dolayı teşekkür ederiz.

7. KAYNAKLAR

Akıncı, Ö., Acar, E., ve Tüfekçi, Ş., 1977, Keban Pb-Zn madeni ön çalışma planı. MTA (yayınlanmamış). 68.s. Ankara.

Balçık, A., 1979, Keban Nalliziyaret ve Karamağara Dere (Bamaş) cevherleşmesi. MTA Enst. Arşivi (yayınlanmamış) Ankara.

Beane, R. E., and Titley, S.R., 1981, Porphyry copper deposits, Part II: Hydrothermal alteration and mineralization : Econ. Geol. 75 TH Anniv. Vol., p. 235-264.

Beatty, W. D., Cunningham, C, G., Seven, A., Rye, O. R., ve Urien, G., 1986, Geology and Geochemistry of the Deer Trail Pb-Zn-Ag-Au-Cu Manto Deposits, Mary suale District, West-Central Utah. Economic Geology., 81,1932-1952.

Bingöl, A. F., 1982, Elazığ-Pertek-Kovancılar arası volkanik kayaçlarının petrolojisi. F.Ü. Fen Fak. Dergisi, 1,9-21, Elazığ.

Bingöl, A. F., ve Beyarslan, M., 1996. Elazığ magmatitlerinin jeokimyası ve petrolojisi. KTÜ 30 Yıl Sempozyumu

Bildiri Metinleri. Trabzon. 1,208-226.

Bodner, R. J., 1993. Revised equation and table for determining the freezing point depression of $H_2O-NaCl$ solution: Geochimica Acta, 57, 683-684.

Chatles, L. M., 1977. An analisis of the cooling of intrusives by ground -water convection that includes boiling: Econ Geol., v.72, p. 804-826.

Dirim, M. S., Koçak, N., Yiğit, L., Kançın, N., ve Esen,K., 1985. Keban Fırat batı yakası Mn, Ag, Pb, Zn, Au cevherleşmesi ve 1984 yılı arama çalışmaları. Etibank Raporu, 1985/3 (yayınlanmamış). 52s.

Gökçe, A., 1994. Maden yataklarının köken ve oluşum koşullarının araştırılmasıında sıvı kapanım incelemeleri. (yayınlanmamış), 11s.

Gökçe, A., 1995. Maden Yatakları. Cumhuriyet Univ. Yayıtı. No:59. 307s.

Gustafson, L. B and Hunt, J.P.,1975. The porphyry copper deposit at El Salvador, Chile: Econ. Geol., v. 70p. 857-912.

Gustafson, L. B., 1978, Some major factors of porphyry copper genesis. Econ. Geol., v. 73p, 600-607.

Einaudi, T.M., 1994. High sulfidation and low sulfidation porphyry copper /skarn systems. Characteristics, continua and causes. Society of Economic Geologist inter national Exchange Lecture. Standford University. California.USA.

Haas, J. L., 1970. An equation for the density of vapor saturated $NaCl-H_2O$ solution from 750-325° C . An Jour. Sci., 269, 489-493.

Hanelçi, Ş., Taşçı, İ., ve Söylemez, M.,

1989. Keban dere güneyi (Keban-Elazığ) skarn zonu cevherleşmesinin incelenmesi. Etibank Keban Maden Arama MÜd. Ön Etüd Raporu. 11s.
- Hanelçi, Ş., 1991. Zeryan Dere-Siftil Tepe (Keban-Elazığ) metalojenisinin incelenmesi. Doktora Tezi. (yayınlanmamış). 200s.
- Hanley, R. W., and Mc Nabb, A., 1978. Magmatic vapor plumes and ground-water interaction in porphyry copper emplacement. *Econ. Geol.*, v. 73, p. 1-20.
- Kalender, L., ve Hanelçi, Ş., 2000, Sıvı kapanım incelemeleriyle Siftil Tepe (Keban-Elazığ) civarı Au-Ag cevherleşmeleriyle ilişkili kuvars damarlarının jenetik açıdan irdelenmesi. *Geosound/Yerbilimleri Derg.* 37, 87-104.
- Kalender, L., 2000, Keban Dere civarı Cu oluşuklarının kökeni ve ekonomik önemi. Fırat Üniversitesi, Fen Bilimleri Enst. Doktora Tezi (yayınlanmamış), 110s.
- Kalender, L., Hanelçi, Ş., 2001. Nallıziyaret Tepe (Keban-Elazığ) Bakır Cevherleşmelerinin Mineralojik ve Petrografik Özellikleri, İstanbul Üniversitesi, Yerbilimleri Dergisi. C.14, 51-60.
- Kineş, T., 1971. Vanadinit ve deklozit üzerine bir çalışma. *TJK Bült.* 14/2, 201-225.
- Kipman, E., 1976. Kebanın Jeolojisi ve volkanitlerinin petrolojisi. Doçentlik Tezi. İst. Üniv. (yayınlanmamış).
- Kipman, E., 1982. Keban volkanitlerinin petrolojisi, İst. Üniv. Yerbilimleri Derg., 3-4, 203-230.
- Köksoy, A., 1975. Keban madeni dolayındaki jeokimyasal sınırları. *TJK Bült.* 18,5-2.
- Lovell, J. D., ve Guilbert, J. M., 1970, Lateral and vertical alteration mineralization zoning in porphyry ore deposits. *Econ. Geol.*, 65, 373-408.
- Nash, J. T., ve Theodore, T. G., 1971, Ore fluids in a porphyry copper deposit at Copper Canyon, Nevada; *Econ. Geol.* 66, 385-399.
- Nash, J. T., 1976, Fluid inclusion petrology-data from porphyry copper deposits and applications to explorations: U.S. Geol. Survey Prof. Paper 907-D, 15p.
- Norton, D., 1978, Sourcelines source regions, and path lines for fluids in hydrothermal systems related to cooling plutons. *Econ. Geol.*, v. 73, p. 21-28.
- Öztunalı, Ö., 1989, Keban maden sahaları durum tespit raporları. 1985-89.(yayınlanmamış). Etibank Maden Arama Müdürlüğü. Ankara. 30s.
- Perinçek, D., 1980, Arabistan kitası kuzeyindeki tektonik evrimin, kita üzerinde çökelen istifteki etkileri. Türkiye Beşinci Petrol Kongresi. Nisan, 77-93s.
- Roedder, E., 1967, Fluid inclusion as samples of ore fluids; *Geochemistry of Hydrothermal ore deposits*; Holt Rinehart and Winston, Inc., 515-974.
- Roedder, E., 1971, Fluid inclusion studies on the porphyry type ore deposits at Bingham, Utah, Butte, Montana and Climax, Colorado. *Econ. Geol.*, 66, 98-110.
- Taylor, H. P., Jr., 1979, Oxygen and hydrogen isotope relationships in hydrothermal mineral deposits: New York, Wiley Interscience, p. 236. 272.

NALLIZİYARET TEPE BAKIR OLUŞUKLARININ KÖKENİNÉ BİR YAKLAŞIM

- Ulutan, B., 1987, Etibank Raporu. metamorfik masiflerinin kökeni: Türkiye 9. Etibank Matbaası, 96-98. Ankara.* Petrol. Kong. , Tebliğler, 296-306.
- Yazgan, E., 1984, A Geotraverse between the Arabian Platform and the Munzur Nappes . Guide book for excursion V, 17pp. , Int. Symp. on the geology of the Taurus Belt., sep. 26-29, MTA . Enst. Ankara.*
- Yılmaz, Y., Yiğitbaş, E., Yıldırım, M. ve Genç, Ş. C., 1992. Güneydoğu Anadolu (yayınlanmamış), BRGM, Fransa, 123s.*
- Yılmaz, A., Ünlü, T. ve Sayılı, S., 1992. Keban (Elazığ) kurşun - çinko cevherleşmelerine bir yaklaşım; ön çalışma; MTA Derg. 114,47-70.*
- Zisserman, A., 1969. Geological and mining study of Keban Madeni, Elazığ/Turkey. Doktora Tezi (yayınlanmamış), BRGM, Fransa, 123s.*

TOSYA OVASI (KASTAMONU) VE YAKIN ÇEVRESİNİN HİDROJEOLOJİ İNCELEMESİ

Suat TAŞDELEN, Mustafa KAYA

Pamukkale Ü., Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Denizli/Türkiye

Özlem ÇİLOGLU

S.D.Ü., Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Isparta/Türkiye

ÖZET: Bu çalışmada, Tosya Ovası (Kastamonu) ve yakın çevresinin hidrojeolojik açıdan incelemesi yapılmıştır. Öncelikle, İlçe merkezi ve yakın çevresinde yapılan arazi çalışmaları ile elde edilen jeolojik, tektonik ve hidrolojik bilgiler verilmiştir. Ekim 2001 dönemine ait yerinde ölçüm ve gözlemlerle yeraltı su tablası haritası hazırlanarak, yeraltı suyu akım yönleri belirlenmiştir. Aynı dönemde, örneklenen kuyulara ait yeraltı suları ve Devrez Çayından alınan su örnekleri üzerinde su kimyası çalışmaları yapılarak, bu suların kimyasal sınıflamaları ile içme, sulama ve endüstride kullanım özellikleri belirlenmiştir. Elde edilen bilgiler birlikte irdelenerek varılan sonuçlar tablo ve diyagramlarla sunulmuştur.

THE HYDROGEOLOGICAL INVESTIGATION OF THE TOSYA PLAIN (KASTAMONU) AND SURROUNDING AREA

ABSTRACT: In this study, Tosya Plain and surrounding area were investigated in the point of Hydrogeology. Firstly Geological, tectonic and hydrologic data are obtained by means of area studies, groundwater level map is prepared and direction of underground flow is determined by the obserutions and measurements belonging to October 2001 period. In the same period, the ground water that are sampled from wells and the waters sampled from Devrez river are analysed. The waters and groundwater are classified in the point of domestic, industrial, agricultural using. The obtained data is investigated and the results are presented as tables and graphics.

1. GİRİŞ

Tosya Ovası, Karadeniz Bölgesi ile İç Anadolu Bölgesi sınırlarında Kastamonu İli sınırları içerisinde yaklaşık 180 km^2 'lik alanı kapsamaktadır (Şekil 1).

Tosya Ovası'nın deniz seviyesinden yüksekliği ortalama 550 metredir. İklimi Karadeniz ve İç Anadolu iklimleri arasında bir geçiş teşkil eder. Genel olarak yazları serin ve az yağışlı, kışları yağışlı ve soğuktur. Ortalama yıllık yağış 464 mm, ortalama sıcaklık ise $11,28^\circ\text{C}$ 'dir. Bölgenin bitki örtüsü genelde meyve ağaçları ve zirai bitkilerden oluşmaktadır. Ayrıca ovanın güney kısımlarında çam ormanları bulunur. Başlıca yükseltiler, doğudan batıya doğru Aktaş Tepe (1534m), Ağaloğlu Tepe (976m), Doğan Tepe (886m), Mamerdirek Tepe (989m), Civrizin Tepe (1042m)'dır.

2. JEOLOJİ

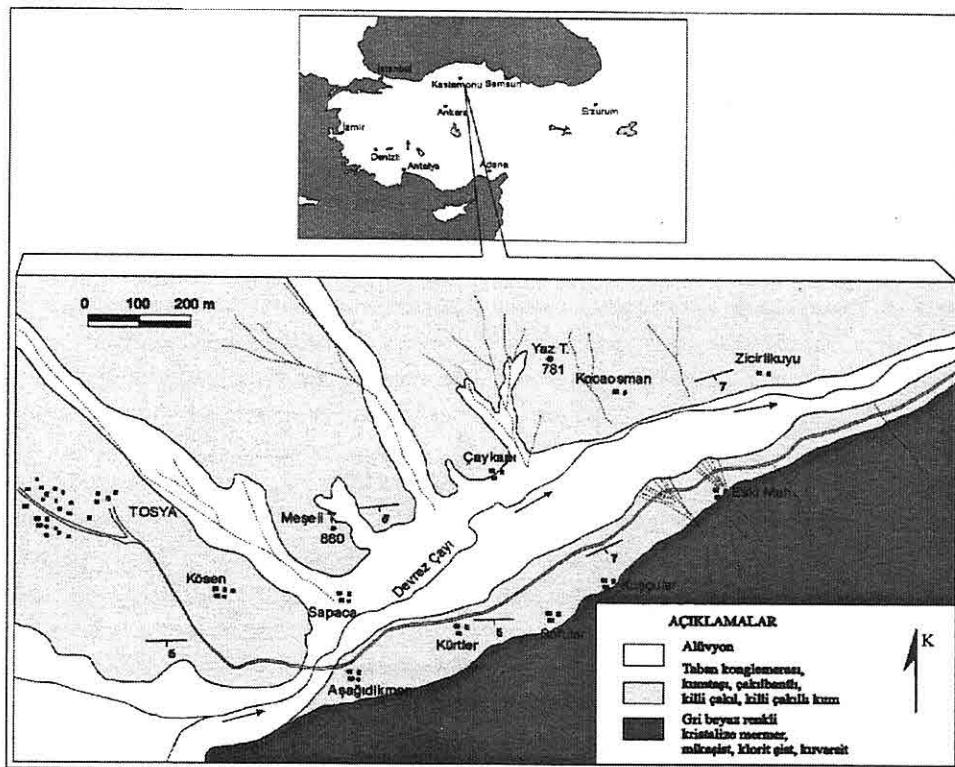
İnceleme alanında stratigrafik olarak en alta Ilgaz Masifi'ne ait Paleozoyik yaşı örtü şistleri ve şistler içerisinde Permiyen yaşı kristalize mermer mercek ve bantları yer alır (Baltan, 1975). Bunların üzerine uyumsuz olarak gelen Neojen yaşı birimler taban çakıltaşı ile başlar. Genellikle kumtaşı seviyelerinin hakim olduğu Neojen çökeller, yer yer kil, silt ve çakıl seviyelerinin ardalanması ile devam eder. Seri, en üstte çakıllı kumlar ile tamamlanır. Devrez çayı ve yan kollarının getirdikleri mermer, iri mağmatik çakıllar, ufalanmış şist, kum, silt ve killerden oluşan Kuvaterner yaşı alüvyonlar Neojen çökelleri üzerinde uyumsuz olarak

yer alır (Ayaroğlu, 1980). İnceleme alanının güneyinde Neojen çökelle ile Paleozoyik yaşı metamorfik birimlerin kontağı boyunca N15W/60S eğim atımlı fay tesbit edilmiştir. Bu fay NW-SE yönünde ve akiferin önünde geçirimsiz bir zon oluşturur (Ergin, 1993; Özcan, 1983; Ergene, 1971; Otkun, 1963).

3. HİDROLOJİ

Tosya Ovasının en önemli akarsuyu olan Devrez Çayı, inceleme alanı dışında doğar ve Ovaya güneybatıdan girerek kuzeydoğu yönünde akar. İnceleme alanındaki uzunluğu 13 km'dir. Devrez Çayı Tosya'dan 29 km uzaklıkta Çorum ili Kargı ilçesi güneybatısında Kızılırmak'la birleşir. Devrez Çayı üzerinde bulunan E.I.E.'e ait akım gözlem istasyonundan yapılan ölçümlere göre yıllık ortalama akımı $217,68 \text{ milyon/m}^3$ 'tür (E.I.E, 1992).

Karasapaca köyünün kuzeybatısında yer alan Gökceviz deresi mevsimlik akan bir dere olup, yaz aylarında Devrez Çayı'na ulaşmadan alüvyona süzülerek kaybolur. Tosya merkezinin güneyinde bulunan Gavur deresi kiş aylarında sulu dere olmasına rağmen yaz aylarında kurur. Ancak, yağışlı mevsimlerde alüvyona ulaştığında, suların büyük bir kısmı süzülmekle birlikte az bir kısmı Devrez Çayına dökülür. Eldeş deresi ve Kuru dere yaz aylarında kuruyan mevsimlik derelerdir. Beslenim alanı küçük olan bu dereler, yağışlı mevsimlerde alüvyona ulaştıklarında, sularının büyük bir kısmı alüvyona süzülür.



Şekil 1. İnceleme alanı yer belirleme ve jeoloji haritası

4. HİDROJEOLOJİ

Tosya Ovası'nın bugünkü şeklini almasını sağlayan bu akarsular, taşıdıkları kırıntılarla alüvyon akiferi oluşturmuşlardır. İnceleme alanında ve çevresinde önemli kaynak boşalımı yoktur. Küçük pınarların çoğu yaz aylarında kurur.

Devrez Çayı'nın güneyinde Ova eğiminin çok az, alüvyon akiferin üst seviyelerinin geçirimsiz ve yağıstan süzülmenin az olması nedeniyle bataklıklar oluşmuştur. Yöre halkı 30 yıldır, bol su gereksinimi olan çeltik tarımına yöneldiğinden, ovada mevcut olan bu bataklıkları değerlendирerek çeltik

tarlaları haline getirmiştir. Ayrıca Devrez Çayı'nda pompalama ile sulama yapılan diğer çeltik tarlaları yapay bataklık görüntüsü oluşturur.

Bölgedeki alüvyon ve Neojen çökeller, litolojik ve hidrojeolojik olarak birbirlerine çok benzerler. Bu iki birimin dokanak sınırını belirleme gücü nedeniyle tek bir geçirimsiz birim olarak değerlendirilmiştir. Tabaka eğimlerine bağlı olarak çakılı ve kumlu seviyeler vasıtıyla yanal olarak yeraltı suyu bakımından beslenen Neojen çökeller serbest akifer özelliğindedir. Tosya Ovası'nda Devrez Çayı ile Gökceviz, Gavur, Eldeş dereleri ve Kuru Dere gibi

mevsimlik derelerin Neojen'de Paleozoyik yaşılı formasyonlardan getirdikleri çakıl kum silt ve killi malzemeden meydana gelen tutturulmamış kil, silt, kum ve eser mikarda çakıldan oluşan alüvyon, ovanın tamamını kapsar.

Alüvyon ve Neojen çökellerinin serbest akifer niteliğindeki yeraltı suyu besleniminin bir bölümü yağıştan ve yüzeysel akıştan szülme ile olur. İnceleme alanında yüzlek vermeyen ve temeli oluşturan Ilgaz masifi hidrojeolojik olarak geçirimsiz temeli oluşturur. Akiferin boşalımı, inceleme alanında gözlenemeyen, metamorfik kayaçlar ile oluşturdukları dokanak boyunca olur.

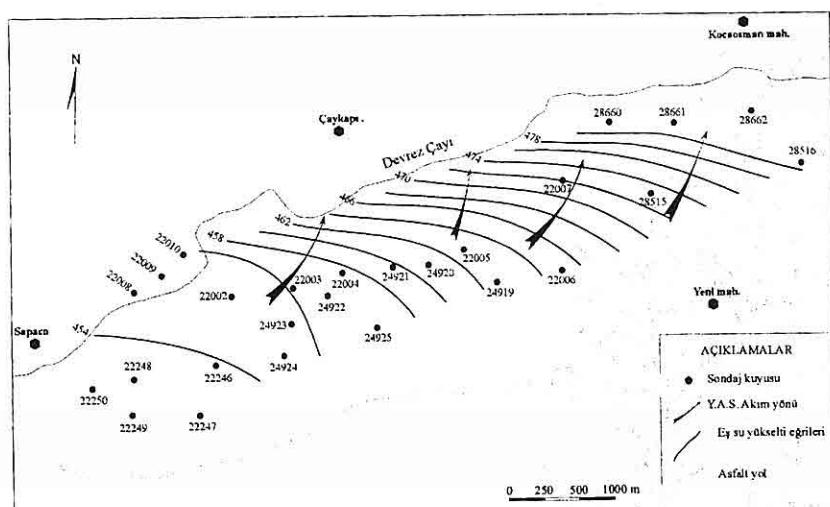
Tosya Ovası'nda DSİ tarafından sulama amacına yönelik olarak 1971-1981 yılları arasındaki değişik tarihlerde 34 adet sondaj kuyusu açılmıştır. Debileri 40-60 lt/s arasında değişen sondaj kuyularının litolojileri yaklaşık birbirinin aynı olup 1-3 m bitkisel toprak, 10-65 m arasında değişen çakıl, kum ve kilden oluşan alüvyon ve altında Neojen'in çakılı kumlarından ibarettir. Açılan 34 kuyudan 24'tünde 1971 ile 1994 yılları arasında 6 ayda bir düzenli yeraltı suyu seviye ölçümleri yapılmıştır. Yeraltı su seviyesi genel olarak yüzeyden itibaren 1-25m derinliktedir. Yeraltı suyu potansiyelinin büyük bir kısmının ovadaki Devrez Çayı'nın güneyinde bulunması nedeniyle sondaj kuyuları genellikle bu kesimde açılmıştır. Kuyuların derinlikleri 30-83 m arasında değişir (Aydın, 1971; DSİ, 1990; Baltan, 1978). Ovada yeraltı suyunun genel akım yönü güneybatıdan

kuzeydoğuya doğrudur. Ovada bulunan sondaj kuyuları yardımıyla Ekim 2001, dönemine ait su tablası haritası çizilmiştir. (Şekil 2). Ovadaki kuyularda su seviyesi Nisan ayında en yüksek, ekim ayında ise en düşük seviyeye ulaşır. İnceleme alanındaki kuyular sulama amaçlı olarak kullanıldıkları için bir çoğu çalışır durumdadır. Bu nedenle yeraltı su seviyesinin ve akım yönünün belirlenmesi için yapılan çizimlerde kullanılan statik seviye ölçümleri bir çok kuyuda sahaklı yapılamamıştır. Çünkü kuyular birbirlerine çok yakın olduklarından birbirlerinin etkileşim alanı içerisindeidir. Ancak ovanın batisındaki kuyuların statik seviyeleri her durumda doğuda bulunan kuyulara göre daha yüksektir. Bunun için kuyuları tek tek değerlendirmek yerine, birbirine yakın kuyular birlikte ele alınarak ortalama eş yükselti eğrilerinin çizimi yoluna gidilmiştir. Böylece ovanın genel yeraltı su seviyesi ve akım yönü belirlenmiştir (Şekil 2).

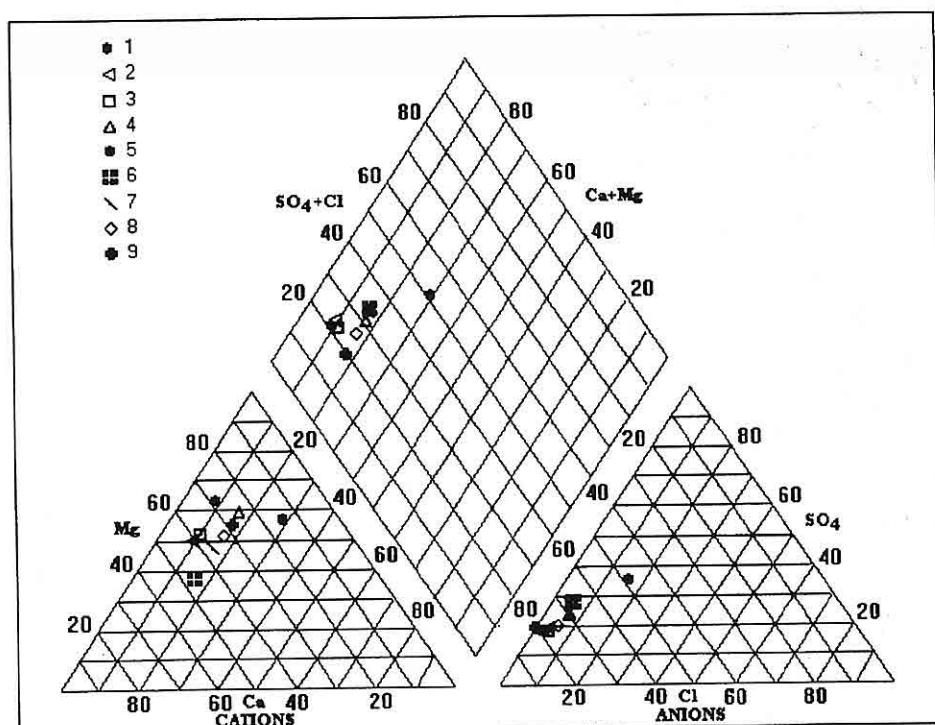
5. SU KİMYASI

İnceleme alanındaki yedi sondaj kuyusu ve iki adet Devrez Çayı'ndan olmak üzere dokuz ayrı su noktasından alınan örneklerin analizleri yapılmış ve sonuçlar Tablo 1'de sunulmuştur. Ekim 2001 döneminde derlenen bu örneklerin kimyasal özellikleri Piper sınıflamasına göre birbirinin aynı olup, şöyledir (Şekil 3): (Freeze and Cherry, 1979; şahinci, 1986)

Suların tümünde alkali toprak elementlerinin toplamı alkali elementlerin toplamından büyüktür. ($\text{Ca}+\text{Mg} > \text{Na}+\text{K}$).



Şekil 2. İnceleme alanının Ekim 2001 dönemine ait yeraltı su tablası haritası.



Şekil 3. Ömeklenen kuyulara ait yeraltı sularının piper diyagramı.

Diğer taraftan zayıf asit kökleri olan karbonat ve bikarbonat toplamı, güçlü asit kökleri olan klor ve sülfat toplamından büyüktür ($\text{CO}_3 + \text{HCO}_3 > \text{Cl} + \text{SO}_4$). Suların karbonat sertlikleri %50'den fazladır. Suların Fransız sertlikleri 22 ile 40 arasında değişmektedir.

İnceleme alanındaki yeraltı sularının kimyasal ve termodinamik yasalarına uygun olarak geliştirilen bağıntılardan (Şahinci, 1986) hesaplanan kalsit-dolomit-sülfat doyma endeksleri ve suda çözünmüş olan karbondioksit gazının kısmi basınçları Tablo 2'de verilmiştir.

Bu değerlere göre İnceleme alanındaki, 22250, 21681, 28515 nolu sondaj suları CaCO_3 ' ca belirsiz doygún halde; 22249, 22248, 28516, nolu sondajlar ile Çeltik köprüsü ve Dikmen köprüsündeki sularda CaCO_3 çökelmesi izlenir ve 21682 nolu sondaj suyu CaCO_3 çözündürür. Suların genelinde dolomit çökelmesi gözlenebilir. Ancak, 21682, 28515 ve 28516 nolu sondaj suları dolomitçe doygún sulardır. Buna karşın bu sular sülfat çözündürebilir özelliklidir.

İnceleme alanındaki yeraltı sularının içmeye uygunluğu yorumlanırken Schoeller'in "İçilebilirlik diyagramı" kullanılmıştır (Şekil 4). Buna göre tüm örnekler "İyi kaliteli sular" sınıfına girmektedir.

İnceleme alanındaki yeraltı sularının sulamaya uygun olup olmadıklarının belirlenmesi amacıyla "SAR", "ABD tuzluluk laboratuvarı", ve "Wilcox" diyagramlarına göre sınıflaması yapılmıştır (Soheeller, 1962; Erguvanlı-Yüzer, 1984).

"SAR'a göre sular aşağıdaki şekilde sınıflandırılabilir:

<u>SAR</u>	
Cök iyi özelliğe sulama suları	10'dan az
İyi özelliğe sulama suları	10 – 18
Orta özelliğe sulama suları	18 – 26
Fena özelliğe sulama suları	26'dan fazla

İnceleme alanındaki suların SAR değerleri Tablo 1'de verilmiştir. Buna göre inceleme alanındaki suların hiçbirinin SAR değerleri 10'dan fazla olmadığı için tümü "Çok iyi özelliğe sulama suları" sınıfına girer.

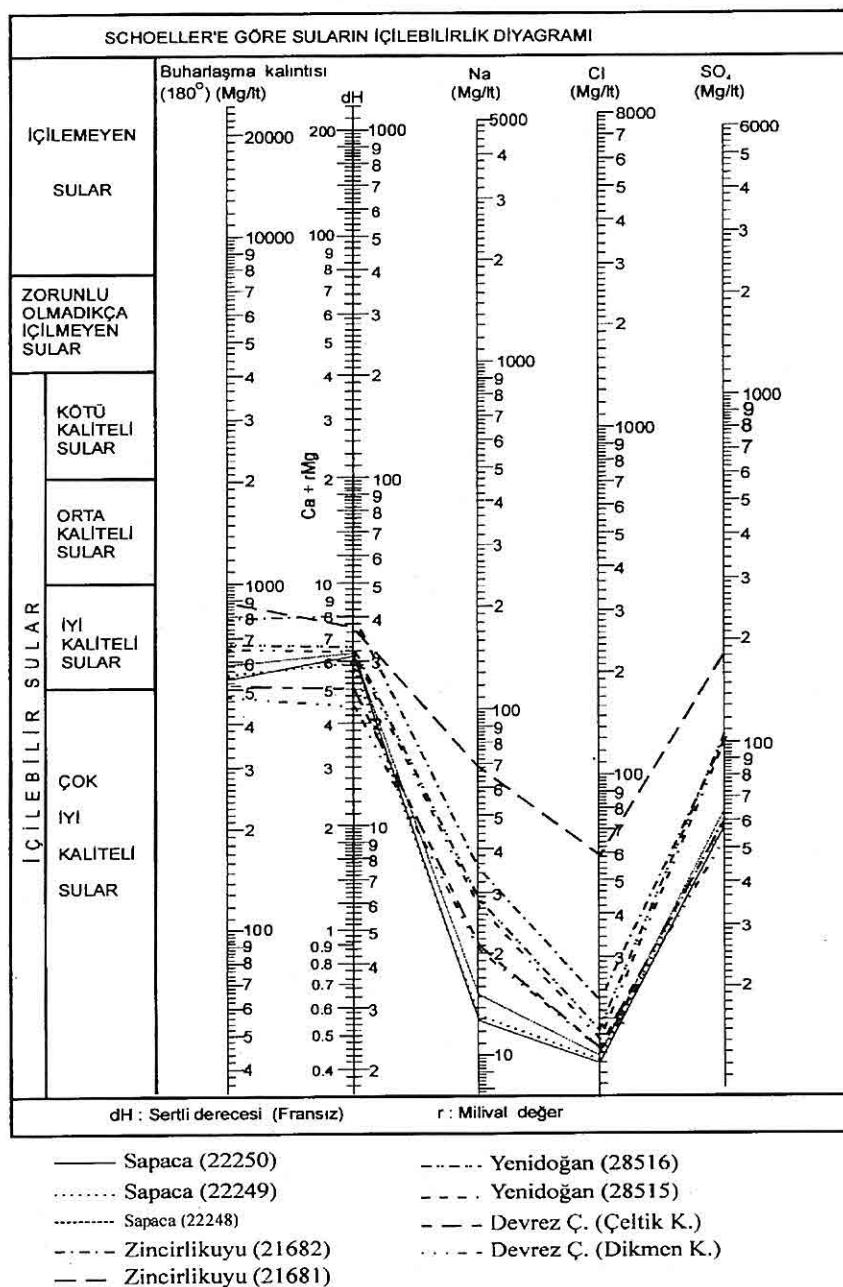
ABD tuzluluk laboratuvarı diyagramında sular 16 sınıfa ayrılmıştır (Şekil 5). Bu diyagrama göre İnceleme alanındaki, 21682-21681(Zincirlikuyu)'ya ait sular C3-S1 sınıfındadır. Bu suların tuza dayanıklı bitkilerde kullanılması ve zemindeki tuz miktarının gözlenmesi gereklidir. Bunların dışındaki diğer su örnekleri C2-S1 sınıfına girer. Yani çoğu topraklarda tuzluluk ve sodyum tehlikesi olmaksızın kullanılabilir.

Wilcox diyagramına göre inceleme alanındaki sular, 21681 (Zincirlikuyu) "İyi kullanılabilir", diğerleri "Çok iyi-iyi" sulama suyu sınıfına girmektedir (Şekil 6).

Beton yapımında kullanılan suların kimyasal özellikleri oldukça önemlidir. T.S. 3340'a göre suların beton üzerine zararlı etkinlik sınır değerleri (Tablo 3) esas alınarak bir değerlendirme yapıldığında İnceleme alanındaki suların kimyasal olarak betona zararlı bir etkisi bulunmamaktadır.

Tablo 1. Tosya Ovasındaki kuyulara ait yeraltı sularının kimyasal analiz sonuçları

Kimyasal Bileşen	ALINDIĞI YER						Devrez Ç. (Çelik K.)	Devrez Ç. (Dikmen K.)
	Sapaca (22250)	Sapaca (22249)	Sapaca (22248)	Zincirlikuyu (21682)	Zincirlikuyu (21681)	Yenidoğan (28516)		
Na ⁺ mg/lt mek/lit	12,9 0,56	13,1 0,57	15,17 0,66	35,63 1,55	68,97 3	28,73 1,25	27,6 1,2	21,84 0,95
K ⁺ mg/lt mek/lit	1,955 0,05	1,955 0,05	2,73 0,07	1,955 0,05	1,955 0,05	2,34 0,06	2,73 0,07	2,73 0,07
Ca ⁺² mg/lt mek/lit	37,875 1,89	53,91 2,69	47,895 2,39	29,86 1,49	75,951 3,79	57,915 2,89	39,88 1,99	31,863 1,59
Mg ⁺² mg/lt mek/lit	52,26 4,3	40 3,29	44,9 3,7	70,37 5,79	71,6 5,89	36,46 3,00	44,73 3,68	38,77 3,19
CO ₃ ⁻² mg/lt mek/lit	- -	- -	- -	- -	- -	- -	- -	- -
HCO ₃ ⁻ mg/lt mek/lit	314,25 5,15	299 4,9	332,56 5,45	427,14 7	320,35 5,25	338,66 5,55	329,5 5,4	298,84 4,75
Cl ⁻ mg/lt mek/lit	7,44 0,21	8,50 0,24	9,57 0,27	22,69 0,64	58,14 1,64	16,30 0,46	14,53 0,41	12,76 0,36
SO ₄ ⁻² mg/lt mek/lit	58,6 1,22	61,47 1,28	62,91 1,31	111,91 2,33	180,1 3,75	109,51 2,28	104,22 2,17	60,03 1,25
Sertlik (Fr)	30,95	29,9	31,95	40,9	36,9	33,95	32,85	25,90
pH	7,7	7,8	7,9	7,3	7,8	7,5	8	8,1
Ex ^{10⁶} (mho/cm)	535	543	580	788	892	667	651	512
SAR	0,36	0,41	0,45	0,81	1,42	0,86	0,77	0,66



Şekil 4. Tosya Ovası yeraltı sularının Schoeller'e göre içilebilirlik diyagramı.

Tablo 2. Örneklenen kuyulara ait yeraltı sularının Sc, Sd, Ss ve PCO₂ değerleri

ÖRNEK NO	Sc	Sd	Ss	PCO ₂
Sapaca (22250)	0,033600028	0,206990481	-4,347252601	-2,302808619
Sapaca (22249)	0,267744153	0,306421554	-4,169279861	-2,423926411
Sapaca (22248)	0,406702103	0,470472679	-4,170808785	-2,479175762
Zincirlikuyu (21682)	-0,170974633	0,016056125	-4,028035231	-1,777475093
Zincirlikuyu (21681)	-0,008156374	0,285237307	-4,037848151	-2,403827778
Yenidoğan (28516)	0,14753252	0,091656175	-3,806694753	-2,074467398
Yenidoğan (28515)	0,021684976	0,069070966	-3,939854495	-2,085615207
Devrez Ç. (Çeltik K.)	0,34221976	0,439572156	-4,301493314	-2,623034421
Devrez Ç. (Dikmen K.)	0,302941988	0,442836175	-4,431060771	-2,772587255

Sc: Kalsit doyma endeksi

Sd:Dolomit doyma endeksi

Ss: Sülfat doyma endeksi

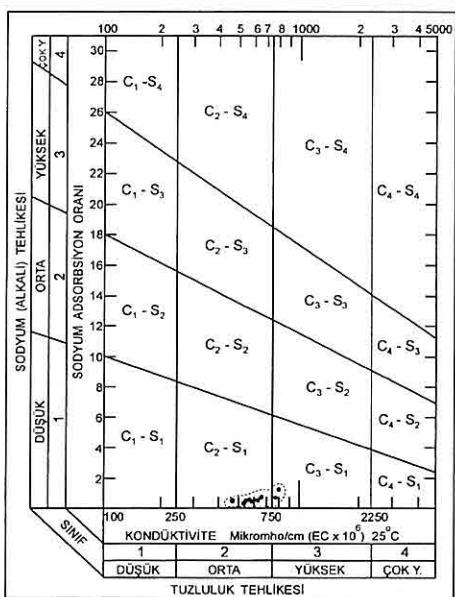
PCO₂: suda çözünmüş kısmi CO₂ gaz basıncı**Tablo 3.** T.S. 3340'a göre suların beton
üzerine zararlı etkinlik sınır değerleri

Kimyasal Bileşen	Zararlı Etkinlik Derecesi		
	Zayıf	Kuvvetli	Çok Kuvvetli
pH	6,5-5,5	5,5-4,5	4,5>
Mg (mg/lt)	100-300	300-1500	1500<
Sülfat (mg/lt)	200-600	600-3000	3000<

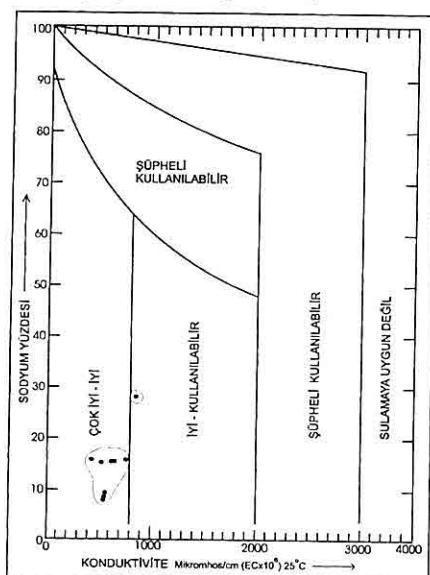
6. SONUÇLAR

Tosya Ovası'nın deniz seviyesinden

yüksekliği ortalaması 550 metredir. İlçe merkezi ve yakın çevresinde Ekim 1993 dönemi ölçümlerine göre yeraltı suyu akım yönü ovanın güneybatısından kuzeydoğusuna doğrudur. İnceleme alanındaki yeraltı suları, 22250, 21681, 28515 CaCO₃' ca belirsiz doygun halde; 22249, 22248, 28516, Devrez Çayı Çeltik köprüsü ve Dikmen köprüsündeki sular CaCO₃ çökelmesi izlenir ve 21682'de CaCO₃ çözündürür. Suların genelinde dolomit çökelmesi gözlenebilir. Ancak, 21682, 28515 ve 28516 dolomitçe doygun



Şekil 5. Örneklenen kuyulara ait yeraltı sularının ABD tuzluluk laboratuvarı diyagramında gösterilişi.



Şekil 6. Örneklenen kuyulara ait yeraltı sularının Wilcox diyagramında gösterilişi.

sulardır. Buna karşın bu sular sülfat çözündürebilir özelliktedir. CO_2 gazı kısmı basınçları, havanın CO_2 gazı kısmı basıncından fazla olduğu için bu sulardan havaya CO_2 gazı geçiş olabilir. H.Schoeller diyagramına göre çok iyi-iyi kaliteli içme suları, ABD tuzluluk ve Wilcox diyagramlarına göre her türlü tarımda rahatlıkla kullanabilecek sulama suları sınıfındadır. 22248, 22249, 22250 nolu kuyulardaki sular betona kimyasal olarak bir zararı yoktur.

6. KAYNAKLAR

Ayaroğlu, H., 1980: *Tosya kuzeybatisının (karadere) Jeolojisi ve ekonomik olanakları*, J.M.O. dergisi Ocak-1980, s. 65-70, Ankara.

Aydin, S. S., 1971: *Kastamonu-Tosya-Karasapaca mahallesi ve civarı hidrojeolojik etüt raporu: DSİ 23. Bölge Müd. Arşiv, No:He 24, 5s* (yayınlanmamış)

Baltan, O., 1975: *Kastamonu-Tosya İlçesi Aşağıdikmen-Ortalıca köyleri arasındaki sahanın hidrojeolojik etüt raporu: DSİ. 23. Bölge Müd. Arşivi, No:He 22, 7s* (yayınlanmamış).

Baltan, O., 1978: *Kastamonu-Tosya ilçesi Suluca köyü hidrojeolojik etüt raporu: DSİ. 23. Bölge Müd. Arşiv, No: He16, 6s.* (yayınlanmamış).

D.S.I., 1990: *Türkiye yeraltı suyu potansiyeli ve kullanım envanteri: DSİ. Jeoteknik Hiz. Ve YAS. Daire Başkanlığı* yayımı, s. 36.

Freeze, R. A. And Cherry, J.A. 1979: *groundwater*. Prentice-Hall, Inc.

TOSYA OVASI VE YAKIN ÇEVRESİNİN HİDROJEOLOJİ İNCELEMESİ

- E.Y.E., 1992: *1989 Su Yılı Akım değerleri*, yayın 92, 57s.
- Ergene, Ç., 1971: *Kastamonu-Tosya ilçesi Kösen-Sapaca kooperatif sahası jeofizik rezistivite etüt raporu*: D.S.İ. 23. Bölge Müd. Arşivi, No: JF 15, 5s (yayınlanmamış).
- Ergin, Ç., 1993: *Kastamonu -Tosya doðusu Gavur Çayı alüvyonları hidrojeolojik etüt raporu* (yayınlanmamış).
- Erguvanlı, K., Yüzer, E., Yeraltı suları Jeolojisi, İ.T.Ü. Maden fakültesi yayını, 339 s., İstanbul, 1984.
- Otkun, G., 1963: *Kösençayırı barajı jeoloji etüdü*: MTA Dergisi, s. 21-28, Ankara
- Soheeller, H. 1962: *Les eaux souterraines Masson et Cie*
- Şahinci, A., 1986: *Genel Hidrojeoloji*, Dokuz eylül Üniversitesi Müh-Mim Fakültesi yayını, İzmir
- Şahinci, A., 1986: *Yeraltı suları Jeokimyası*, Dokuz eylül Üniversitesi Müh-Mim Fakültesi yayını, 394 s., İzmir.

**YAPI VE KAPLAMA TAŞI OLARAK KULLANILAN BATI ANADOLU
ANDEZİTLERİNİN MÜHENDİSLİK ÖZELLİKLERİNİN ARAŞTIRILMASI**

Turgay ONARGAN, Mete KUN

D.E.Ü., Maden Mühendisliği Bölümü, İzmir/Türkiye

ÖZET : Boyutlandırılmış yapı taşı olarak kullanılan andezit çok geniş aralıktaki mineralojik, petrografik ve mühendislik özelliklerine sahip kayaçları içermektedir. Kayaçların fiziksel ve mekanik özellikleri mineralojik ve dokusal karakteristiklerinin bir fonksiyonu olarak oluşturmaktadır. Bu araştırmanın amacı; Türkiye'de yapı ve kaplama taşı olarak kullanılan andezitik kayaçlarda mineralojik, fiziksel ve mekanik özellikler arasında bir ilişki olup olmadığına korelasyon analizlerinin uygulanarak belirlenmesidir. Batı Anadolu'nun farklı bölgelerinden elde edilen andezit örnekleri üzerinde laboratuvar çalışması yapılmıştır. Laboratuvar testleri mineralojik, fiziksel ve mekanik deneyleri içermiştir. Bu özellikler arasındaki ilişkiler regresyon analizlerle araştırılmıştır. Ayrıca incelenen örneklerin TS standartlarına uygun olup olmadığı da irdelenmiştir. Çalışma andezitik kayaçlarda mühendislik özellikleri üzerinde fiziksel özelliklerin mineralojik özelliklere göre daha fazla etkili olduğunu ortaya çıkarmıştır.

**AN INVESTIGATION OF ENGINEERING PROPERTIES ON WEST
ANATOLIAN ANDESITES WHICH ARE USED AS BUILDING AND
NATURAL FACING STONES**

ABSTRACT: Andesite used as dimensional building stone includes a wide range of rock types varying in their mineralogy, petrographic characteristics and engineering properties. The physical and mechanical properties are a function of the mineralogical and textural characteristics of the rock. The purpose of this investigation is to apply correlation analysis to investigate the relationships between mineralogical, physical and mechanical properties of andesitic rocks, which are used as building and natural facing stones in Turkey. Different andesite samples from different parts of West Anatolia were subjected to laboratory studies. Laboratory works included mineralogical, physical and mechanical tests. The relationships between these properties are investigated by regression analyses. Also, studied samples were examined to appropriating according to the Turkish Standard (TS) for andesite. The study revealed that the influence of the physical properties on the engineering properties appears to be more important than the mineralogy for andesite rocks.

1.GİRİŞ

Günümüzde homojen yapıları, dış etkilere karşı dayanımları, cılız ve kaba yontulmuş yüzeyleriyle andezitler, özellikle yoğun insan ve araç trafiği olan mekanlarda tercih edilen ve aranan bir doğal materyal haline gelmiştir. Sayılan bu özelliklerinin yanı sıra, kayacın atmosfer etkilerine karşı göstermiş olduğu dayanım, ses ve ısı izolasyonundaki başarısı, dekoratif amaçlı kullanımlarda (kaplama,bordür vb...) elde edilen pastel renkler andezitlere son yıllarda gösterilen ve giderek artan talebin önemli nedenlerindendir.Yukarıda sayılan ve oldukça yoğun kullanım alanı bulan andezitlerin doğru, yerinde ve optimum verimle kullanılması için, kullanım yeri özelliklerine bağlı olarak bir dizi kaya mekaniği, petrografik ve kimyasal özelliklerinin biliniyor olması ve bu parametrelerin, ilgili standartlara uygunluğunun araştırılması bu çalışmanın esasını oluşturmaktadır. Çalışmada; Ankara ve batısındaki (Batı Anadolu) bazı önemli ve yoğun kullanım alanı bulan andezit örnekleri üzerinde araştırmalar yoğunlaştırılmış, örneklerin fizikomekanik, petrografik, kimyasal test ve analiz sonuçları incelenerek, uygulanan testlerin sonuçları kayaçlardaki petrografik yapı ve kimyasal bileşim göz önünde bulundurularak irdelenmeye çalışılmıştır.

2. İNCELEME ALANI JEOLOJİSİ

Jeolojik sınıflamada nötr (ortaç) grup kayaçlar içinde bulunan andezitte SiO_2 oranı % 66 ile %52 arasında

değişmektedir. Bu bileşimi ile dioritin yüzey eşdeğeri olarak kabul edilen andezitler doğada genellikle kırmızı, pembe, gri ve siyah gibi değişik renklerde bulunabilirler. Bazen, ilk bakışta bazalttan ayrimi zor olan andezitin bazalttan ayrimi, ya kimyasal bileşime ya da mineralojik incelemeye dayanılarak yapılabilir (Kun,1994).

Çalışmada ele alınan andezit örnekleri Şekil 1 de verilen haritalardan da anlaşılacağı gibi İzmir ve Ankara illeri çevresiyle sınırlanmaktadır. Bu nedenle İzmir ve Ankara illeri ile bu illerin yakını çevresinin jeolojik yapısını volkanik oluşumlar bakımından kısaca incelemekte yarar vardır.

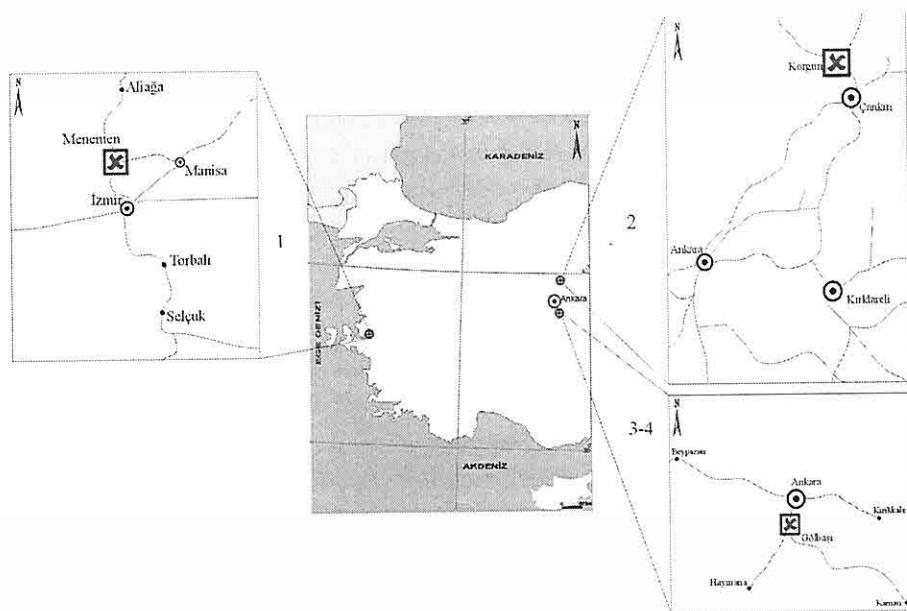
2.1. İzmir İli ve Çevresi

İzmir ili ve çevresinde kalkalcalın volkanitlerin (andezit, basalt ve aglomera vb.) karekteristik özelliklerini daha iyi tanımlamak için bölgeyi beş ana guruba ayırmak mümkündür.

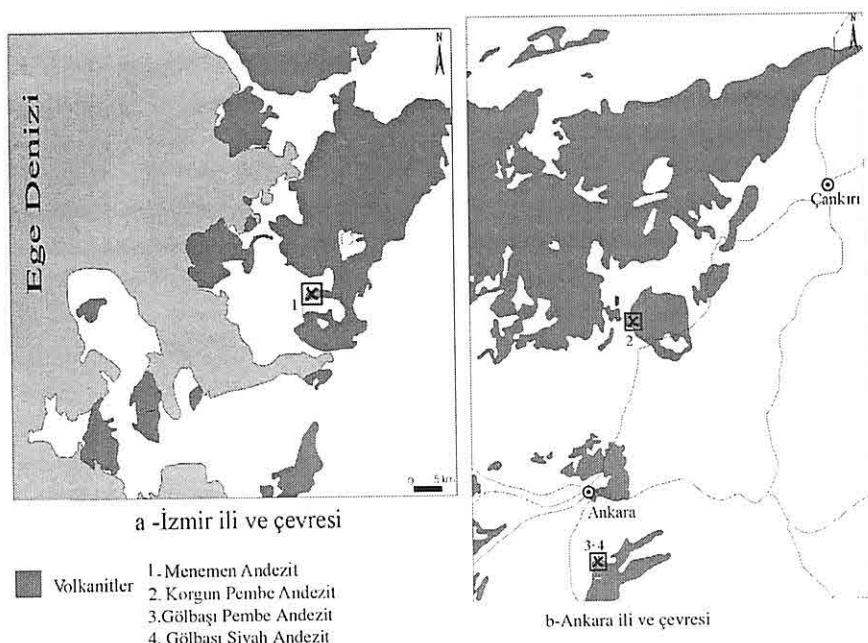
- * Dikili-Çandarlı-Bergama Volkanitleri
- * Aliağa-Foça Volkanitleri
- * İzmir-Menemen Volkanitleri
- * Karaburun-Çeşme Volkanitleri
- * Urla-Cumaovası Volkanitleri

Dikili-Çandarlı-Bergama Volkanitleri ile adlandırılan bölgede Yunt Dağı volkanitleri ile Dede Dağı bazaltları dikkat çekicidir. Bu volkanitler ile birlikte bazı araştırmacılar tarafından Eosen-Oligosen yaşı verilen ve granodiorit olarak adlandırılan Kozak Pluton'u da bulunmaktadır (Bingöl ve diğer,1982).

**YAPI VE KAPLAMA TAŞI OLARAK KULLANILAN BATI ANADOLU ANDEZİTLERİNİN
MÜHENDİSLİK ÖZELLİKLERİİNİN ARAŞTIRILMASI**



Şekil 1. İnceleme alanları yerbelduru haritaları.



Şekil 2. İnceleme alanı volkanitlerinin bölgesel dağılımları.

Aliağa ve Foça volkanitlerinde, Aliağa volkanitleri genellikle andezitler, bazaltlar ve aglomeralar ile temsil edilirken, Foça bölgesi volkanitleri Tüflerle temsil edilmektedir. Aliağa ve çevre bölge volkanitlerinden andezitler özellikle yüksek dayanımları, belirgin akma yüzeyleri ve farklı renk skalaları (Pembe-kırmızı-yeşil) ile dikkat çekici niteliktendirler. Çalışmada konu edilen andezit örneklerinden birinin alındığı İzmir-Menemen Volkanit bölgesi genel karekteristik olarak tüfler, aglomeralar ve andezit sokulumları ile dikkat çekicidir. Bölge volkanitleri, farklı araştırmacıların yaptıkları çalışmalar ve yaş tayini araştırmaları sonucunda Alt-orta miyosen yaşı olarak tesbit edilmiştir(Borsi vd, 1972). Karaburun-Çeşme volkanitleri, andezitler, bazaltlar ve tüfler ile tanınmaktadır. Bölgede alt-orta miyosen

yaşlı kalkalkalın volkanizma etkilidir.

Urla-Cumaovası Volkanit bölgesinde ise alkalin nitelikli Ortamiyosen yaşlı hem bazik hemde asidik bir volkanizma söz konusudur. Lavlar Seferihisar ve Cumaovası yörelerinde riyolitik türde olup içlerinde yer yer volkanik domlar şeklinde perlittlere de rastlanmaktadır. (Özgenç,1975)

2.2. Ankara İli ve Çevresi

Ankara ve çevresindeki volkanitler ve özellikle andezitik yapılar incelediğinde bölge dört farklı grubu ayrılabilir (Karpuz, Paşamehmetoğlu, 1997).

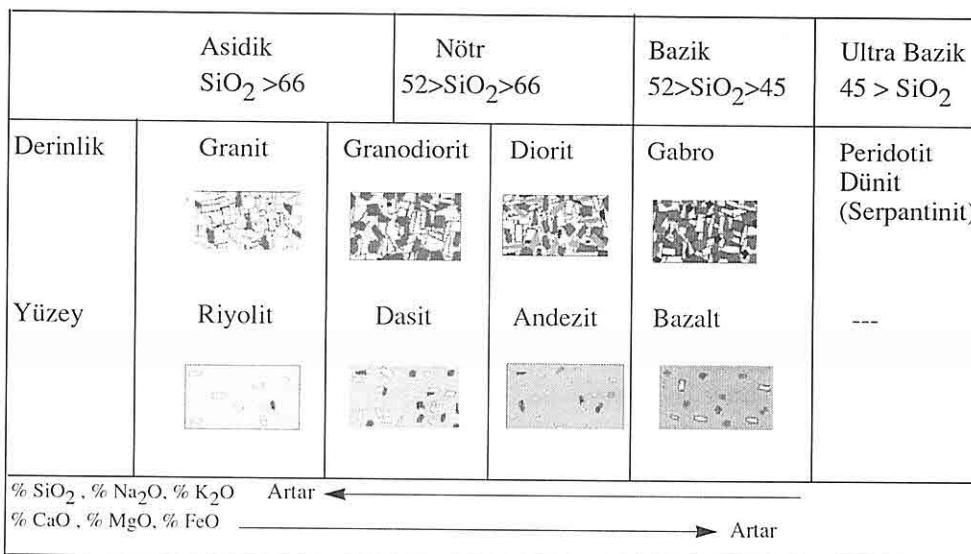
* Esertepe Bölgesi

* Gölbaşı Bölgesi

* Hüseyin Gazi Bölgesi

* Çubuk Bölgesi

Tablo1. Magmatik kayaçların SiO_2 oranına göre sınıflandırılması (Kun 1994 değiştirilerek)



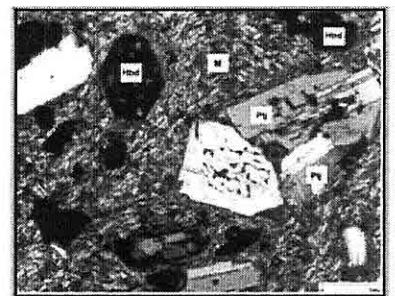
Yukarıda verilen dört ayrı bölge yapılan incelemeler sonucunda ; Esertepe bölgesi andezitlerinin orta taneli genelde grimsi renklerde, Gölbaşı Bölgesi andezitlerinin kahverenginden griye, griden mora kadar farklı renk düzeyleri sundukları ve genellikle iri taneli yapı gösterdikleri, Hüseyin Gazi Bölgesi andezitlerinin koyu kırmızı kahve, açık kırmızı kahve ve gri renk düzeyleri sundukları ve genellikle orta ve iri taneli oldukları, Çubuk bölgesi andezitik yapılarının ise yine griden açık mora ve kırmızımsı renklere kadar farklı renk düzeyleri sundukları gözlemlenmiştir. Şekil 2b de bölge volkanitlerinin dağılım alanları verilmektedir.

3. ÖRNEKLERİN PETROGRAFİK İNCELEMELERİ

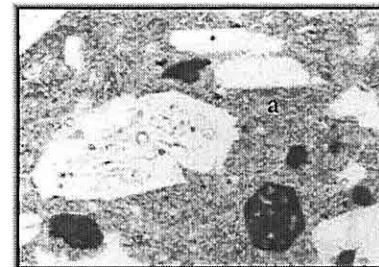
İncelenen andezit örneklerden elde edilen ince kesitler, alttan aydınlatmalı polarizan mikroskop ile incelenmiş, aşağıda bu örneklerin mineral bileşimleri ve dokuları hakkında bilgi verilmeye çalışılmıştır.

3.1. Gölbaşı Siyah (GS) ve Gölbaşı Pembe (GP) Andezit

Hipokristalin porfiritik doku gözlenen kayaçta, fenokristalleri oluşturan mineraller, düzgün ve ayrılmamış plajiolaslar, tamamen opaklaşmış mafik mineraller, gerek bu mineraller içinde gerekse minerallerin matrikse degen kesimlerinde oluşmuş ikincil kalsitlerdir. Mafik minerallerin dış kenar görüntülerine bakılacak olursa, bunların genellikle hornblendlerden oluşu anlaşıılır.



a

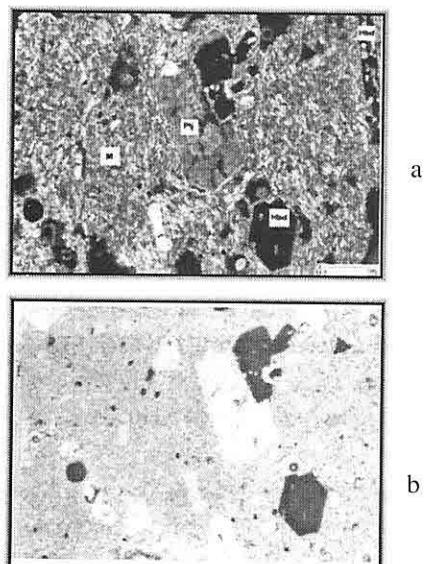


b

Şekil 3. Gölbaşı Siyah andezitin polarizan mikroskopta, çift (a) ve tek (b) nikoldeki görüntüsü. Plj : Plajiolas, Hbd: Hornblend M:Matriks

Yapıdaki plajiolaslar düzgün kristal kenarlı ayrılmamış, albit ikitlenmeli ve zonlu yapıda olup anortit içerikleri % 30–40 arasındadır. Kayacın içeriği mafik mineraller opaklaşmış ve tamamen kristal iç görüntülerini kaybetmişlerdir. Bu mineraller dikkatle incelendiğinde amfibol oldukları anlaşılmıştır. Mafik minerallerin içinde ve bunların matrikse degen kesimlerinde kalsit oluşumu gözlenmektedir. Ayrıca kayaç içerisinde azda olsa, tek tük, küçük boyutlu kuvarslar da gözlenmektedir. Kayacın matriks yapısı ise; eş boyutlu, yönelimli mikrolitlerden ve az oranda camsı malzemeden yapılmıştır. Matriks içinde karbonat oluşumu başlamış olup,

matrikste herhangi bir başka ayrışma gözlenmemektedir. Hipokristalin porfiritik doku gözlenen kayaçta, fenokristalleri oluşturan mineraller, düzgün ve ayrılmamış plajiolaslar ve tamamen opaklaşmış mafik minerallerdir. Mafik minerallerin dış kenarları gözlemlenecek olursa, bunların çoğunun hornblend olduğu anlaşıılır.



Şekil 4. Gölbaşı Pembe andezitin polarizan mikroskopta, çift (a) ve tek (b) nikoldeki görüntüsü. Plj : Plajiolas , Hbd:Hornblend
M:Matriks

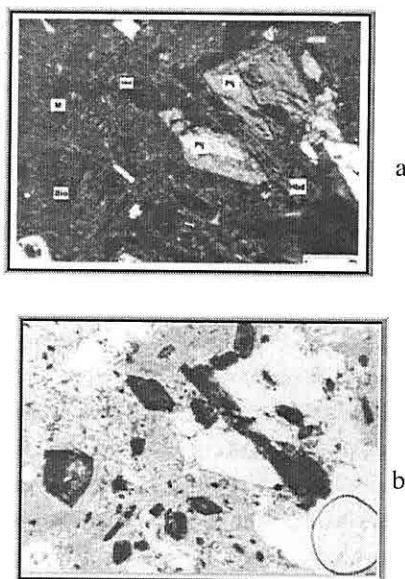
Bünyedeki plajiolaslar düzgün kristal kenarlı, ayrılmamış, albit ikizlenmeli ve zonal yapıda olup anortit içerikleri %30-40 arasındadır. Mafik mineraller opaklaşmış ve tamamen kristal iç görüntüsünü kaybetmiştir. Bunların baklava şekilli altigen dış kenar görüntülerine bakılacak olursa, çoğunun amfibol olduğu anlaşıılır. Kayaç içinde ender de olsa küçük boyutlu kuvarslar da

görülmektedir. Kayacın matriks yapısı, eş boyutlu, yönelimli mikrolitlerden ve az oranda camsı malzemeden yapılıdır. Matrikste herhangi bir ayrışma gözlenmemektedir.

3.3.Korgun Pembe Andezit (KP)

Hipokristalin porfiritik dokuda gözlenen kayaç, fenokristaller ve matriks olmak üzere iki farklı kısımda gözlenmektedir. Fenokristaller nispeten küçük boyutludur. Fenokristalleri oluşturan mineraller plajiolaslar, biotit, ayrılmış hornblend ve ortaklaslardır.

Plajiolaslar, polisentetik albit ikizlenmeli, ve zonal sönümlüdürler. Anortit miktarı 30 – 40 arasındadır. Yapıda ortoklas, tek tük gözlenen mineral konumundadır.



Şekil 5. Gölbaşı Pembe andezitin polarizan mikroskopta, çift (a) ve tek (b) nikoldeki görüntüsü. Plj : Plajiolas , Hbd:Hornblend ,Bio:Biotit,
M:Matriks

YAPI VE KAPLAMA TAŞI OLARAK KULLANILAN BATI ANADOLU ANDEZİTLERİNİN MÜHENDİSLİK ÖZELLİKLERİİNİN ARAŞTIRILMASI

Kayaçta mafik fenokristaller (biotit ve amfibol) aşırı derecede ayrılmış ve kısmen opak yapıya dönüşmüşlerdir. Minerallerin dış şekilleri ve ayırmayan içteki parçaların gözlenmesi ile, mineral türü ayırt edilebilmektedir. Bu tanımlamalara göre kayaçta, amfibol oranı, biotit oranından fazladır. Ayrıca kayaç içerisinde piroksen gözlenemediğinden, kayaç andezit olarak tanımlanmaktadır.

Kayaçta gözlenen matriks yapısı ise, ince taneli, çoğu kez camsı, yer yer fenokristallerin mikrolitlerinden yapıldır. Matriksteki minerallerde herhangi bir yönlenme gözlenmemiştir. Buna ilaveten matrikste herhangi bir ayırmada gözlenmemiştir.

3.4. Menemen Andezit (MN)

Hipokristalin porfiritik dokuda gözlenen kayaç, fenokristaller ve matriks olmak üzere iki farklı kısımda gözlenmektedir. Fenokristalleri oluşturan mineraller, plajiolas, biotit, bazik hornblend ve piroksendir. Plajiolaslar, polisentetik albit ikizlenmeli ve zonal sönümlüdürler. Anortit miktarları %30–40 arasında değişmektedir. Biotitler koyu kırmızı-kahverengi pleokroizmaları ve tek yönlü dilinimleri ile karakteristikler.

Bazik amfiboller (lamprobolit) koyu kırmızı-kahverengi pleokroizmaları ve kenarlarındaki demir oksit çerçeveleri ile kolayca tanınırlar. Yapıda piroksen az oranda olup yüksek rölyefleri ve yüksek girişim renkleri ile belirlenmektedir. Kayaçta biotit ve amfibol oranı toplamı, piroksen oranından çok fazla olduğundan

kayaç andezit karekterlidir denilebilir. Kayaç matriksi, büyük oranda camsı yapıda olup, diğer minerallerin mikrolitlerini içerir. Mikrolit oranı oldukça fazladır. Matrikste ve fenokristallerde herhangi bir ayırmaya gözlenmemektedir.



a



b

Şekil 6. Menemen Andeziti'ni polarizan mikroskopta, çift (a) ve tek (b) nikoldeki görüntüsü. Plj: Plajiolas Hbd:Hornblend, Bio:Biotit, M:Matriks

4. İNCELENEN ANDEZİT

ÖRNEKLERİNİN MÜHENDİSLİK ÖZELLİKLERİ

Mühendislikte büyük ve riskli yapıların, küçük ölçekli modelleri üzerinde incelemelerin yapılması güvenilir ve uygun çözümlerin bulunmasında en etkili yollardan biridir.

Bu yolla sistemin dizaynını yönlendiren, kurulumunu etkileyen daha güvenilir bilgiler elde edilebilmektedir. Kayaçlar sınıflandırılırken veya çeşitli mühendislik işlemlerinde kullanılırken fiziksel, kimyasal ve mekanik özelliklerinin bilinmesi gerekmektedir (Onargan, Köse, 1997). Bu amaçla kayaçlar üzerinde laboratuvar ortamında ve arazide çeşitli test ve analizler yapılmaktadır. Araştırma kapsamında yapılan tüm testler TSE standartları baz alınarak gerçekleştirilmiş ve elde edilen sonuçlar tablolar halinde sunulmuştur.

Örneklerin yük altındaki deformasyon özelliklerinin belirlenmesi amacı ile andezit örneklerine dijital pres yardımı ile saniyede 200 kgf yük verilmiş ve üzerlerine sabitlenen gerilime bağlı deformasyon ölçerler (strain gaugeler) yardımı ile örneklerin yatay ve düşey boy değişimleri saptanmıştır. Ölçülen yüklerdeki basınç gerilmeleri ile bunlara karşılık gelen boy değişim oranları $\sigma = P/A$ ve $\epsilon = \Delta L/L$ formülleri yardımı ile hesaplanmış, bulunan ϵ değerleri apsiste, σ değerleri ise ordinatta gösterilerek gerilme-boy değişim grafikleri çizilmiştir. Aşağıda, şekil 7' de elde edilen grafikler ile örneklerin elastisite modülleri ve poisson oranları verilmektedir.

Uygulanan deformasyon testi sonrasında kırılmış örnekler üzerinde yapılan incelemede, örneklerin iki farklı tipte kırılma şekli gösterdikleri olgusu ile karşılaşılmıştır. Gölbaşı Pembe, Gölbaşı Siyah ve Menemen Andezit örneklerinde gözlenen kırılma şekilleri birbirlerine benzerlik göstermekle birlikte Menemen

andezitörneğinde diğer ikisinden farklı olarak "parçalanma ve dağılma" şeklinde kırılma gözlenmiştir.

Bu kırılma şekli, kayacın porozitesinin yüksek, birim hacim ağırlığının düşük olmasından kaynaklanmaktadır. Bu örneklerde kırılma genellikle köşelerde ve yük ekseni düzlemsel kırılma şekli "paralel yapılar halinde düzlemsel kırılma" olarak tanımlanabilir. Bu tür kırılma, kayacın aşırı derecede ayırmasından kaynaklanmaktadır. Tablo 5'de örneklerden tipik ikisinin deformasyon testi öncesi ve sonrası durumları ile kırılma şekilleri verilmektedir.

5. DENEY SONUÇLARININ DEĞERLENDİRİLMESİ

Laboratuar çalışması sonucu elde edilen deney sonuçları basit istatistiksel yöntemlerle değerlendirilmeye tabi tutulmuştur. Yapılan bu çalışma sonucunda elde edilen bulgular aşağıda verilmiştir.

5.1. Kimyasal ve Petrografik Analiz Sonuçları

Yapılan petrografik çalışmalarında tüm andezitlerin hipokristalen porfiritik dokuda oldukları, mineral bileşimlerinin plajiklas, biotit ve hornblendinden olduğu, matriksinde çoğu kez mikrolitlerden ve camdan olduğu

*YAPI VE KAPLAMA TAŞI OLARAK KULLANILAN BATI ANADOLU ANDEZİTLERİNİN
MÜHENDİSLİK ÖZELLİKLERİİNİN ARAŞTIRILMASI*

Tablo 2. Andezit örneklerinin kimyasal analiz sonuçları.

Andezit Örnek.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Σ Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	MnO	Kızd. Kaybı	Toplam
Ortalama Değerler											
GS	62,31	16,89	4,66	0,577	4,66	4,79	2,37	0,465	0,053	2,37	99,13
GP	64,62	17,95	4,69	0,250	3,32	5,08	2,33	0,528	0,030	0,68	99,47
KP	66,26	16,90	3,22	1,458	3,0	4,34	2,58	0,44	0,066	0,47	98,77
MN	61,66	15,19	5,89	0,748	5,28	3,13	3,9	1,038	0,096	2,24	99,17

Tablo 3. Örneklerin fiziksel test sonuçları ve ilgili TS standartı.

Örnek Adı	Özgül Kütle	B.Hacim Ağırlığı (gr/cm ³)	Porozite (%)	Doluluk Oranı (%)	Su Em. Kütlece (%)	Andezit Yapı ve Kaplamaları İçin (TS 11553'e göre)			
						Döşeme ve Zemin Kap. İçin	Dekorasyon, Süs ve Duvar Kap. İçin		
GS	2,517± 0,0009	2,415± 0,00045	4,07± 0,06	95,95± 0,05	4,58± 0,52				
GP	2,504± 0,0005	2,401± 0,00045	4,11± 0,029	95,89± 0,03	4,57± 0,54	Birim Hac. Kütlesi	≥ 2.55 gr/cm ³	≥ 2.55 gr/cm ³	
KP	2,510± 0,00055	2,42 0,0084	3,41± 0,31	96,68± 0,35	4,78± 0,49	Porozite	Deney yapılan referans num. uygun olmalı	Deney yapılan referans num. uygun olmalı	
MN	2,500± 0,0018	2,37± 0,00058	5,14 $\pm 0,023$	94,86± 0,022	5,13± 0,13	Küt. Su Emme Or.	%0.7 den fazla olmamalı	%0.7 den fazla olmamalı	
GS : Gölbaşı Siyah GP : Gölbaşı Pembe				KP : Korgun Pembe MN: Menemen Andezit		Basınca Karşı Muk.	En az ≥ 100 N/mm ² olmalı ≥ 1020 kg/cm ²	En az ≥ 60 N/mm ² olmalı ≥ 612 kg/cm ²	

Tablo 4. Örneklerin fiziko-mekanik test sonuçları ve ilgili TS standardı.

Örnek Adı	Shore Sert.	Böhme Yüz. Aşı. (cm ³ /50 cm ²)	Darbe Day. (kgf-cm/ cm ³)	Eğilme Day. (Mpa)	T.E.B Dayanım (Mpa)	Andezit Yapı ve Kaplamaları İçin (TS 115553'e göre)	
GS	70,08± 2,77	21,72± 0,55	3	13,28± 0,3	56,56± 3,70	Döşeme ve Zemin Kap. İçin	Dekorasyon Süs ve Duvar Kap. İçin
GP	71,4± 2,30	19,74± 0,092	10,8±2,68	10,16± 0,9	56,43± 4,23	Aşın. Karşı Muk.	En fazla ≤17 cm ³ /50cm ² olmalı
KP	75± 2,0	9,06± 0,21	6	8,17± 0,66	62,46± 5,85	Darbeye Karşı Muk.	En az ≥1N.mm /mm ³ olmalı (≥10,2kgfcm /cm ³)
MN	59,6± 2,30	15,92± 0,15	6	5,91± 0,63	38,19± 3,42	Eğilm. Karşı Muk.	En az ≥8 N.mm/ mm ³ olmalı ≥ 81,6 kg/cm ²
GS : Gölbaşı Siyah GP : Gölbaşı Pembe		KP : Korgun Pembe MN: Menemen Andezit				Basıncı Karşı Muk.	En az ≥100N /mm ² olmalı ≥ 1020kg/cm ²
							En az ≥60N /mm ² olmalı ≥ 612 kg/cm ²

gözlenmiştir. Bazı andezitlerde (Korgun Pembe) fenokristallerinde aşırı derecede ayrışlığı gözlenmiş ve bu ayrışmanın mekanik testlere negatif yönde etki ettiği görülmüştür. Şekil 8 ve 9' da kimyasal analiz sonuçlarının dayanıma olan etkisi ile ilgili elde edilen regresyonel ifade ve grafikler verilmiştir.

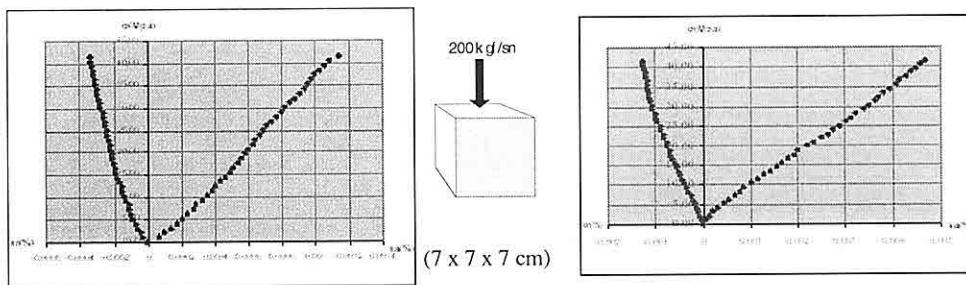
5.2. Fiziko-Mekanik Test Sonuçları

Örneklerde uygulanan fiziko-mekanik test sonuçları ile fiziksel test sonuçları arasında yapılan istatistik değerlendirme edilmesi elde edilen sonuçların grafiksel olarak ifadesi ve bağıntılar Şekil 10 (a-b-c-d-e)'da toplu olarak verilmiştir.

**YAPI VE KAPLAMA TAŞI OLARAK KULLANILAN BATI ANADOLU ANDEZİTLERİNİN
MÜHENDİSLİK ÖZELLİKLERİİNİN ARAŞTIRILMASI**

Gölbaşı Siyah Andezit (GS)

Gölbaşı Pembe Andezit (GP)

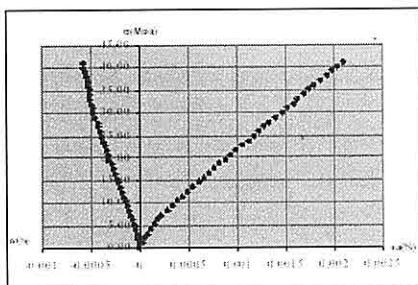


Elastisite Modülü (Mpa) : 40043,10
Poisson Oranı : 0,34

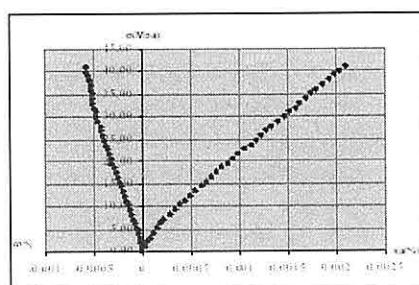
Elastisite Modülü (Mpa) : 44081,16
Poisson Oranı : 0,32

Korgun Pembe Andezit (KP)

Menemen Andezit (MN)



Elastisite Modülü (Mpa): 18754,58
Poisson Oranı : 0,34

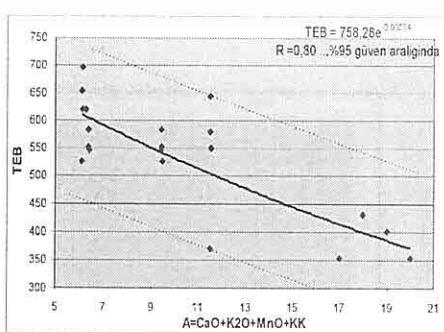


Elastisite Modülü (Mpa): 17331,84
Poisson Oranı : 0,33

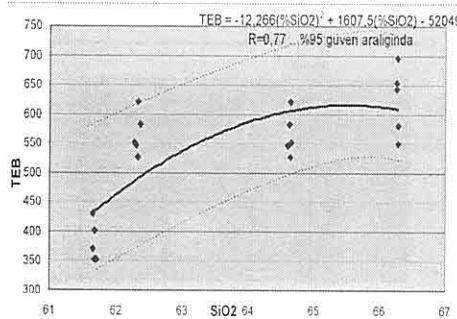
Şekil 7. Örneklerde deformasyon eğrileri ile elastisite modülü ve poisson oranı değerleri.

Tablo 5. Örneklerin deformasyon testi öncesi ve sonrası görünümleri.

Örnek Adı	Deney Öncesi	Deney Sonrası
Korgun Pembe Andeziti (KP)		
Menemen Andeziti (MN)		



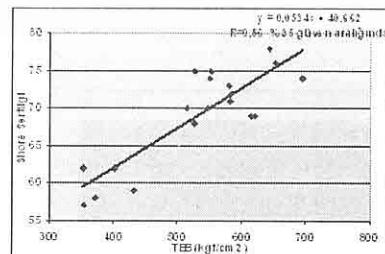
Şekil 8. Kimyasal analiz sonucu elde edilen oksit miktarları toplamının tek eksenli basınç dayanımına etkisi (R =Regresyon katsayısı)



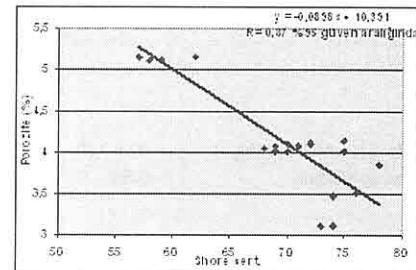
Şekil 9. Kimyasal analiz sonucu örneklerde ait SiO₂ ile tek eksenli basınç dayanımı ilişkisi

6. SONUÇLAR

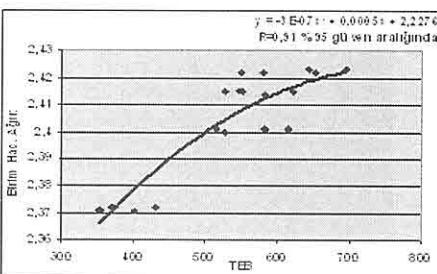
Çalışmada ağırlıklı olarak kayaçların, kaya mekaniksel parametreleri, petrografik analizleri ve kimyasal test sonuçları incelenerek, uygulanan testlerin sonuçları petrografik yapı ve kimyasal bileşim göz



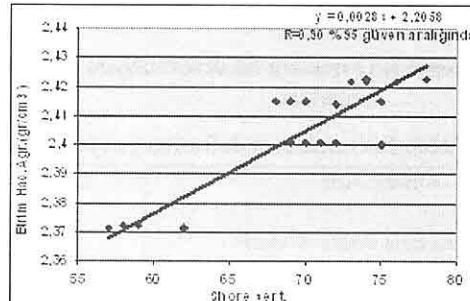
a - (n = 20)



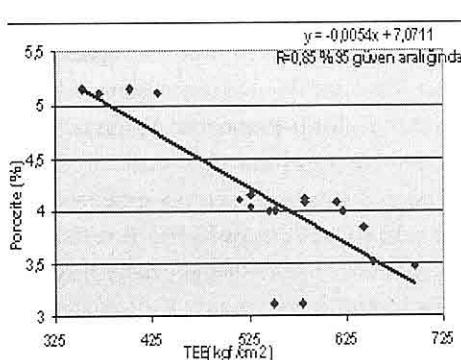
b - (n = 20)



c - (n = 20)



d - (n = 20)



e - (n = 20)

Şekil 10. Kayaçların Tekno-Mekanik Test İlişkileri.(n = Grafik için kullanılan veri sayısı. R=Regresyon katsayısi

önünde bulundurularak irdelenmeye çalışılmıştır. Buna göre :

* Yapılan petrografik çalışmalarında tüm andezitlerin hipokristalen porfiritik dokuda oldukları, mineral bileşimlerinin plajoiklas, biotit ve hornblendinden olduğu, matriksinde çoğu kez mikrolitlerden ve camdan olduğu gözlenmiştir. Bazı andezitlerde (Korgun Pembe) fenokristallerinde aşırı derecede ayrışlığı gözlenmiş ve bu ayrışmanın fizikomekanik testlere negatif yönde etki ettiği görülmüştür.

* Kimyasal analiz sonuçları ile teknomekanik test sonuçları arasında yapılan ilişki değerlendirmesinde ayrışmaya bağlı olarak kayaç içerisindeki oksit miktarı arttıkça dayanımının azaldığı belirlenmiştir (Şekil 8). Ayrıca elde edilen ikinci önemli sonuç ise SiO_2 miktarının artması ile kayacın dayanımı arasında ikinci dereceden üstel bir ilişki belirlenmiştir.

* Örneklerde tek eksenli basınç

dayanımı ile birim hacim ağırlığı arasında ilişki saptanmıştır. Kayaçların birim hacim ağırlığı arttıkça, tek eksenli basınç dayanımı da artmaktadır. Özellikle, birim hacim ağırlığı $2,4 \text{ gr/cm}^3$ ve üzeri değer aldığında, normal petrografik yapı gösteren kayaçta tek eksenli basınç dayanımının hızla arttığı gözlenmiştir (Şekil 10c).

* Örneklerinde shore sertlik indeksi ile porozite değeri arasında ilişki saptanmıştır. Örneklerin porozite değerlerinin % 3-4 seviyelerinden % 5 ve üzerine çıkması ile shore sertlik indeksi değerinde hızlı bir düşüş olduğu görülmektedir (Şekil 10b).

* Örneklerinde porozite değeri ile tek eksenli basınç dayanımları arasında bir ilişki saptanmıştır (Şekil 10e.). Porozite azaldıkça (doluluk oranı arttıkça) kayaçların basınç dayanımlarının arttığı görülmüştür. Ayrıca örneklerde shore sertliği – tek eksenli basınç dayanımı arasında belirgin bir ilişki saptanmıştır. Andezitlerde shore sertliği arttıkça, kayacın tek eksenli basınç dayanımı da doğrusal olarak artmaktadır (Şekil 10a).

* Andezitlerde birim hacim ağırlığı arttıkça, shore sertlik değeri artmaktadır. Çalışılan andezit örneklerinde, birim hacim ağırlığı değeri $2,37 \text{ gr/cm}^3$ ile $2,43 \text{ gr/cm}^3$ değerleri arasında olduğu saptanmış ve birim hacim ağırlığı değeri $2,37 \text{ gr/cm}^3$ ten $2,42 \text{ gr/cm}^3$ değerine yükselmesi ile shore sertlik indeks değerinin hızla arttığı, birim hacim ağırlığı değerinin $2,41 \text{ gr/cm}^3$ ile $2,43 \text{ gr/cm}^3$ değerlerine arasındaki artışın shore sertliğine yansımadığı saptanmıştır (Şekil 10d).

*Diğer grup doğal taşlarda (mermerler, granitler, serpantinit vb.) tek eksenli basınç day., eğilme day., su emme oranı arasında gözlenen ve andezit örneklerinde de gözlenmesi beklenen ilişki veya bağıntıların bu kayaçlarda gözlenmemesi nedenleri irdelendiğinde, bunun andezitik kayaçlardaki porfiritik dokudan kaynaklandığı anlaşılmıştır. Porfiritik dokuda, fenokristaller ve matriks olamak üzere iki bileşen vardır ve bunlar birbirinden ayrı hareket ederler. Matriks (hamur) ince taneli, ayırmış, killeşmiş olabilir ve bu mühendislik testlerine direkt etki eden unsurların başında olduğu düşünülmektedir.

*Çalışmada ele alınan andezit örmekleri ile andezit yapı ve kaplamaları için verilen T.S standardı karşılaştırıldığında; Korgun Pembe ve Menemen andezitin aşınmaya karşı dirençlerinin döşeme ve zemin kaplamaları için ideal olduğu, diğer Gölbaşı yöresi andezitlerinin ise aşınma konusunda sadece dekorasyon, süs ve duvar kaplama amaçlı kullanabilirliği saptanmıştır. Ayrıca yine Korgun Pembe ve Menemen andezitin darbe dayanımı kriterlerine göre dekorasyon, süs ve duvar kaplama amaçlı kullanabilirliği ve sadece Gölbaşı Pembe'nin zemin döşemeye uygun olduğu görülmüştür. Örneklerin tek eksenli basınç dayanımları incelendiğinde ise Korgun Pembe andezitin dekorasyon, süs ve duvar kaplama amaçlı

kullanabilirliği, diğer örneklerin ise tek eksenli basınç dayanımlarının standartların altında kaldığı gözlenmiştir. Gölbaşı Siyah, Gölbaşı Pembe ve Korgun Pembe andezitleri eğilme dayanımı açısından incelendiğinde zemin döşemeye uygun oldukları görülmekle birlikte, sadece Menemen andezitin dekorasyon, süs ve duvar kaplama amaçlı kullanabilirliği belirlenmiştir.

6. KAYNAKLAR

Bingöl, E., Delaloye, M., Ataman G., 1982, Granitic Intrusions in Western Anatolis a Contribution To The Geodynamic Study Of This Area, Eclogae Geol.Helv.75/2, 437-446.

Borsi, S., Ferrara, C., Innocenti, F., Mazzuoli, R., 1972, Geohronology And Petrology of Recent Volcanics of Eastern Aegean Sea, Bull.36/2,473-496.

Karpuz, C., Paşamehmetoğlu, A.G., 1997, Field Characterisation of Weathered Ankara Andesites, Engineering Geology, 46, 1-17

Kun, N., 1994, Petrografi Ders Notları. (Yayınlanmamış)

Onargan, T., Köse, H., 1997, Mermer, Dokuz Eylül Üniversitesi Müh. Fak. Basım. Ünitesi, ISBN 975 441 095 X

Özgenç, İ., 1975, İzmir-Cumaovası Bölgesi Perlit Oluşumlarının Jeolojisi, Tubitak V. bilim kongresi tebliğler kitabı, Ankara, 261-272.

**MİDILLİ ADASI (YUNANİSTAN-KUZEYDOĞU EGE DENİZİ) BENTİK
FORAMİNİFER FAUNASI VE BU TOPLULUKTA GÖZLENEN YEREL
DEĞİŞİMLER**

Engin MERİÇ

İ.Ü., Jeoloji Mühendisliği Bölümü, İstanbul/Türkiye

Niyazi AVŞAR

Ç. Ü., Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Adana/Türkiye

Fulya BERGİN

Boğaziçi Üniversitesi, Kültür Mirası Müzesi, İstanbul/Türkiye

ÖZET: Araştırma, Midilli Adası (Yunanistan) çevresinde 5 farklı noktadan derlenen sediman örneği ve bunların içermiş olduğu güncel foraminifer faunası üzerinde yürütülmüştür. Kuzey ve Orta Ege Denizi'nde Gökçeada doğu ve güneydoğusu, Bozcaada doğu ve güneyi ile Çeşme İlîca Körfezi'nde olduğu gibi bu alanda da güncel faylara bağlı olarak deniz içindeki sıcaksu kaynakları çevresindeki foraminifer topluluğundaki farklılıklar araştırılmıştır.

**BENTHIC FORAMINIFERAL FAUNA OF THE LESBOS (MIDILLI)
ISLAND (GREECE-NORTHEASTERN AEGEAN SEA) AND THEIR LOCAL
VARIATIONS**

ABSTRACT: Recent benthic foraminiferal content of 5 sediments samples, collected from various stations locating along the coastline of Lesbos (Midilli) Island (Greece), has been investigated in this study. The purpose is mainly to recognize the presence of the diversities in the foraminiferal assemblage around the thermal springs on the sea-bottom by depending on active fault system at this region as being previously at the Gulf of İlîca (Çeşme), Gökçeada, Bozcaada in the North and Middle Aegean Sea.

1. GİRİŞ

Kuzeydoğu Akdeniz ve Ege Denizi'nde Yunanistan'a ait adalar arasında büyülüğüne göre üçüncü büyük ada olan Midilli Adası, Ege Denizi'nin kuzeydoğu'sunda bulunur ve 1630 km^2 lik bir alan kaplar (Birincisi Girit Adası ve ikincisi ise Eğriboz Adası'dır) (Şekil 1). Midilli Adası jeolojik özellikleri açısından 4 ana bölgeye ayrılır. Adanın güneydoğusu'nda yeralan Olimpos Dağı'nın en yüksek noktası 967.00 m dir. Buna karşın güneydoğuda Kalloni Körfezi Grabeni bulunur. Orta kesimdeki dağlık bölgede yeralan volkanik dağlar Kalloni Körfezi batısından başlar ve kuzeydoğuya doğru uzanır. Adadaki en yüksek tepe, yine bu sıradaglarda bulunur (Lepetymnos, 968.00 m). Batı bölgesi ise piroklastik kayaçlardan oluşmuş olup, bölge için karakteristik olan fosil orman bu alandardır. Geç Oligosen ve Orta Miyosen'deki volkanik aktivite sonucu oluşmuştur. Adadaki Neojen yaşlı andezitlerin yaşı 18 milyon yıl olarak saptanmıştır (Borsi vd., 1972; Katsikatos vd., 1982 ve 1986; Fliche, 1898; Velitzelos ve Gregor, 1990). Bunun dışında, adanın çeşitli yörelerinde sicasu kaynakları bulunmaktadır. Vatera'dan 9 km içerisinde bulunan Polychnitos kaplıcası, deniz düzeyinden 60.00 m yüksekte olup, Avrupa'nın en sıcak kaplıcalarından biridir. Adanın kuzeyindeki Molivos doğusundaki Eftalou-Molyvos, Midilli'den 11 km uzaktaki Skala-Termi, Midilli yerleşim alanından 8 km uzaktaki Cera Körfezi'ndeki Termi kaplıcası ve Lisvori'nin 3 km çevresindeki Lisvori

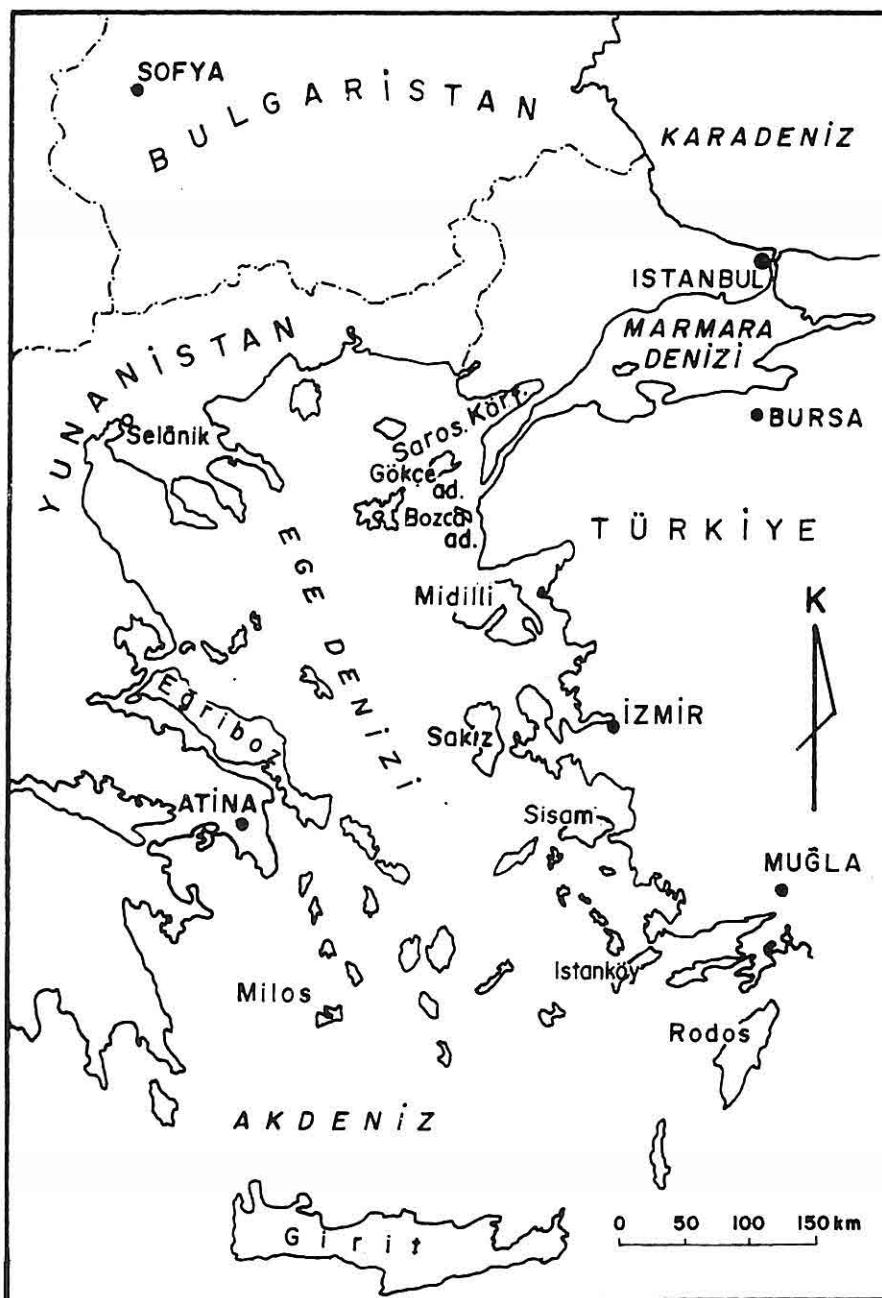
Kaplıcası, adadaki başlıca termal kaynaklara örnek olarak gösterilebilir (Dotsika vd., 1995).

Amaç; bu bölgede de Milos Adası'nın güneyi, Gökçeada'nın doğu ve güneydoğusu, Bozcaada'nın doğu ve güneyi ile İlica Körfezi'nde (Çeşme-İzmir) gözleendiği gibi (Şekil 1), Midilli Adası dolayında deniz diplerindeki güncel faylara bağlı sicasu kaynakları çevresinde gelişen farklı bentik foraminifer topluluğunun varolup olmadığını araştırmaktır.

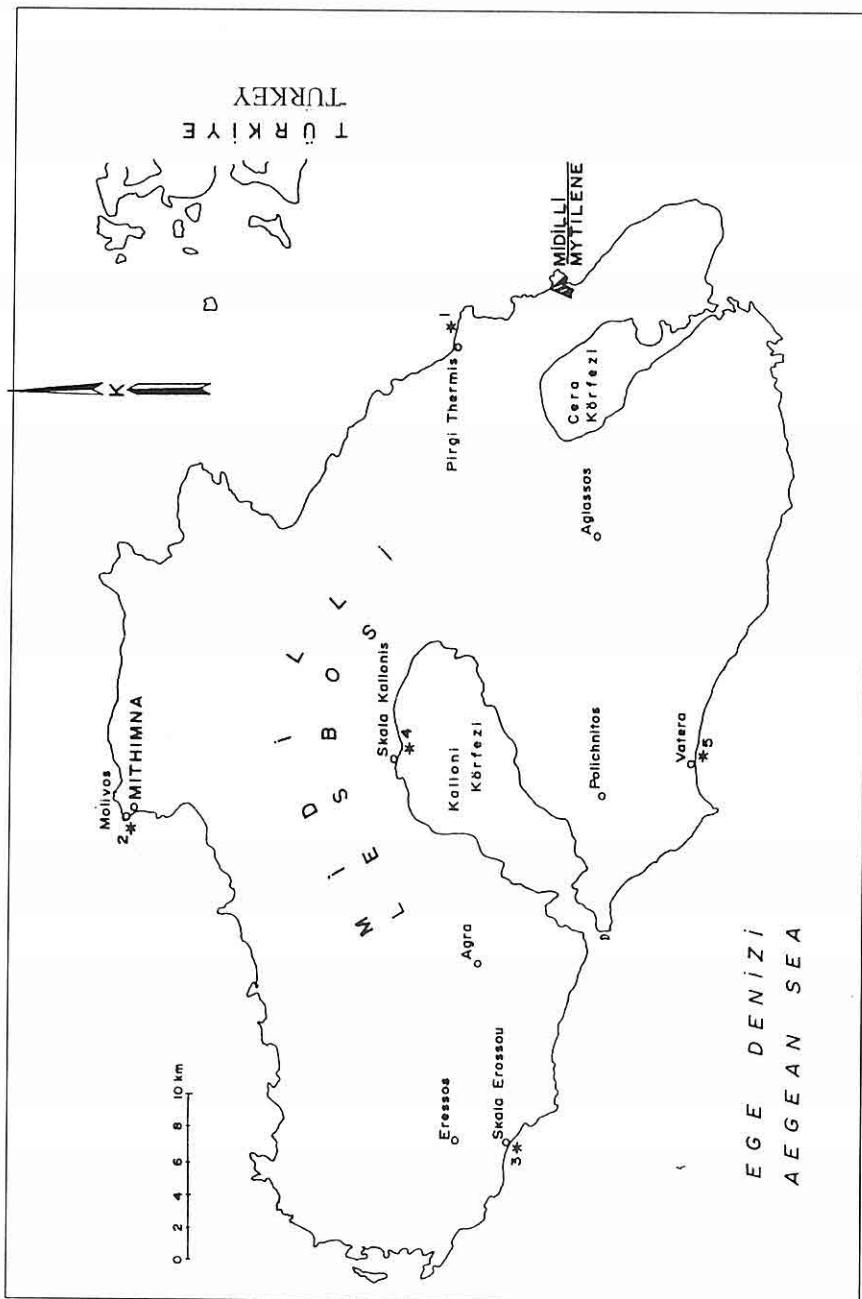
2. MALZEME VE YÖNTEM

Araştırma; 2001 yılı yaz aylarında, Midilli Adası (Yunanistan) çevresindeki 5 noktadan derlenen ve her noktadan 3 adet olmak üzere toplam 15 örnek üzerinde yürütülmüştür. Örnekler, adanın doğusunda Midilli (Mytilene) kuzeyindeki Pirgi Thermis (1), kuzeybatıda Mithimna (2), güneybatıda Skala Erossou (3), Kalloni Körfezi kuzeyinde Skala Kallonis (4) ve güneyde Vatera (5) bölgelerinden alınmıştır (Şekil 2). Örneklemede su derinliği olarak 0.50, 1.50 ve 2.00 m gibi sayısal değerler kullanılmış olup, elde edilen veriler ise bu üç nokta sonuçları birleştirilerek değerlendirilmiştir (Çizelge 1). Deniz Kuvvetleri Komutanlığı Seyir, Hidrografi ve Oşinografi Dairesi Başkanlığı'ndan elde edilen verilere göre, sıcaklık değerleri Midilli Adası çevresinde yüzey suyu olarak yaz aylarında 22.53°C ve kış aylarında 13.40°C olarak belirlenmiştir. Yaz aylarında 1.00 m derinlikte 22.02°C , 2.00 m derinlikte 21.82°C ve kış aylarında ise 1.00 m de

MİDİLLİ ADASI BENTİK FORAMİNİFER FAUNASI VE BU TOPLULUKTA GÖZLENEN
YEREL DEĞİŞİMLER



Şekil 1. Ege Denizi'ndeki başlıca adalar.

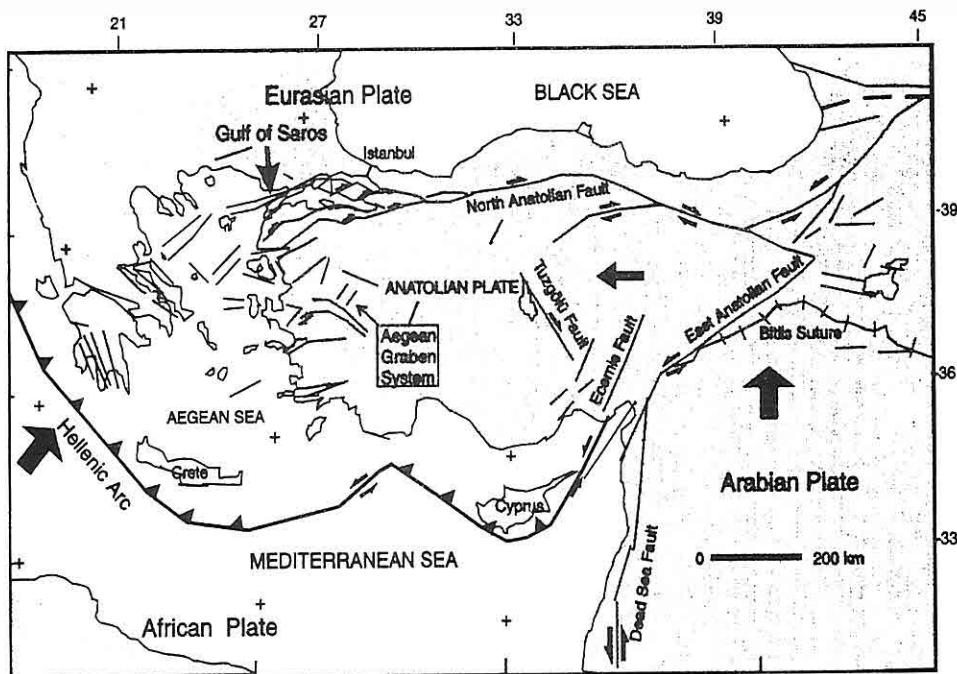


Şekil 2. Midilli Adası çevresi örneklenme bölgeleri.

MİDILLİ ADASI BENTİK FORAMİNİFER FAUNASI VE BU TOPLULUKTA GÖZLENEN YEREL DEĞİŞİMLER

Çizelge 1. Midilli Adası çevresinde gözlenen güncel bentik foraminifer cins ve türlerinin örneklemeye yerlerine göre dağılımı.

FORAMİNİFERA	İSTASYONLAR				
	1	2	3	4	5
<i>Spirillina vivipara</i>	★				
<i>Vertebralina striata</i>	★				
<i>Adelosina clairensis</i>	★				
<i>Spiroloculina excavata</i>	★				
<i>Spiroloculina ornata</i>	★				
<i>Siphonaperta aspera</i>	★	★	★	★	★
<i>Cycloforina contorta</i>	★				
<i>Cycloforina villafranca</i>	★				
<i>Massiliina gualtieriana</i>	★	★			
<i>Quinqueloculina berthelotiana</i>	★				
<i>Quinqueloculina jugosa</i>	★				
<i>Quinqueloculina lamarckiana</i>	★	★	★		★
<i>Quinqueloculina seminula</i>	★			★	★
<i>Miliolinella subrotunda</i>	★	★			
<i>Miliolinella webbiana</i>	★				
<i>Triloculina bermudezi</i>	★				
<i>Triloculina marioni</i>	★				
<i>Sigmoilinita costata</i>	★				
<i>Sigmoilinita edwardsi</i>	★				
<i>Laevipeneroplis karreri</i>	★				
<i>Peneroplis pertusus</i>	★	★			★
<i>Peneroplis planulatus</i>	★				
<i>Sorites orbiculus</i>	★				
<i>Neoeponides bradyi</i>	★	★			
<i>Gavelinopsis praegeri</i>	★				
<i>Neoconorbina terquemi</i>	★				
<i>Rosalina bradyi</i>	★	★			★
<i>Pararosalina dimorphiformis</i>	★				
<i>Conorbella imperatoria</i>	★				
<i>Cibicides advenum</i>	★	★			
<i>Lobatula lobatula</i>	★	★			
<i>Planorbolina mediterranensis</i>	★				
<i>Asterigerinata mammilla</i>	★				
<i>Nonion depressulum</i>	★			★	
<i>Astrononion stelligerum</i>	★				
<i>Ammonia parkinsoniana</i>	★	★			
<i>Ammonia tepida</i>	★				
<i>Challengerella bradyi</i>					★
<i>Criboelpidium poeyanum</i>	★	★			
<i>Elphidium aculeatum</i>	★				★
<i>Elphidium advenum</i>		★			
<i>Elphidium complanatum</i>	★			★	
<i>Elphidium crispum</i>	★	★	★		★
<i>Elphidium depressulum</i>	★				



Şekil 3. Ege Denizi'nin tektonik durumu (Şengör vd., 1985 ve Çağatay vd., 1998).

13.47° C, 2.00 m de 13.48° C gibi sıcaklık değerleri elde edilmiştir. Tuzluluk yaz aylarında, yüzey suyunda % 37.72, 1.00 m de % 36.78, 2.00 m de ise % 36.77 dir. Bu değerler kış aylarında % 39.15, % 39.24 ve % 39.25 olarak değişim göstermektedir. Oksijen miktarı ise aynı derinliklere göre, yaz aylarında 5.13, 5.18, 5.22 mg/l ve kış aylarında 5.45, 5.66, 5.20 mg/l gibi değişimler sunmaktadır.

Midilli Adası çevresi kıyı alanlarından basit yöntemle elde edilen 15 çökel örneği 10'ar gr tartılarak % 17'lik H₂O₂ (Perhidrol) içinde 24 saat bekletilerek 0.063 mm'lik elektre yılanmış, kurutulduktan sonra belirli boyuttaki eleklerde elenip binoküler mikroskopta

incelemiştir. Bölge için tipik olan cins ve türler elektron mikroskopu kullanılarak fotoğraflandırılmıştır (Levha 1 - 3).

3. GÜNCEL BENTİK FORAMİNİFER TOPLULUĞU

İncelenen 5 örnekte 15 familya, 11 altfamilya ve 30 cinse ait 44 tür ayırtlanmıştır (Çizelge 1). Foraminifer cins ve tür tanımlarında Loeblich ve Tappan, 1988 ve 1994; Meriç ve Sakınç, 1990; Cimerman ve Langer, 1991; Hatta ve Ujiie, 1992; Hottinger vd., 1993; Sgarella ve Moncharmont-Zei, 1993; Meriç vd., 1995; Avşar ve Meriç, 1996; Meriç ve Avşar, 1997; Avşar, 1997; Meriç vd., 2001 a ve b; Avşar ve Meriç, 2001;

**MİDİLLİ ADASI BENTİK FORAMİNİFER FAUNASI VE BU TOPLULUKTA GÖZLENEN
YEREL DEĞİŞİMLER**

Avşar vd., 2001; Avşar ve Ergin, 2001 gibi kaynaklardan yararlanılmıştır.

Midilli Adası çevresinde *Spirillina vivipara* Ehrenberg, *Vertebralina striata* d'Orbigny, *Adelosina cliarensis* (Heron-Allen ve Earland), *Spiroloculina excavata* d'Orbigny, *S. ornata* d'Orbigny, *Siphonaperta aspera* (d'Orbigny), *Cycloforina contorta* (d'Orbigny), *C. villafranca* (le Calvez J. ve Y.), *Massilina gaultieriana* (d'Orbigny), *Quinqueloculina berthelotiana* d'Orbigny, *Q. jugosa* Cushman, *Q. lamarckiana* d'Orbigny, *Q. seminula* (Linné), *Miliolinella subrotunda* (Montagu), *M. webbiana* (d'Orbigny), *Triloculina bermudezi* Acosta, *T. marioni* Schlumberger, *Sigmoilinita costata* (Schlumberger), *S. edwardsi* (Schlumberger), *Laevipeneroplis karreri* (Wiesner), *Peneroplis pertusus* (Forskal), *P. planatus* (Fichtel ve Moll), *Sorites orbiculus* Ehrenberg, *Neoepionides bradyi* (le Calvez), *Gavelinopsis praegeri* (Heron-Allen ve Earland), *Neoconorbina terquemi* (Rzehak), *Rosalina bradyi* Cushman, *Pararosalina dimorphiformis* McCulloch, *Conorbella imperatoria* (d'Orbigny), *Cibicides advenum* (d'Orbigny), *Lobatula lobatula* (Walker ve Jacob), *Planorbulina mediterranensis* d'Orbigny, *Asterigerinata mamilla* (Williamson), *Nonion depressulum* (Walker ve Jacob), *Astrononion stelligerum* (d'Orbigny), *Ammonia parkinsoniana* (d'Orbigny), *A. tepida* Cushman, *Challengerella bradyi* Billman, Hottinger ve Oesterle, *Criboelphidium*

poeyanum (d'Orbigny) *Elphidium aculeatum* (d'Orbigny), *E. advenum* (Cushman), *E. complanatum* (d'Orbigny), *E. crispum* (Linné) ve *E. depressulum* Cushman gibi cins ve türler bulunmuştur (Çizelge 1) (Levha 1-3).

4. FORAMİNİFERLERİN SİSTEMATİK DİZİNİ

Bu araştırmada Midilli Adası çevresi sığ denizel alanlarında bulunmuş olan bentik foraminiferlerin sistematik dizini Loeblich ve Tappan (1988)'ın sistematığı esas alınarak aşağıdaki düzende belirtilmiştir.

Familya Spirillinidae Reuss ve Fritsch, 1861

Cins *Spirillina* Ehrenberg, 1843

Spirillina vivipara Ehrenberg

Familya Fischerinidae Millet, 1898

Altfamilya Nodobaculariellinae Bogdanovich, 1981

Cins *Vertebralina* d'Orbigny, 1826

Vertebralina striata d'Orbigny

Familya Spiroloculinidae Wiesner, 1920

Cins *Adelosina* d'Orbigny, 1826

Adelosina cliarensis (Heron-Allen ve Earland)

Cins *Spiroloculina* d'Orbigny, 1826

Spiroloculina excavata d'Orbigny

Spiroloculina ornata d'Orbigny

Familya Hauerinidae Schwager, 1876

Altfamilya Siphonapertinae Saidova, 1975

Cins *Siphonaperta* Vella, 1957

Siphonaperta aspera (d'Orbigny)

Altfamilya Hauerininae Schwager, 1876

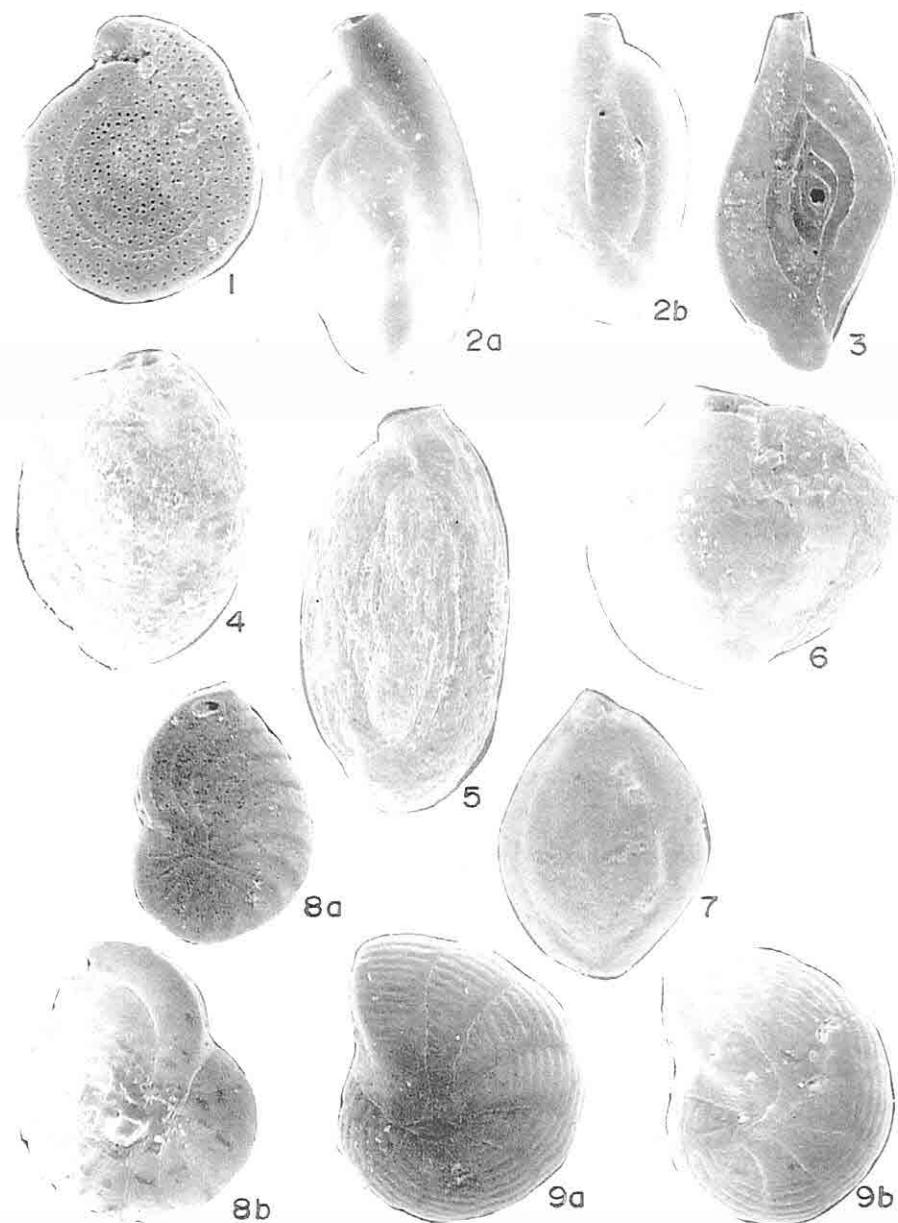
LEVHA 1

Şekiller 1-9, Midilli Adası çevresi, Kuzey Ege Denizi.

1. *Spirillina vivipara* Ehrenberg. Dış görünüm, x 180, İst. 1.
2. *Adelosina cliarensis* (Heron-Allen ve Earland). a ve b, dış görünümler; a, x 150, b, x 80, İst. 1.
3. *Spiroloculina ornata* d'Orbigny. Dış görünüm, x 100, İst. 1.
4. *Siphonaperta aspera* (d'Orbigny). Dış görünüm, x 120, İst. 1.
5. *Cycloforina villafranca* (le Calvez J. ve Y.). Dış görünüm, x 100, İst. 1.
6. *Quinqueloculina lamarckiana* d'Orbigny. Dış görünüm, x 150, İst. 1.
7. *Sigmoilinita edwardsi* (Schlumberger). Dış görünüm, x 100, İst. 1.
8. *Laevipeneroplis karreri* (Wiesner). Dış görünümler; a, x 100; b, x 150, İst. 1.
9. *Peneroplis pertusus* (Forskal). Dış görünümler; a ve b, x 150, İst. 1.

MİDİLLİ ADASI BENTİK FORAMİNİFER FAUNASI VE BU TOPLULUKTA GÖZLENNEN
YEREL DEĞİŞİMLER

LEVHA 1



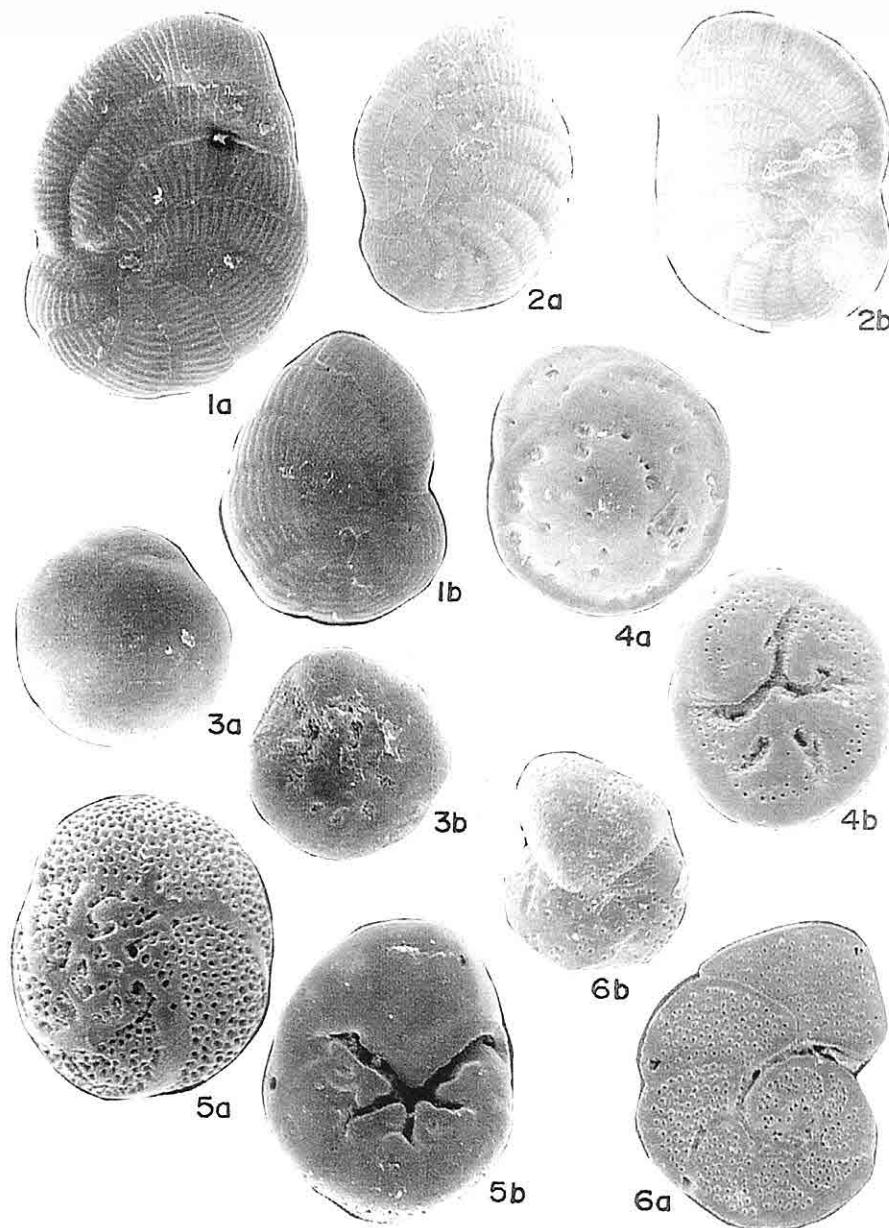
LEVHA 2

Şekiller 1-6, Midilli Adası çevresi, Kuzey Ege Denizi.

1. *Peneroplis pertusus* (Forskal). Dış görünümler, a ve b, x 100, İst. 1.
2. *Peneroplis planatus* (Fichtel ve Moll). Dış görünümler, a ve b, x 70, İst. 1.
3. *Neoeponides bradyi* (le Calvez). Dış görünümler. a, spiral ve b, omblikal taraf, a, x 150; b, x 120, İst. 1.
4. *Gavelinopsis praegeri* Heron-Allen ve Earland. Dış görünümler. a, spiral taraf ve b, omblikal taraf, x 150, İst. 1.
5. *Rosalina bradyi* Cushman. Dış görünümler. a, spiral taraf ve b, omblikal taraf, x 150, İst. 1.
6. *Lobatula lobatula* (Walker ve Jacob). Dış görünümler. a, spiral taraf ve b, omblikal taraf, x 100, İst. 1.

MİDİLLİ ADASI BENTİK FORAMİNİFER FAUNASI VE BU TOPLULUKTA GÖZLENEN
YEREL DEĞİŞİMLER

LEVHA 2



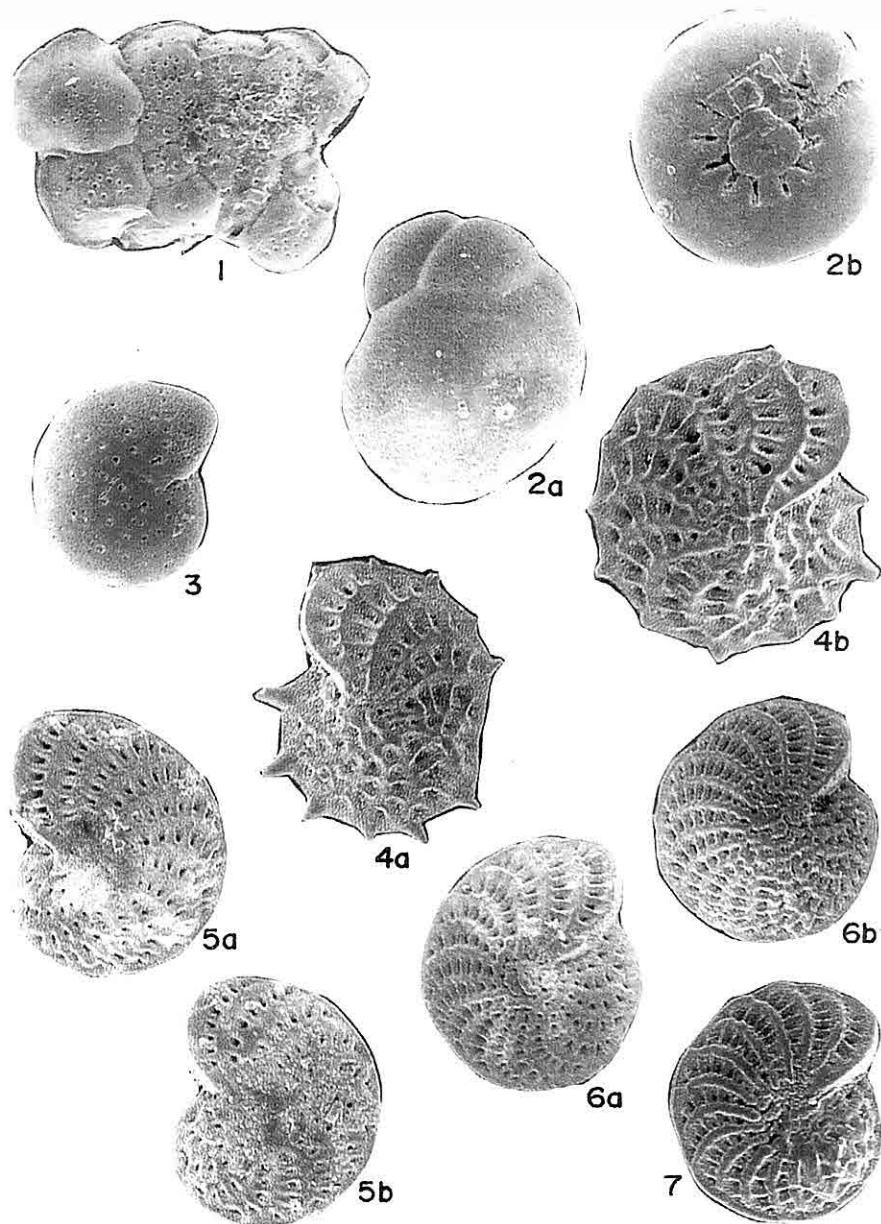
LEVHA 3

Şekiller 1-7, Midilli Adası çevresi, Kuzey Ege Denizi.

1. *Planorbulina mediterranensis* d'Orbigny. Dış görünüm. Serbest yüzey, x 100, İst.1.
2. *Ammonia parkinsoniana* (d'Orbigny). Dış görünümler. a, spiral taraf ve b, ombilikal taraf, x 120, İst. 1.
3. *Cribroelphidium poeyanum* (d'Orbigny). Dış görünüm. x 150, İst. 1.
4. *Elphidium aculeatum* (d'Orbigny). Dış görünümler. a ve b, x 150, İst.1.
5. *Elphidium complanatum* (d'Orbigny). Dış görünümler. a ve b, x 100, İst. 4.
6. *Elphidium crispum* (Linné). Dış görünümler. a, x 80 ve b, x 70, İst.1.
7. *Elphidium depressulum* Cushman. Dış görünümler. a ve b, x 100, İst. 1.

MİDILLİ ADASI BENTİK FORAMİNİFER FAUNASI VE BU TOPLULUKTA GÖZLENEN
YEREL DEĞİŞİMLER

LEVHA 3



- Cins *Cycloforina* Luczkowska, 1972
Cycloforina contorta (d'Orbigny)
Cycloforina villafranca (le Calvez, J. ve Y.)
Cins *Massilina* Schlumberger, 1893
Massilina gaultieriana (d'Orbigny)
Cins *Quinqueloculina* d'Orbigny, 1826
Quinqueloculina berthelotiana d'Orbigny
Quinqueloculina jugosa Cushman
Quinqueloculina lamarckiana d'Orbigny
Quinqueloculina seminula (Linné)
Cins *Miliolinella* Wiesner, 1931
Miliolinella subrotunda (Montagu)
Miliolinella webbiana (d'Orbigny)
Cins *Triloculina* d'Orbigny, 1826
Triloculina bermudezi Acosta
Triloculina marioni Schlumberger
Altfamilya *Sigmoilinitinae* Luczkowska, 1974
Cins *Sigmoilinita* Seiglie, 1965
Sigmoilinita costata (Schlumberger)
Sigmoilinita edwardsi (Schlumberger)
Familya *Peneroplidae* Schultze, 1854
Cins *Laevipeneroplis* Sulc, 1936
Laevipeneroplis karreri (Wiesner)
Cins *Peneroplis* de Montfort, 1803
Peneroplis pertusus (Forskal)
Peneroplis planulatus (Fichtel ve Moll)
Familya *Soritidae* Ehrenberg, 1839
Altfamilya *Soritinae* Ehrenberg, 1839
Cins *Sorites* Ehrenberg, 1839
Sorites orbiculus Ehrenberg
Familya *Discorbidae* Ehrenberg, 1838
Cins *Neoeponides* Reiss, 1960
Neoeponides bradyi (le Calvez)
Familya *Rosalinidae* Reiss, 1963
Cins *Gavelinopsis* Hofker, 1951
Gavelinopsis praegeri (Heron-Allen ve Earland)
Cins *Neoconorbina* Hofker, 1951
Neoconorbina terquemi (Rzehak)
- Cins *Rosalina* d'Orbigny, 1826
Rosalina bradyi Cushman
Cins *Pararosalina* McCulloch, 1977
Pararosalina dimorphiformis McCulloch
Familya *Glabratellidae* Loeblich ve Tappan, 1964
Cins *Conorbelia* Hofker, 1951
Conorbelia imperatoria (d'Orbigny)
Familya *Cibicididae* Cushman, 1927
Altfamilya *Cibicidinae* Cushman, 1927
Cins *Cibicides* de Montfort, 1808
Cibicides advenum (d'Orbigny)
Cins *Lobatula* Fleming, 1828
Lobatula lobatula (Walker ve Jacob)
Familya *Planorbulinidae* Schwager, 1877
Altfamilya *Planorbulininae* Schwager, 1877
Cins *Planorbulina* d'Orbigny, 1826
Planorbulina mediterranensis d'Orbigny
Familya *Asterigerinatidae* Reiss, 1963
Cins *Asterigerinata* Bermudez, 1949
Asterigerinata mamilla (Williamson)
Familya *Nonionidae* Schultze, 1854
Altfamilya *Nonioninae* Schultze, 1854
Cins *Nonion* de Montfort, 1808
Nonion depressulum (Walker ve Jacob)
Altfamilya *Astrononioninae* Saidova, 1981
Cins *Astrononion* Cushman ve Edwards, 1937
Astrononion stelligerum (d'Orbigny)
Familya *Rotaliidae* Ehrenberg, 1839
Altfamilya *Ammoniinae* Saidova, 1981
Cins *Ammonia* Brünnich, 1772
Ammonia parkinsoniana (d'Orbigny)
Ammonia tepida Cushman
Cins *Challengerella* Billman, Hottinger ve Oesterle, 1980
Challengerella bradyi Billman, Hottinger ve Oesterle
Familya *Elphidiidae* Galloway, 1933
Altfamilya *Elphidiinae* Galloway, 1933

- Cins *Cribroelphidium* Cushman, 1948
Cribroelphidium poeyanum
(d'Orbigny)
Cins *Elphidium* de Montfort, 1808
Elphidium aculeatum (d'Orbigny)
Elphidium advenum (Cushman)
Elphidium complanatum (d'Orbigny)
Elphidium crispum (Linné)
Elphidium depressulum Cushman

5. SONUÇLAR

Midilli (Mytilene) yerleşim merkezi dolayındaki, Pirgi Thermis kuzeyinde, deniz içindeki bir sıcaksu kaynağı çevresinde veya yakın alanında, adanın diğer 4 noktasından farklı olarak, Ege Denizi'nin bu bölümü için değişik bir foraminifer topluluğu belirlenmiştir. Kalloni Körfezi'nde yapılmış olan bir diğer çalışmada (Favry vd., 1997) Midilli yerleşim merkezi yakın alanında bulunan foraminifer topluluğuna hiçbir benzerlik göstermeyen farklı foraminiferlerin varlığına deðinilmektedir. Önemli olan bir diğer özellik ise Midilli Adası'nın güneydoðusundaki Kolpos Körfezi doğu alanında kalan yarımadada üzerinde, farklı noktalarda ve adanın farklı yörenlerindeki çok sayıda termal kaynakların varlığıdır. Bundan dolayı adanın güney ve güneydoðu bölümünde kaplıca turizmi çok gelişmiştir. Midilli'nin 8 km uzağındaki Thermi kaplıcası'nda su sıcaklığı 46.9°C olup, tuzlu su özelliğindedir. Kolpos Körfezi doğusundaki ve tuzlu su özellikli Polichnitos kaplıcası Midilli'ye 45.80 km uzaklıktadır ve su sıcaklığı 39.7°C dır. Aynı alandaki tuzlu su özellikli Lisvorio kaplıcası Midilli'ye 41.5 km uzaktadır. Bu kaplıcanın suyu 69°C sıcaklıkta olup,

tuzludur ve Avrupa'daki en sıcak kaplıcalardan biridir. Adanın kuzeyinde ve Mithimna kuzeybatısında bulunan Molivos kaplıcası, Midilli'ye 65.5 km uzaklıktadır. Su sıcaklığı $43.5\text{--}46.5^{\circ}\text{C}$ arasında değişir ve yine tuzlu su özellikleñdedir. Midilli'ye 8 km uzaklıkta olan Geras Körfezi'ndeki Therma kaplıcası, 39.7°C sıcaklıkta olup yarı tuzlu su özellikleñdedir. Buna bağlı olarak Midilli yerleşim alanı kuzeyinde, deniz içinde de farklı sayıda termal getirinin varolabileceği düşünülür. Özellikle *Peneroplis pertusus* (Forskal) ile *P. planatus* (Fichtel ve Moll) kavkalarında görülen turuncumsu sarı renk, termal suların içermiş olduğu demirli minerallerin etkisi ile gelişmiş olabilir. Bu gibi durumlara Gökçeada doğusu ile Bozcaada doğusunda da rastlanılmıştır (Meriç ve Avşar, 2000; Meriç vd., 2001a). Dolayısı ile İlica Körfezi (Çeþme-İzmir) (Avşar ve Meriç, 2001), Gökçeada doğu ve güneydoðusu (Meriç vd., 2001 a), Bozcaada doğu ve güneyi (Meriç vd., 2002) ile Milos Adası güneyinde (Şekil 2) 10.00 m derinlikte bulunan sıcaksu kaynağı çevresinde gözlenen çok farklı bir yaşam (Thiermann vd., 1997) gibi deniz içindeki genç fayların bulunduğu alanlarda termal getirilmelere bağlı sıcaksu kaynakları çevresinde gelişen farklı bir foraminifer topluluğunun Midilli Adası doğusunda da varolduğu ortaya çıkmaktadır. Keza, Şengör vd. (1985) Midilli Adası doğusunda KB-GD doğrultulu bir fayın varlığına deðinmektedirler (Şekil 3). Bunların dışında Hellenik volkanik yayı üzerinde Methana Yarımadası'ndaki

birçok körfezlerde, Milos Adası, Sisam Adası ve Yali adası açıklarında önemli güncel hidrotermal kaynakların bulunduğu Varnavas vd. (1999) tarafından da belirtilmektedir.

Sonuç olarak deniz diplerindeki genç faylar nedeni ile oluşan sıcaksu kaynakları çevresinde gözlenen farklı foraminifer topluluklarının, gerek günümüzde ve gerekse farklı jeolojik dönenlerde bu gibi fayların belirlenmesinde etken rol oynamakta olduğu açıklık kazanmaktadır.

6. KAYNAKLAR

Avşar, N., 1997, *Doğu Akdeniz kıyı bölgeleri bentik foraminiferleri*. Ç. Ü. Yerbilimleri, 31, 67-81, Adana.

Avşar, N., Meriç, E., 1996, *İskenderun Körfezi'nde bentik foraminifer dağılımı*. Sualtı Bilim ve Teknolojisi Toplantısı (SBT) Bildiriler Kitabı, 220-224, İstanbul.

Avşar, N., Ergin, M., 2001, *Spatial distribution of Holocene benthic foraminifera, Northeastern Aegean Sea*. International Geology Review, 43, 754-770.

Avşar, N., Meriç, E., 2001, *Çeşme-İlçe Koyu (İzmir) termal bölgesi güncel bentik foraminiferlerinin sistematik dağılımı*. Hacettepe Üniv. Yerbilimleri, 24, 13-22, Ankara.

Avşar, N., Meriç, E., Ergin, M., 2001, *İskenderun Körfezi bentogenik sedimentlerinin foraminifer içeriği*. Hacettepe Üniv. Yerbilimleri, 24, 97-112, Ankara.

Borsi, S., Ferrara, G., Innocenti, F. and Mazzuoli, R., 1972, *Geochronology and petrology of recent volcanics in the Eastern Sea (West Anatolia and Lesvos Island)*. Bull. Volcanol., 36, 473-496,

Cimerman, F. and Langer, M. R., 1991, *Mediterranean foraminifera*. Slovenska Akademija Znanosti i u metnosti,

Academia Scientiarum et Artium Slovenica. 118 p., 93 plts, Ljubljana.

Çağatay, M. N., Görür, N., Alpar, B., Saatçilar, R., Akkök, R., Sakınç, M., Yüce, H., Yalotrak, C., Kuşçu, İ., 1998, *Geological evolution of the Gulf of Saros, NE Aegean Sea*. Geo-Marine Letters, 18, 1-9.

Dotsika, E., Fytikas, M., Mountrakis, D., Papageorgiou, F. and Zouros, N., 1995, *Geothermal exploration in Mytilene area (Lesvos Island, Greece)*. Proceedings of the world geothermal congress, 1995, 2, 989-994.

Favry, A., Guelorget, O., Debenay, J.P., Lefèvre, A. et Perthuisot, J. P., 1997, *Répartition et organisation des foraminifères actuels dans le gulf de Kalloni (Grèce)*. Oceanologica Acta, 20 (2), 387-397.

Fliche, P., 1898, *Note sur les bois fossiles de Metelin*. In L. De Launay, Etudes géologiques sur la Mer Egée. Ann. Min. 2.

Hatta, A. and Ujiie, H., 1992, *Benthic foraminifera from Coral Sea between Ishigaki and Iriomote Islands, Southern Ryukyu Island arc, northwestern Pacific*. Bulletin College of Science, University of the Ryukyus, 54, 163-287.

Hottinger, L., Halicz, E. and Reiss, Z., 1993, *Recent foraminiferida from the Gulf of Aqaba, Red Sea*. Slovenska Akademija Znanosti i Umetnosti, Academia Scientiarum et Artium Slovenica. 179 p., 230 plts, Ljubljana.

Katsikatos, G., Mataragas, D., Migiros, G. and Triantaphyllis, E., 1982, *Geological study of Lesvos Island I*. G. M. E. (internal report) Athens.

Katsikatos, G., Migiros, G., Triantaphyllis M. and Mettos, A., 1986, *Geological structure of the internal*

MİDİLLİ ADASI BENTİK FORAMİNİFER FAUNASI VE BU TOPLULUKTA GÖZLENEN
YEREL DEĞİŞİMLER

- Hellenides (East Thessaly-southwest Macedonia, Euboea Attica northern Cyclades islands and Lesvos) I. G. M. E. Geology and Geophysical research, Sp. issue, 191-212.* toplulukta gözlenen yerel değişimler. Ç. Ü. Yerbilimleri, 40, Adana (Bu sayı).
- Loeblich, Jr. A. R. and Tappan, H., 1988, Foraminiferal genera and their classification. Van Nostrand Reinhold Company, 970 p., 842 plts., New York.* Meriç, E., Avşar, N., Eryılmaz, M., Eryılmaz-Yücesoy, F., 2001 b, İstanbul Boğazı'nın güncel bentik foraminifer topluluğu ve çökel dağılımı. Ç. Ü. Yerbilimleri, 38, 93-108, Adana.
- Loeblich, Jr. A. R. and Tappan, H., 1994, Foraminifera of the Sahul Shelf and Timor Sea. Cushman Foundation for foraminiferal Research, Special Publication No: 31, 663 p., 630 plts.* Sgarella, F. and Monchamont-Zei, M., 1993, Benthic foraminifera of the Gulf of Naples (Italy), systematic and autoecology. *Bulletino della Societa Paleontologica Italiana*. 32 (2), 145-264.
- Meriç, E., Sakınç, M., 1990, Foraminifera. İstanbul Boğazı güneyi ve Haliç'in Geç Kuvaterner (Holosen) dip tortulları. Ed. E. Meriç, 13-41, İstanbul.* Şengör, A. M. C., Görür, N. and Saroğlu, F., 1985, Strike slip faulting and related basin formation in zones of tectonic escape: Turkey as a case study . In: Biddle, K. T. and Christie-Blick, N. (Eds.), *Strike-slip deformation basin formation and sedimentation. Society of economic paleontologists and mineralogists special publication 37*, 227-264.
- Meriç, E., Avşar, N., 1997, İstanbul ve yakın çevresi Geç Kuvaterner (Holosen) bentik foraminifer faunası. Ç. Ü. Yerbilimleri, 31, 41-65, Adana.* Thiermann, F., Akoumianaki, I., Hughes, J. A. and Giere, O., 1997, Benthic fauna of a shallow-water gaseohydrothermal vent area in the Aegean Sea (Milos, Greece). *Marine Biology*, 128 (1), 149-159.
- Meriç, E., Avşar, N., 2000, Deniz diplerindeki aktif fayların belirlenmesinde bentik foraminiferlerin önemi. Battı Anadolu'nun Depremselligi Sempozyumu (BADSEM-2000), 198-205, İzmir.* Varnavas, S. P., Halbach, P., Halbach, M., Panagiotaras, D., Rahders, E. and Hubner, A., 1999, Characterization of hydrothermal fields and hydrothermal evolution in the Hellenic Volcanic Arc. *International Conference Oceanography of the eastern Mediterranean and Black Sea. 23 to 26 February 1999, Athens, Greece. Abstracts*, 343.
- Meriç, E., Yanko, V., Avşar, N., 1995, İzmit Körfezi (Hersek Burnu-Kaba Burun) Kuvaterner istifinin foraminifer faunası. İzmit Körfezi Kuvaterner istifi. Ed. E. Meriç, 105-151, İstanbul.* Velitzelos, E. and Gregor, H. J., 1990, Some aspects of the Neogene floral history in Greece. *Rev. Paleobot. Palynol.*, 62, 291-307.
- Meriç, E., Avşar, N., Nazik, A., 2002, Bozcaada (Kuzey Ege Denizi) bentik foraminifer ve ostrakod faunası ile toplulukta gözlenen yerel değişimler. TJB, 44 (2), 39-63, Ankara.*

**PUL-TEMTE (BASKIL-ELAZIĞ) YÖRESİNDEKİ PİRİTLİ BAKIR
CEVHERLEŞMELERİNİN JEOKİMYASAL ÖZELLİKLERİ VE
JEOİSTATİSTİKSEL DEĞERLENDİRMELER**

Leyla KALENDER, Şahin HANELÇİ
F. Ü., Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Elazığ/Türkiye

ÖZET : Baskil (Elazığ) yöresi Pul ve Temte Mahalleleri piritli bakır cevherleşmeleri Üst Kretase yaşı Elazığ Magmatitleri ile ilişkili olarak bulunmaktadır.

Pul cevherleşmeleri esas olarak pirit ve kalkopiritten oluşmaktadır. Az miktarda barit, sfalerit ve tennantit bulunmaktadır. İkincil mineraller, enarjıt, idait ve limonittir. Temte cevherleşmelerinde esas mineraller, pirit, kalkopirit, az bornit ve arsenopirit, ikincil olarak dijenit, idait, kovelin, kalkosin gözlenmektedir.

Pul cevherleşmelerindeki kalkopirit örneklerinde Cu, Pb, Zn, Mo ile Cl arasındaki negatif korelasyon cevher oluşturucu hidrotermal çözeltilerin Cl'ca fakir olduğunu, S-SiO₂ arasındaki ($r=-0,62$; $P=0,03$) negatif korelasyon bu çözeltilerin silis içeriğinin düşük olduğunu göstermektedir. Cu içeriği tüm örneklerde normal dağılım göstermektedir. Cevher oluşturucu hidrotermal çözeltilerin bazik bileşimli ve hidrotermal sistemin ilk evrelerini temsil ettiği düşünlmektedir.

Temte cevherleşmelerine ait kalkopirit örneklerinde ise, Pul cevherleşmelerinin aksine SiO₂ – S ($r=0,27$; $P=0,5$) ile S-Cl ($r=0,75$; $P=0,02$) pozitif korelasyonun varlığı cevher oluşturucu çözeltilerin asiditesinin yüksek olduğunu ve hidrotermal sistemin daha geç evrelerini yansitan farklı kökene işaret ettiği görülmektedir.

Jeoistatistik değerlendirmelerle, her iki bölgedeki veriler karşılaştırılarak major oksit ve iz element içerikleri arasındaki farkın önemli olduğu ve aynı anakitleye sokulamayacağı belirlenmiştir.

**GEOCHEMICAL FEATURES AND GEOISTATISTICAL EVALUATIONS
OF PYRITIC COPPER MINERALIZATIONS IN THE VICINITY PUL AND
TEMTE (BASKIL-ELAZIĞ)**

ABSTRACT : Pyritic copper mineralizations are observed related to Elazığ Magmatic rocks (Upper- Createous age) in the vicinity Pul and Temte in Baskil (Elazığ).

Major minerals are pyrite, chalcopyrite but minor minerals; barite, sphalerite, tennantite enargite, idaite in Pul mineralizations. In Temte mineralizations are

observed pyrite and chalcopyrite little amount bornite, arsenopyrites minor minerals; digenite, idaite, coveline and chalcosine.

21 chalcopyrite samples were analyzed and the result of chalcopyrite analyses between Cu, Pb, Zn, Mo and Cl; Between S and SiO₂ corelations are nagative and copper concentrations were uniform within chalcopyrite in Pul mineralizations. Data suggest that Cl and SiO₂ cosentration in chalcopyrite are low. That's why hydrothermal fluids are rich copper ore and consistent with basic component and early stage.

10 chalcopyrite were analyzed and differences are observed between S and SiO₂, between S and Cl positive corelations. These are considered high acidite of hydrothermal fluids and late stage.

Geostatistical evaluations are showed between major oxide and trace elements differences origin of the hydrothermal fluids can be important and will not be evaluated in the same populations.

1. GİRİŞ

Bu çalışmada, Elazığ İli'nin 35 km. batısında bulunan Baskıl ilçesine bağlı Pul ve Temte yörelerindeki piritli bakır cevherleşmelerinin jeolojik ve jeokimyasal özellikleri ile jeostatistiksel değerlendirmeler yorumlanmıştır (Şekil 1).

Pul ve Temte yöresinden toplam 31 adet kalkopirit örneği Max Planck Institut für Chemie Mainz –Almanya ‘da ICP-MS yöntemi ile yaptırılmıştır.

İnceleme alanı Perinçek (1979), Bingöl (1984), Turan (1984), Yazgan (1981), Yazgan (1983), Asutay (1985) Hempton ve Savcı (1982), Akgül (1991), Akgül (1993), Böülücek ve diğ. (1999) tarafından petrografik, petrolojik, tektonik ve cevherleşmelerin mineralojik özellikleri incelenmiştir.

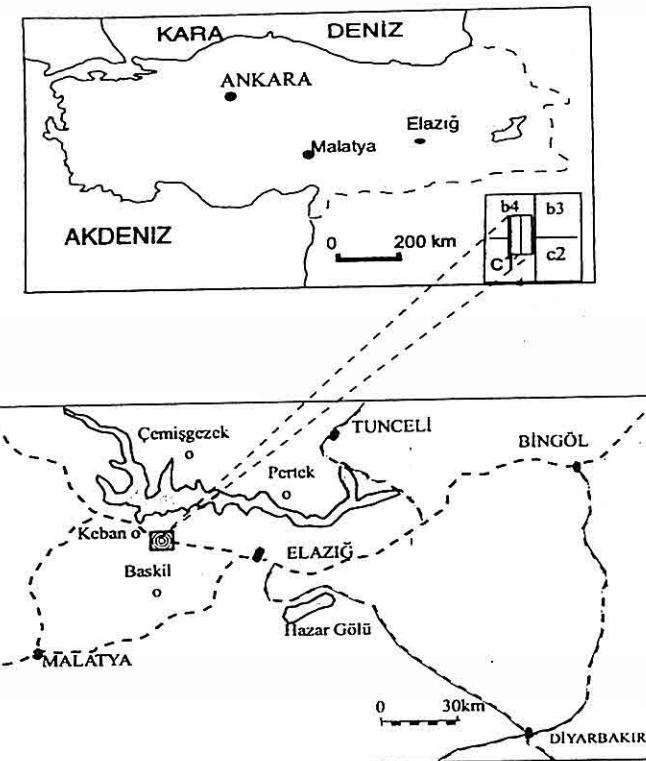
İnceleme alanındaki cevherleşmeler Temte ve Pul olarak iki gurupa ayrılmıştır. Buna göre, örnekler içerisinde ve gruplar arasındaki elementlerin normal

dağılım sunup sunmadıkları parametrik olmayan t testi ile kontrol edilmiş, bu elementlerin birbirleri ile ilişkilerinin ortaya çıkarılması amacıyla basit ve Pearson korelasyon katsayıları ve bunların anlamlılık değerleri hesaplanarak piritli bakır minerallerinin S-Cl dağılımları incelenerek iki grup arasındaki benzerlik ve farklılıklar belirlenmeye çalışılmıştır.

2. GENEL JEOLOJİ

Elazığ Magmatitleri’nin geniş yayılım sunduğu inceleme alanında seri içi farklılaşmanın varlığından kaynaklanan farklı bileşimli derinlik kayaçları; diyorit, granodiyorit, gabro yüzey kayaçları; bazalt bunları kesen aplit damarları gözlenmektedir (Şekil 2). Pul civarında diyoritler gri yeşilimsi renkleri ile bazaltlardan ayırlırlar, plajiyoklas, hornblend, epidot ve opak mineraller içermektedir. Yer yerlerde bazaltlarla dokanak oluşturmaktadır. Dokanak

**PUL-TEMTE YÖRESİNDEKİ PİRİTLİ BAKIR CEVHERLEŞMELERİNİN JEOKİMYASAL
ÖZ. VE JEOİSTATİSTİKSEL DEĞERLENDİRİMLER**



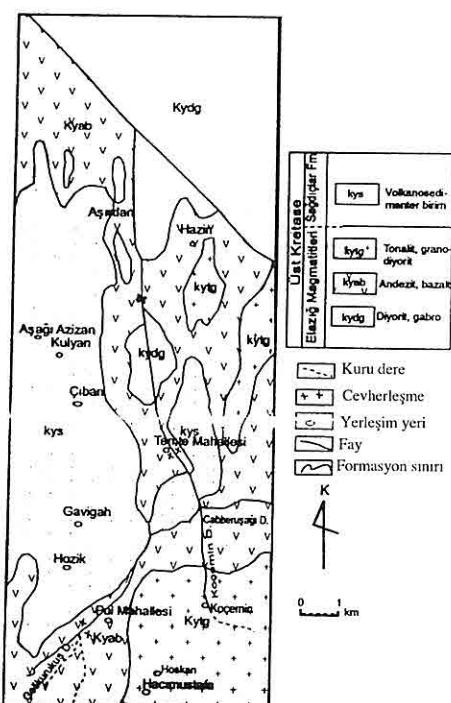
Şekil 1. İnceleme alanının yer bulduru haritası.

boyunca epidotlaşma yaygındır. Aynı bölgede bazalt, andezit ve andezitik piroklastikler yaygın olarak yüzeyler. Temte'ye doğru bazalt birimleri Sağdıçlar Üyesi tarafından açılı uyumsuzlukla örtülmektedir. Sağdıçlar Üyesi içerisinde gabro, serpentinit ve piroksenit olistolitleri bulunduran dasitler tarafından kesilmiş volkanik arakatkılı kumtaşı-çamurtaşı ardalanmalı volkano-sedimanter birimlerden oluşmaktadır (Akgül, 1993). Gabrolar plajiyoklas ve piroksenlerden oluşmaktadır.

Tektonizmanın etkisiyle parçalanmış bazaltlar gaz boşluklu ve epidot, zeolit, kalsit, kuvars gibi ikincil mineraller

tarafından dolmuştur.

İnceleme alanında gözlenen granodiyoritler açık pembe rengi, kuvars taneleri ve sert yapısıyla arazide izlenebilmektedir. Kuvars, plajiyoklas, alkali feldispat, biyotit ve amfibolden oluşmaktadır. Dalgalı sönme gösteren kuvarslar granodiyoritlerin tektonizmadan etkilendiğini göstermektedir. Alkali feldispatlar çoğulukla kaolenleşmiştir. Plajiyoklaslar yarı özçekilli ve özçekilsiz olup albit ikizi göstermektedir. Taneli dokuya sahip olan granodiyoritlerde amfiboller diğer mineralere oranla daha azdır.



Şekil 2. İnceleme alanının jeoloji hartası.

3. YATAK JEOLOJİSİ VE MİNERAL DOKUSU

İnceleme konusunu oluşturan piritli Cu cevherleşmeleri Pul ve Temte yöresinde gözlenmektedir. Bu iki farklı yöredeki Cu cevherleşmeleri ayrı ayrı incelenerek kökensel benzerlikleri ve farklılıklarını ortaya çıkarılmaya çalışılmıştır.

Pul cevherleşmeleri, Pul mahallesinin güney doğusunda yer alan Gelikurkuş deresi batı yamacında, Üst Kretase yaşı Elazığ Magmatitleri ile ilişkili olarak gelişmiş, esasen pirit ve kalkopiritten oluşan ve bazik volkanik kayaçlar içerisinde belirli zonlar boyunca bulunmaktadır. Primer cevher dokusu

korunmuştur. Sertliği düşük olan kalkopirit lokal kırık zonlarında yoğunlaşmıştır. Pirit ve kalkopiritlerde tane boyu 0,01-0,5 mm kadar çıkmaktadır ve barit, sfalerit, az tennantit bu iki sülfid mineraline yer yer eşlik etmektedir. Hematit ve manyetit az miktarda gözlenmektedir.

Pirit alterasyon zonlarında yaygınlığı ile diğer minerallerden ayrılmaktadır. Az miktarda kolloform pirit oluşumları gözlenir. Yan kayaç alterasyonlarının yoğun olduğu yerlerde Cu, Pb, Zn miktarı çok daha düşüktür.

Temte cevherleşmeleri, Temte mahallesinin güney doğusunda Koçemin ve Cebbaruşağı Deresinde, Üst Kretase yaşı Elazığ Magmatitleri ile ilişkili olarak bulunmakta, esas olarak pirit, kalkopirit, az miktarda bornit ve arsenopiritten oluşmaktadır. Piritlerin çoğu limonitleşmiştir. Dijenit, idait, kovelin ve kalkosin kalkopiritlerin ikincil ürünleri olarak gözlenmektedir. Parlak kesitlerde Ni minerallerine rastlanmamıştır. Pirit ve kalkopiritin tane boyu 0,05 ile 0,3 mm dir. Kalkopiritlerde yapılan analizlerde Ni, Co, Cr değerlerinin yüksekliği ile Pul cevherleşmelerinden ayırmaktadır.

Her iki bölgede de kırık zonları boyunca kayaçlar ezilmiş kırık zonu ve yakın çevresi yoğun olarak cevherleşmiş ve altere olmuştur. Kırık zonunun cevherleşmesi alterasyondan anlaşılmaktadır. Cevherleşmenin ilksel olarak sülfür cevherleşmesi olarak geliştiği, daha sonra meteorik suların işlevi sonucu karbonat ve oksit minerallerine dönüştüğü düşünülmektedir.

Cevherleşme her iki tipte masif, ağsı ve saçınımlı olarak görülmektedir. Saçınımlı cevher, cevherli kırık zonları çevresindeki kayaçlar içerisinde bulunmaktadır. Kaynağı magmatik olan hidrotermal çözeltiler bu kırık zonları boyunca yükselerek fay zonlarını ve yakın çevrelerini cevherleştirmiştir.

4. JEOKİMYA

Cevherleşmelerinin kökenini ortaya çıkarmak amacıyla Pul cevherleşmelerinden 21 kalkopirit örneği ve Temte cevherleşmelerinde ise 10 kalkopirit örneği olmak üzere toplam 31 adet cevher örneği Max Planck Institut für Chemie/Mainz – Almanya'da ICP - MS yöntemi ile yaptırılmıştır.

İnceleme konusunu oluşturan Pul-Temte piritli bakır yataklarında yer alan en yaygın bakır minerali kalkopirittir. Çizelge 1'de 21 Pul kalkopirit örneğinde Ba, La, Sr, Ga, Rb, Zr, Th, Pb, Zn, Mo, As, Cu, Cl, S ; Çizelge 2'de ise 10 Temte kalkopirit örneğinde Ba, Ga, Mo, Co, Cr, Ni, Cu, Pb, Rb, Sr, V, Zn, Zr, As, F, Cl, S majör oksit ve iz element analiz sonuçları, basit korelasyon analiz sonuçları verilmiştir. Sülfür minerallerindeki iz elementlerin yerlesimi mineralojik açıdan ve köken belirlemeye oldukça önemlidir. Minerallerdeki iz elementler ya kapanımlar halinde ya da kimyasal yapı gereği kristal kafes yapısına yerleşmişlerdir.

Her iki cevherleşme tipinde Cu değerleri arasındaki değişime, tüm veri sonuçlarının normal dağılım sunup sunmadığına, basit ve Pearson korelasyon

katsayıları ve bunların anlamlılıklarına, ortalama değer, standart sapma, standart hata değerleri iki farklı kaynaktaki elementlerin birlikte değişimi ve etki dereceleri incelenmiştir.

Pul cevherleşmelerinde yatağın tenörü %95 ihtimalle alt sınır 0,59 ve üst sınır 0,99 üst sınır Cu olarak hesaplanmıştır.

Pul cevherleşmelerinde, Pearson korelasyon katsayıları ve bunların anlamlılıkları spss programında hesaplanmış ve değerlendirmelerde bu katsayılar gözönünde bulundurulmuştur. Buna göre, Ba'un TiO_2 ($r=0,61$; $\alpha=0,01$) ile Al_2O_3 ($r=0,69$; $\alpha=0,01$) ve MnO ($r=0,52$; $\alpha=0,05$) arasında pozitif korelasyon görülmektedir. La ile TiO_2 arasında ($r=0,74$; $\alpha=0,01$) ve La ile Al_2O_3 arasında ($r=0,75$; $\alpha=0,01$) ve La ile FeO arasında ($r=0,5$; $\alpha=0,05$) pozitif korelasyon gözlenirken, La ile CaO arasında ($r=-0,65$; $\alpha=0,05$) kuvvetli negatif korelasyon sunduğu görülmektedir.

La gibi hafif nadir toprak elementlerin varlığı hidrotermal çözeltilerin Al, Ti, Mn ve Fe ce zenginliğini ancak Ca bakımından fakir olduğunu göstermektedir.

Pul cevherleşmelerinde $Cl - CaO$ ile ($r=0,56$; $\alpha=0,01$), $Cl - Mg$ arasında ($r=0,52$; $\alpha=0,05$) ve $Cl - Sr$ arasında ($r=0,16$; $P=0,46$) pozitif korelasyonun varlığı Cl , Ca ve Sr arasındaki kimyasal yapı benzerliğinden ve kristal kafes yapısında biribirlerinin yerine geçmelerinden kaynaklanmaktadır. Ancak $Cl - Cu$ ($r=-0,41$; $P=86$), $Cl - S$ ($r=-0,22$; $P=33$), $Cl - Pb$ ($r=-0,15$; $P=0,5$),

Cl - Zn ($r = -0,33$; $P = 0,14$), Cl-Mo arasındaki ($r=-0,21$; $P = 0,36$) negatif ilişki Cu, Pb, Zn, Mo cevherleşmelerinin oluşumunda etkili olan hidrotermal çözeltilerin Cl'ca fakir ancak S'ce zengin olduğunu yansımaktadır. S - SiO_2 arasındaki ($r = -0,62$; $P = 0,03$) negatif korelasyon cevher oluşturucu hidrotermal çözeltilerin silis bakımından fakir olduğunu, daha çok hidrotermal çözeltilerin son evresinde zenginleştiği bilinen silisin bakır cevherleşmelerine eşlik etmediği ve cevherleşmelerin hidrotermal fazın son evresinde oluşmadığını daha erken evrelerde oluşmuş olabileceği fikrini desteklemektedir. La - FeO arasındaki ($r = 0,5$; $\alpha= 0,05$) pozitif korelasyonun varlığı hidrotermal kökeni destekleyen La'ın kalkopirit içerisinde yer alan Fe'in yerine geçmesinden kaynaklanmaktadır.

Cu – Zn ($r = -0,24$; $P = 0,3$), Cu - Pb ($r = -0,4$; $P = 0,87$), Cu - Mo ($r = -0,33$; $P = 0,1$), arasındaki negatif ilişki kalkopiritlerde yer alan Pb'un galenden, Mo'nin molibdenit'ten, Zn'nun ise yatak mineralojisinde yer alan sfaleritten kaynaklandığını göstermektedir.

Temte cevherleşmelerinde, Pul'dakilerin aksine SiO_2 – S arasındaki ($r = 0,27$; $P = 0,5$) zayıf pozitif korelasyon ilişkisinin varlığı ve S – Cl arasında ise ($r = 0,75$; $P = 0,02$) kuvvetli pozitif korelasyon iğkisi hidrotermal çözeltilerin Cl ve silis içeriğinin yüksek olduğunu ve kalkopirit oluşumunda etkili olan sülfidlerin de bu fazla birlikte bulunduğu göstermektedir. Ni - Cu ($r = 0,88$; $P = 0,001$), Mo - Cu ($r = 0,37$; $P =$

0,3), F-Cu ($r= 0,64$; $P= 0,44$), Cr - Cu ($r= 0,35$; $P= 0,35$), Pb - Cu ($r= 0,18$; $P= 0,61$) ve Zn - Cu ($r = 0,16$; $P = 0,65$) arasındaki pozitif ilişki Cu in zenginleştiği yerlerde bu metallerin de artacağını, Co, Zn Mo nin S ile kuvvetli pozitif korelasyonu ise bu elementlerin yüksek sülfürleşme ortamlarında zenginleşebileceğini göstermektedir.

Tüm bu veriler ışığında Temte ve Pul cevherleşmelerinin farklı hidrotermal kökene sahip olduğu düşünülmektedir. Temte cevherleşmelerinin oluşumunda etkili olan hidrotermal çözeltilerin SiO_2 Cl - F ve S içeriği cevherleşmelerin daha geç evrelerde oluştuğunu göstermektedir. Pul cevherleşmelerinin aksine Temte cevherleşmelerinde $\text{CaO} - \text{SiO}_2$ arasındaki negatif ilişki ($r = -0,39$; $P = 0,26$) cevher oluşumunda etkili olan çözeltilerin asitik bileşimli olduğunu göstermektedir. Bunu kalkopiritlerdeki F ve Cl içeriği de kanıtlamaktadır (Çizelge 2). Cevherin kaynağının ise bölgede yer alan bazalt ve gabrolar olduğu yüksek Cu, Co, Cr ve Ni içeriğinden anlaşılmaktadır.

5. JEOİSTATİSTİKSEL DEĞERLENDİRME

Bu çalışmada Pul ve Temte kalkopiritlerindeki ortalama Cu, Pb, Mo, değerleri arasındaki farkın anlamlığı t - testi ile değerlendirilmiştir. Örnek sayısı 30'dan fazla olmadığından parametrik olmayan testler uygulanmıştır. Pul ile Temte cevherleşmelerindeki ortalama bakır değerleri $F = 1,762$ ve P (anlamlılık) $= 0,2 > 0,05$ den büyük olduğundan ortalama değerler arasındaki fark

PUL-TEMTE YÖRESİNDEKİ PİRİTLİ BAKIR CEVHERLEŞMELERİNİN JEOKİMYASAL ÖZ. VE JEOİSTATİSTİKSEL DEĞERLENDİRMELER

Çizelge 1. Pul civarı Kalkopiritlerin majör oksit ve iz element değişimleri ve basit korelasyon katsayıları.

ferrek etmekle	etmekle	SO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	SiO ₂	S	As	Ba	Cr	Cr ₂ O ₃	C	E	Ge	Mo	Mn	Ni	Pb	Rb	Sr	Tl	U	V	Zr	Zn				
1	35	32.5	0.05	4.4	35.09	0.44	0.48	0.11	0.93	0.01	0.81	0.32	125	0	4	27	36	0	349	7	45	12	26	49	5	15	55	1				
2	27	6.2	0.11	6.3	3.36	2.1	4.25	0.18	0.04	1.79	0.09	0.17	0	10	90	1355	1193	0	2761	3	99	719	36	23	0	0	23	5954	1			
3	61	50.9	0.75	11	6.99	3.64	4.2	241	0.25	0.11	2.78	1.11	0	39	46	22	184	924	1917	8	2938	26	194	33	10	101	0	0	140	51	5	
4	106	48.6	0.29	8.95	11	4.6	1.3	0.09	0.05	0.08	0.01	1	39	0	134	120	1307	0	15	1697	7	88	46	9	109	0	0	153	93	2		
5	405	46.5	0.13	4.95	15.41	2.9	0.79	0	0.07	0.05	0.07	0.01	12	39	0	238	82	3615	0	1	1379	79	1	9	6	255	6	164	63	1		
6	172	26.4	0.01	2.33	12.51	0.37	7.84	0.26	0.07	0.09	0.05	174	59	0	29	35	71827	0	5	59	4	38	6	3	52	5	1	30	1			
7	197	6.7	0.21	12.5	2.51	0.48	0.89	22	1.55	0.06	1.08	0.43	0	271	0	7	76	148	958	0	1165	1	75	63	56	71	0	0	32	140	9	
8	200	75.2	0.6	6.31	1.69	0.33	0.2	0	1.47	0.07	0.5	0.3	0	126	0	5	114	1042	851	0	1377	77	100	24037	31	1	0	0	0	94	64	1
9	210	59.5	0.3	9.69	7.78	1.65	2.3	54.4	0.04	0.09	0.07	0.01	0	126	0	5	114	1042	851	0	1377	77	100	24037	31	1	0	0	0	5	180	4
10	211	41.6	0.53	12.9	1.66	0.65	4.95	0.2	0.04	0.04	0.04	0.01	0	274	0	27	117	1103	111	0	101	0	61	6	10	95	5	147	55	3		
Ottalama	507	0.3	7.9	1.3	19.9	2.3	1.3	0.6	8.5	0.7	0.35	126	919	0	46	484	442	14742	13.9	399	14667	15.7	824	2493.5	182	910	23	0.4	95	1676.7	22	

	S	O	Ti	Al	AlO	Fe	FeO	Mg	MgO	Ca	CaO	Na	NaO	K	KO	P	PX	Si	SiO	S	As	Br	Cl	Cr	Cu	F	Ga	Mn	Mo	Ni	Pb	Rb	Sr	Th	U	V	Zn	Zr
SO ₃		1.00																																				
TiO ₂		0.11	1.00																																			
Al ₂ O ₃		0.39	0.74	1.00																																		
Fe ₂ O ₃		0.70	0.35	0.50	1.00																																	
Mg ₂ O		0.01	0.60	0.38	0.13	1.00																																
CaO		0.39	0.04	0.35	0.12	0.08	1.00																															
Na ₂ O		0.01	0.69	0.81	0.31	0.17	1.00	1.00																														
K ₂ O		0.53	0.37	0.02	0.22	0.61	0.19	0.27	1.00																													
P ₂ O ₅		0.17	0.42	0.49	0.13	0.22	0.24	0.70	0.24	1.00																												
SiO ₂		0.27	0.50	0.29	0.24	0.14	0.20	0.10	0.36	0.09	1.00																											
S		0.27	0.50	0.29	0.25	0.14	0.21	0.10	0.36	0.09	1.00	1.00																										
As		0.79	0.49	0.69	0.64	0.50	0.50	0.36	0.11	0.15	0.28	0.28	1.00																									
Ba		0.51	0.25	0.30	0.42	0.51	0.17	0.08	0.84	0.12	0.22	0.22	0.24	1.00																								
Cl		0.01	0.77	0.30	0.12	0.39	0.25	0.21	0.21	0.11	0.75	0.75	0.16	0.25	1.00																							
Cr		0.18	0.08	0.55	0.10	0.32	0.67	0.10	0.05	0.10	0.20	0.20	0.54	0.05	0.14	0.71	0.08	1.00																				
Cr ₂ O ₃		0.66	0.26	0.51	0.09	0.60	0.19	0.47	0.10	0.50	0.49	0.63	0.36	0.21	0.34	0.13	1.00																					
F		0.50	0.46	0.11	0.48	0.07	0.20	0.10	0.45	0.21	0.91	0.91	0.41	0.37	0.72	0.36	0.64	0.48	1.00																			
Ge		0.08	0.71	0.60	0.15	0.81	0.16	0.51	0.63	0.48	0.05	0.05	0.39	0.48	0.28	0.17	0.57	0.10	0.12	1.00																		
Mn		0.47	0.53	0.31	0.51	0.57	0.21	0.20	0.04	0.16	0.75	0.75	0.62	0.01	0.64	0.02	0.76	0.60	0.78	1.00																		
Mn ₂ O ₃		0.30	0.01	0.21	0.21	0.14	0.26	0.34	0.27	0.21	0.10	0.10	0.23	0.04	0.04	0.05	0.17	-0.17	0.31	0.24	0.15	1.00																
Ni		0.35	0.67	0.32	0.36	0.48	0.08	0.06	0.06	0.15	0.81	0.81	0.46	0.06	0.06	0.01	0.19	-0.38	0.06	0.24	0.84	0.41	1.00															
Pb		0.60	0.11	0.16	0.12	0.17	0.20	0.26	0.48	0.12	0.02	0.03	0.18	0.18	0.11	0.20	0.18	0.22	0.19	0.27	0.02	0.89	0.14	1.00														
Rb		0.41	0.25	0.25	0.17	0.42	0.25	0.28	0.88	0.17	0.38	0.38	0.23	0.03	0.17	0.37	0.13	-0.52	0.42	0.47	0.07	0.11	0.03	0.07	1.00													
Si		0.16	0.06	0.08	0.14	0.50	0.22	0.15	0.67	0.02	0.35	0.35	0.25	0.43	0.05	0.82	0.03	0.21	0.31	0.26	0.01	0.09	0.01	-0.40	0.45	1.00												
Th		0.74	0.27	0.41	0.62	0.15	0.02	0.44	0.36	0.51	0.51	0.58	0.46	0.31	0.35	0.52	0.62	-0.69	0.14	0.64	0.23	0.56	0.32	0.44	0.42	1.00												
U		0.62	0.43	0.52	0.09	0.45	0.01	0.31	0.10	0.15	0.10	0.11	0.76	0.16	0.15	0.21	0.61	0.07	0.31	0.35	0.53	0.13	0.39	0.15	0.06	-0.27	0.47	1.00										
V		0.03	0.83	0.40	0.11	0.77	0.04	0.54	0.17	0.42	0.43	0.16	0.48	0.82	0.35	0.82	-0.04	0.04	0.61	0.57	0.13	0.77	-0.22	0.42	0.46	0.00	0.00	1.00										
Zn		0.64	0.24	0.22	0.42	0.31	0.11	0.36	0.65	0.16	0.21	0.21	0.27	0.11	0.16	0.27	0.16	0.30	0.36	0.38	0.26	0.70	0.20	0.86	0.26	0.54	0.00	0.00	0.34	1.00								
Zr		0.71	0.29	0.67	0.59	0.25	0.28	0.46	0.31	0.11	0.33	0.56	0.72	0.16	0.47	0.21	0.66	0.01	0.07	0.21	0.12	0.21	0.25	0.59	0.20	0.74	0.00	0.07	1.00									

Çizelge 2. Temte civarı kalkopiritlerin majör oksit ve iz element değişimleri ve basit korelasyon katsayıları.

Omrak no	Omrak no	SO _x	TiO _x	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MnO ₂	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Cl	S	SiO ₂	Cr	TOTAL	R _a	I _a	St	G _r	R _b	Z _r	Th	Pb	Zn	Mo	As									
1	PTHC-1	24.51	0.09	8.48	29.7	0.71	0.1	17.00	0.01	0.02	0.02	25.24	0.01	33.99	1.36	21.62	79.26	23.1	42.6	8.12	8.18	25.35	155.44	24.9	35.7	245.15	11.75									
2	PTHC-2	45.36	0.03	14.03	27.7	0.77	0.17	16.14	0.01	0.02	0.06	23.15	5.41	0.42	10.20	16.53	129.21	78.5	11.75	13.7	10.77	6.85	27.41	265.27	7.53	14.08	44.24	11.75								
3	PTHC-3	24.51	0.09	8.48	29.7	0.71	0.1	17.00	0.01	0.02	0.02	25.24	0.01	33.99	1.36	21.62	79.26	23.1	42.6	8.12	8.18	25.35	155.44	24.9	35.7	245.15	11.75									
4	PTHC-4	40.21	0.03	3.55	11	1.94	0.13	40.11	0.05	0.05	0.05	24.89	0.03	0.03	10.18	0.01	13.03	6.19	11.95	20.65	2.06	1.03	0.03	0.03	0.03	0.03	10.67	155.73	18.9	19.94	18.7	16.7				
5	PTHC-5	35.46	0.13	10.43	27.7	1.08	0.12	8.91	0.01	0.01	0.01	19.66	17.48	0.01	1.01	0.01	41.74	4.66	16.61	59.65	21.12	12.15	1.04	7.09	2.99	4.37	9.19	13.75	121.12	18.9	19.94	18.7	16.7			
6	PTHC-6	16.77	0.13	1.16	36.6	1.55	0.09	0.24	1.23	0.04	0.07	0.04	65.77	4.06	1.06	12.74	1.97	207.13	151.17	78.5	1.96	3.93	19.63	78.5	34.36	212.03	15.7	25.58	21.03	11.75						
7	PTHC-7	23.67	0.07	13.68	12.32	0.13	0.07	16.28	0.01	0.01	0.01	64.97	4.48	11.19	1.12	98.56	20.47	6.21	1.01	1.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01			
8	PTHC-8	23.67	0.07	13.68	12.32	0.13	0.07	16.28	0.01	0.01	0.01	64.97	4.48	11.19	1.12	98.56	20.47	6.21	1.01	1.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01			
9	PTHC-9	21.77	0.08	8.89	31.5	0.06	0.04	7.69	0.03	0.04	0.04	30.25	11.49	0.01	0.01	0.01	20.99	0.01	5.24	10.8	15.12	6.32	4.12	11.88	444.97	30.3	11.88	11.88	11.88							
10	PTHC-10	38.56	0.03	4.68	4.03	0.02	0.02	0.29	0.01	0.01	0.01	10.29	0.01	0.01	0.01	0.01	59.98	7.41	30.78	7.41	5.43	5.43	4.25	5.43	7.41	6.31	1.07	1.07	1.07	1.07	1.07					
11	PTHC-11	23.67	0.07	13.68	12.32	0.13	0.07	16.28	0.01	0.01	0.01	64.97	4.48	11.19	1.12	98.56	20.47	6.21	1.01	1.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01			
12	PTHC-12	20.63	0.03	3.47	30.1	1.05	0.05	18.42	0.04	0.04	0.04	13.83	10.2	25.56	0.07	10.21	11.61	26.45	0.01	4.84	1.01	4.84	1.01	4.84	1.01	4.84	1.01	4.84	1.01	4.84	1.01	4.84	1.01	4.84	1.01	4.84
13	PTHC-13	11.24	0.19	12.46	35.3	0.52	0.27	14.11	0.01	0.05	0.05	52.18	0.01	0.01	0.01	0.01	5.54	1.05	0.74	11.96	15.53	10.72	7.63	9.81	10.9	7.63	5.45	327	75.21	3.27	10.9	10.9	10.9			
14	PTHC-14	36.1	0.03	10.09	27.7	0.01	0.01	10.09	0.01	0.01	0.01	65.99	16.02	15.02	1.7	10.27	15.02	2.85	36.08	1.01	10.4	4.12	2.06	4.12	7.22	180.41	21.7	6.19	21.7	6.19						
15	PTHC-15	28.48	0.09	3.82	34.4	0.74	0.09	16.94	0.01	0.01	0.01	65.99	16.02	15.02	1.7	10.27	15.02	2.85	36.08	1.01	10.4	4.12	2.06	4.12	7.22	180.41	21.7	6.19	21.7	6.19						
16	PTHC-16	11.75	0.09	3.82	34.4	0.71	0.13	10.31	0.01	0.01	0.01	62.15	13.77	34.24	1.22	9.75	23.79	34.48	0.01	4.31	6.46	7.54	2.15	4.11	1.01	5.25	9.73	4.2	7.6	12.06	11.75					
17	PTHC-17	34.79	0.07	5.71	19.7	0.45	0.13	10.25	0.01	0.01	0.01	60.04	1.03	20.75	5.11	1.03	1.03	1.03	1.03	2.06	1.03	1.03	1.03	1.03	1.03	1.03	1.03	1.03	1.03	1.03	1.03					
18	PTHC-18	24.35	0.03	6.21	12.09	0.01	0.01	12.09	0.01	0.01	0.01	62.15	13.77	34.24	1.22	9.75	23.79	34.48	0.01	4.31	6.46	7.54	2.15	4.11	1.01	5.25	9.73	4.2	7.6	12.06	11.75					
19	PTHC-19	23.67	0.07	13.68	12.32	0.13	0.07	16.28	0.01	0.01	0.01	64.97	4.48	11.19	1.12	98.56	20.47	6.21	1.01	1.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01			
20	PTHC-20	27.76	0.13	9.19	34.47	0.42	0.13	11.45	0.01	0.04	0.04	15.17	5.7	14.33	0.01	1.21	12.01	1.21	1.21	1.21	1.21	1.21	1.21	1.21	1.21	1.21	1.21	1.21	1.21	1.21	1.21	1.21	1.21			
21	PTHC-21	27.83	0.13	9.03	34.55	0.5	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01			
ortalaması																																				
		28.21	0.11	9.52	30.96	0.76	0.09	10.25	0.01	0.01	0.01	62.15	13.77	34.24	1.22	9.75	23.79	34.48	0.01	4.31	6.46	7.54	2.15	4.11	1.01	5.25	9.73	4.2	7.6	12.06	11.75					
		28.21	0.11	9.52	30.96	0.76	0.09	10.25	0.01	0.01	0.01	62.15	13.77	34.24	1.22	9.75	23.79	34.48	0.01	4.31	6.46	7.54	2.15	4.11	1.01	5.25	9.73	4.2	7.6	12.06	11.75					

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MnO	MgO	N ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Cl	S	SO ₃	Cu	Ba	La	Sr	Ga	Rb	Zr	Th	Pb	Zn	Mo	As
SiO ₂	1.00																							
TiO ₂	-0.04	1.00																						
Al ₂ O ₃	0.13	0.62	1.00																					
Fe ₂ O ₃	-0.09	0.30	0.38	1.00																				
CaO	0.29	-0.51	0.35	-0.27	1.00																			
MnO	0.29	-0.50	-0.52	-0.66	0.83	0.05	1.00																	
K ₂ O	0.04	0.25	0.38	-0.18	-0.22	0.09	-0.31	0.70	1.00															
P ₂ O ₅	0.46	0.03	0.35	-0.18	-0.27	0.09	-0.31	0.65	-0.25	1.00														
Cl	0.41	-0.05	-0.17	-0.59	-0.57	0.65	-0.52	0.44	-0.16	0.12	1.00													
S	-0.02	0.01	-0.18	-0.23	-0.28	-0.33	-0.47	-0.15	-0.19	-0.53	-0.22	1.00												
SO ₃	-0.02	0.01	-0.18	-0.23	-0.28	-0.33	-0.47	-0.15	-0.19	-0.53	-0.22	1.00												
O ₂	-0.24	-0.29	-0.16	0.13	0.06	-0.21	-0.11	-0.18	0.01	-0.33	-0.04	0.28	0.01	1.00										
Ba	0.23	0.62	0.17	0.13	-0.40	-0.53	0.45	0.58	0.29	0.21	-0.16	-0.16	-0.19	-0.19	1.00									
La	0.01	0.74	0.75	0.75	-0.66	-0.66	-0.65	-0.65	-0.65	-0.65	-0.27	-0.11	-0.17	-0.23	-0.23	0.18	-0.47	1.00						
Sr	0.24	0.62	0.17	0.13	-0.40	-0.53	0.45	0.58	0.29	0.21	-0.16	-0.16	-0.19	-0.19	-0.19	-0.19	-0.10	-0.10	1.00					
Ga	0.45	-0.03	-0.26	-0.15	-0.26	-0.27	0.04	-0.19	-0.19	-0.15	-0.08	-0.37	-0.37	-0.28	-0.09	0.33	-0.31	1.00						
Rb	0.20	0.24	0.11	-0.09	-0.37	-0.24	0.04	0.45	0.66	0.02	-0.16	0.38	0.38	0.02	0.30	0.10	-0.21	0.01	1.00					
Th	0.06	0.87	0.52	0.20	-0.39	0.20	0.43	0.06	0.26	-0.03	-0.17	0.06	0.06	-0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	1.00				
Zr	0.20	0.13	0.17	-0.07	0.18	0.18	0.18	0.18	0.18	0.18	0.18	0.18	0.18	0.18	0.18	0.18	0.18	0.18	0.18	0.18	1.00			
Pb	0.29	-0.03	0.29	-0.11	0.11	-0.12	0.03	0.02	0.14	0.16	0.07	-0.06	-0.08	0.21	0.12	-0.17	0.31	0.07	0.11	-0.06	1.00			
Zn	0.16	0.04	-0.07	-0.02	0.18	-0.05	-0.26	-0.09	0.04	0.04	-0.33	0.14	0.14	-0.24	0.00	0.05	0.13	0.29	0.13	0.05	-0.43	0.04	1.00	
As	0.10	0.18	0.04	0.12	0.05	0.06	0.04	0.13	0.03	0.33	-0.21	-0.04	-0.04	-0.33	0.00	0.01	0.26	-0.14	0.04	0.00	0.26	0.21	0.11	1.00
Mo	0.03	0.49	0.66	0.45	-0.52	0.25	-0.47	-0.19	0.04	0.02	-0.16	-0.16	-0.16	-0.48	-0.57	-0.23	0.26	0.03	0.42	-0.03	0.37	0.29	-0.23	1.00

anlamlıdır. Varyans homojendir. Her iki bölgedeki Cu değerleri arasında fark yoktur. Mo için $F = 4,8$ ve $P = 0,95 > 0,05$ anlamlılık düzeyinde anlamlıdır ve varyans homojendir. Pb için $F = 10,95$ $P = 0,003 < 0,05$ varyans homojen değildir.

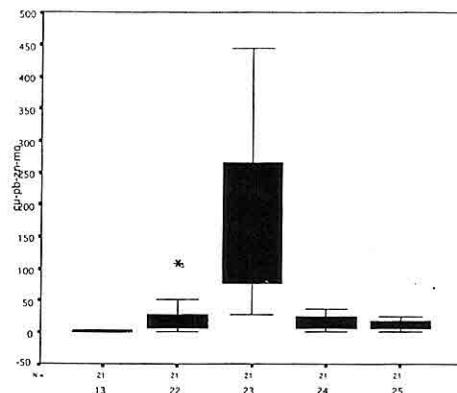
Her iki gurupdaki Cu, Pb, Mo miktarı ortalamaları, standart sapmaları (s_x) standart hataları %95 güven sınırı içinde ve $\alpha = 0,05$ yanılma ihtimalinde Kolmogorov-Simirnov dağılımında belirli bir teorik dağılımdan gelmiş olup olmadığı test edilmiştir. Burada H_0 rassal örneklerin dağılım ortalaması belirli olmayan bir dağılım olduğu saptanmıştır.

Buna göre Pul cevherleşmelerinde, S, Pb, Cu, Cl, değerleri Kolmogrov-Simirnova göre;

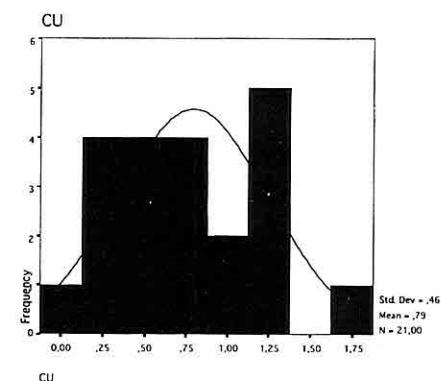
S değerleri, $P = 0,148 > 0,05$ den büyük olduğundan normal dağılım sunmaktadır. Pb değerleri $P=0,01 < 0,05$ ve Zn değerleri normal dağılım sunmamaktadır. Kalkpiritlerdeki Pb ve Zn içeriğinin yataktaki galen ve sfaleritten kaynaklandığını düşündürmektedir.

Cu, Pb, Zn, Mo ve As kutu çizgi grafiğinde Cu ve Pb pozitif çarpıklık gösterirken kalkpiritteki zenginleşmeyi, Mo ve As negatif çarpıklık ise kalkpirittin bu elementlerce fakirleştiğini göstermektedir (Şekil 3). Kutu çizgileri 1,5 kutu boyundan fazla olması aşırı değerlerin bulunduğuunu göstermektedir.

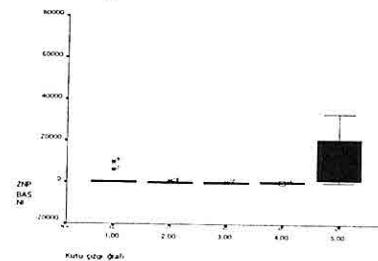
Pul kalkpiritlerindeki Cu değerleri $P = 0,14 > 0,05$ (Şekil 4); Mo $P = 0,20 > 0,05$ ve As değerleri $P = 0,20 > 0,05$ gerçek önemliliğin alt sınırında normal dağılım sunmaktadır.



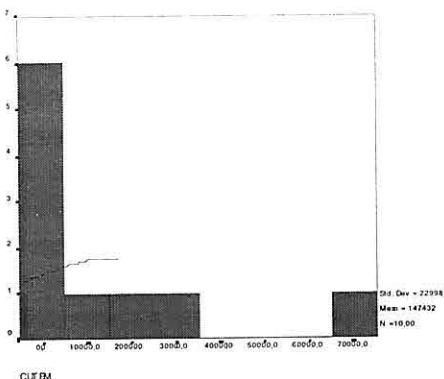
Şekil 3. Pul kalkpiritlerinde Cu (13), Pb (22), Zn (23), Mo (24) ve As (25) dağılımı.



Şekil 4. Pul kalkpiritlerindeki Cu'nun dağılımı.



Şekil 5. Temte kalkpiritlerindeki Zn (1), Pb (2), As (3), Ni (4) ve Cu (5) dağılımı.



Şekil 6. Temte kalkopiritlerinde Cu'ın dağılımı.

Temte cevherleşmelerinde, Cu değerleri pozitif çarpıklık göstermektedir (Şekil 5). S değerleri $P=0,74$; Cr değerleri $P=0,9$; Cu değerleri $P=0,4$; Mo değerleri $P=0,1$ ve Ni değerlerinin $P=0,5 > 0,05$ normal dağılım gösterirken Pb değerleri $P=0,04$ ve Cu değerleri için $P=0,015 < 0,05$ normal dağılım sunmadığı görülmektedir (Şekil 6).

AD: %95 ihtimalle anlamlılık derecesi, OASD Örnekler arası serbestlik derecesi, t : tablo değeri, P: anlamlılık değeri , Cu P: Pul kalkopiritleri, Cu T : Temte kalkopiritleri

Ayrıca Pul ve Temte yöresinde gözlenen ve yorumlarımıza katkıda bulunan bazı element (Cu, Pb, Zn, Mo, ve S) değerleri arasında her iki cevher yatağında gözlenen elementlerin ortalama değerleri arasında herhangi bir anlamlılığın bulunup bulunmadığını ortaya çıkarmak amacıyla t - testi yapılmıştır (Çizelge 3).

Pul ve Temte cevherleşmelerine ait

kalkopiritlerdeki Cu, Mo, S, Pb ve Zn'nun konsantrasyonlarının benzer olup olmadığı 0,95 anlamlılık düzeyinde kontrol edilmiştir. Buna göre Cu, Mo, S, Pb ve Zn değerlerinin, 0,95 anlamlılık düzeyi ve serbestlik derecesi için t-tablo değeri, örneklerin serbestlik dereceleri büyükçe sıfıra yaklaşığı görülmektedir. Buna göre büyük örneklerde ait t-değeri ortalama etrafına daha fazla yığılmakta daha az varyasyon göstermektedir. Her bir element ayrı ayrı incelendiğinde anlamlılık değerlerinin 0,05 den küçük olduğu ve normal dağılım sunmadığı görülmektedir.

Sonuç olarak Pul ve Temte kalkopiritlerindeki Cu, Mo, S, Pb ve Zn konsantrasyonları arasındaki farkın önemli olduğu dolayısı ile ikisinin aynı anakitleye sokulamayacağı söylenebilir.

6. SONUÇLAR

Baskil (Elazığ) yöresi Pul ve Temte Mahalleleri piritli bakır cevherleşmeleri Üst Kretase yaşı Elazığ Magmatitlerine ait diyorit, gabro, bazalt ve andezitlerle ilişkili olarak bulunmaktadır.

Pul cevherleşmeleri esas olarak pirit ve kalkopiritten oluşmaktadır. Az miktarda barit, sfalerit ve tennantit bulunmaktadır. İkincil mineraller, enarjıt, idait, lölinjıt ve limonittir. Temte cevherleşmelerinde esas mineraller, pirit, kalkopirit, az bornit ve arsenopirit, ikincil olarak ise dijenit, idait, kovelin, kalkosin gözlenmektedir.

Pirit, alterasyon zonlarında yaygınlığı ile diğer minerallerden ayrılmaktadır. Yan kayaç alterasyonlarının yoğun olduğu yerlerde Cu, Pb, Zn miktarı çok daha düşüktür. Bunun nedeni, hidrotermal

Çizelge 3. Pul ve Temte kalkopiritlerine ait Cu, Mo, S, Pb ve Zn değerlerine ait parametrik olmayan bağımsız örneklerin t-testi.

	F	AD	t	OASD	İki yönlü AD (P)	Ortalama Farkları	Standart hata farkı	Farkların %95 güven aralığı alt sınır	%95 güven Üst sınır
Cu_P-Cu_T									
Normal Dağılım	14,528	0,001	1,327	29	0,195	814,62	133	-3684	17314
Anormal Dağılım			0,928	9,33	0,37	814,62	340	-9699	23329
Mo_P-Mo_T									
Normal Dağılım	24,57	0,00	5,058	29	0,00	64,29	12,71	38,29	90,28
Anormal Dağılım			3,52	9,3	0,006	64,29	18,23	23,24	105
S_P-S_T									
Normal Dağılım	9,35	0,005	-4,6	29	0,000	-4,87	1,05	-7,03	-2,72
Anormal Dağılım			-6,7	21	0,000	-4,87	0,72	-6,39	-3,39
Pb_P-Pb_T									
Normal Dağılım	15,11	0,01	1,67	27	0,11	3008	1795	-675	6693
Anormal Dağılım			1,002	7	0,34	3008	3001	-4088	10105
Zn_P-Zn_T									
Normal Dağılım	7,39	0,011	1,18	29	0,24	1063	897	-773	2899
Anormal Dağılım			0,93	10,9	0,37	1063	1139	-446	3572

çözeltilerin ilk evresinde pirit, sfalerit, galen ve barit ilk kristalleşme ürünü olarak oluşmuş, daha sonraki evrelerde hidrotermal çözeltilerin yukarı hareketleri ile pirit ve kalkopiritce zenginleşmeler gerçekleşmiştir.

Pul cevherleşmelerindeki kalkopirit örneklerinde Cu, Pb, Zn, Mo ile Cl arasındaki negatif korelasyon cevher oluşturucu hidrotermal çözeltilerin Cl'ca fakir olduğunu, S-SiO₂ arasındaki ($r=-0,62$; $P=0,03$) negatif korelasyon bu çözeltilerin silis içeriğinin düşük olduğunu bu nedenle cevher oluşturucu çözeltilerin hidrotermal sistemin ilk evrelerinde

geliştiği düşünülmektedir. La gibi hafif nadir toprak elementlerin varlığı hidrotermal çözeltilerin Al, Ti, Mn ve Fe ce zenginliğini ancak Ca bakımından fakir olduğunu göstermektedir.

Temte cevherleşmelerine ait kalkopirit örneklerinde, Pul cevherleşmelerinin aksine SiO₂ – S ($r=0,27$; $P=0,5$) ile S-Cl ($r=0,75$; $P=0,02$) pozitif korelasyonun varlığı cevher oluşturucu çözeltilerin asiditesinin yüksek olduğunu ve hidrotermal sistemin daha geç evrelerini yansitan farklı hidrotermal kökene işaret etmektedir. Cevher oluşumunda etkili olan hidrotermal çözeltilerin SiO₂ – Cl - F ve S

**PUL-TEMTE YÖRESİNDEKİ PİRİTLİ BAKIR CEVHERLEŞMELERİNİN JEOKİMYASAL
ÖZ. VE JEOİSTATİSTİKSEL DEĞERLENDİRMELER**

iceriği bu fikri desteklemektedir. Jeoistatistik değerlendirmelerle, her iki bölgedeki Cu, Mo, S, Pb ve Zn değerleri karşılaştırılmış (t-testi) ve konsantrasyonlar arasındaki farkın önemli olduğu ve aynı anakitleye sokulamayacağı belirlenmiştir.

8. KAYNAKLAR

Akgül, B., 1993, Piran Köyü Keban çevresindeki magmatik kayaçların petrografik ve petrolojik özellikleri. Fırat Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Doktora Tezi, 118 s, (Yayınlanmamış).

Akgül, M., 1991, Baskıl (Elazığ) granitoyitlerinin petrografik ve petrolojik özellikleri. Geosound/Yerbilimleri, 18, 67-78.

Asutay H. J., 1985, Baskıl çevresinin jeolojisi ve petrografik incelenmesi. Ankara Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü. Doktora Tezi. 151s. (Yayınlanmamış).

Bingöl, A. F., 1984, Geology of Elazığ area in the Eastern Taurus Region. In. The Geology of The Taurus Belt, International Symposium Proceeding O. Tekeli and M.C Göncüoğlu (eds), 209-216. Ankara.

Bölükç C., Akgül, M., Sağiroğlu, A., 1999, Topalkem (Baskıl-Elazığ) cevherleşmelerinin mineralojik ve jeokimyasal özellikleri. TJK Kurultayı Bildiriler Kitabı, 10-12 Mayıs. 191-198 Ankara.

Hempton, M. R., ve Savci, G., 1982, Elazığ volkanik karmaşığının petrolojik ve yapısal özellikleri. TJK Bült, 25,2,143-151. Ankara.

Perinçek, D., 1979, The Geology of Hazro - Korudağ - Çüngüş - Maden - Ergani - Hazar - Elazığ, Malatya area . Guid Book, TJK yayını. Ankara.

Turan, M., 1984, Baskıl Aydinlar(Elazığ) yoresinin stratigrafisi ve tektoniği. Fırat Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Doktora Tezi, 185s, (Yayınlanmamış).

Yazgan, E., 1981, Doğu Toroslarda etkin bir paleokita kenarı etüdü. (Üst Kretase-Orta Eosen) Malatya- Elazığ -Doğu Anadolu. Yerbilimleri Dergisi, 7,83-104.

Yazgan, E., 1983, Malatya - Elazığ yoresinde Doğu Torosların jeodinamik evrimi. Toros Jeolojisi Uluslararası Sempozyumu. 26-29 Eylül, 16-17. Ankara.

**PINARBAŞI (ÇELİKHAN-ADIYAMAN) APATİTLİ MANYETİT
CEVHERİNİN MINERALOJİSİ JEOKİMYASI VE KÖKENİ**

Ayten ÖNAL

İ.Ü., Maden Müh. Bölümü, Malatya/Türkiye.

Ahmet ŞAŞMAZ

F.Ü., Jeoloji Müh. Bölümü, Elazığ/Türkiye

Ali ÖNAL

İ.Ü., Malatya Meslek Yüksekokulu, Malatya/Türkiye

ÖZET: Pınarbaşı apatitli manyetit yatağı Doğu Toros kuşağının batısında yer almaktadır. Çalışma alanında şist ve kireçtaşından oluşan Permo-Karbonifer yaşı Malatya metamorfitleri ve Eosen yaşlı Maden karmaşığı yüzeylenmektedir. Pınarbaşı cevherleri Malatya metamorfitlerinin serisit-kloritşistleri içerisinde tabaka veya mercekler halinde bulunmaktadır. Doğrultuları yaklaşık kuzey-güney ve dalımları 25-35° batıyadır. Cevherli zonun kalınlığı 0.5-7.5 m, yanal devamlılığı 2000-2500 m arasında değişmektedir. Cevherleşmelerin baskın minerali manyetittir. Daha az miktarda bulunan hematit, spekülarit, limonit ve apatit de buna eşlik etmektedir. Yaygın gang mineralleri klorit ve serisitdir.

Ana oksitler çokluk sırasına göre Fe_2O_3 , SiO_2 , Al_2O_3 , CaO ve P_2O_5 dir. Cevher örneklerinin toplam NTE ortalaması yaklaşık 757 ppm'dir. Örneklerin hafif NTE içerikleri, ağır NTE içeriklerine göre nispeten yüksektir. Tüm cevher örnekleri az belirgin pozitif Ce ve negatif Eu anomalisi göstermektedir. Cevher örneklerinin TiO_2/Al_2O_3 oranı normal sedimanter kayaçlarındaki uygunluk gösterir. $(Eu/Sm)_{CN}$ oranı < 1 ve $(Sm/Yb)_{CN}$ oranı > 1 dir. Bu sonuçlar demirin sedimanter havzaya kitasal alanlardan taşınmış olabileceğini göstermektedir. Jeolojik, mineralojik ve jeokimyasal veriler Pınarbaşı cevherinin sedimanter kökenli olduğuna ve Paleozoyik-Tersiyer zaman aralığında bölgesel metamorfizma ve magmatizmadan etkilendiğine işaret etmektedir.

**MINERALOGY GEOCHEMICY AND ORIGIN OF PINARBASI
(CELİKHAN-ADIYAMAN) APATITE BEARING MAGNETITE ORE**

ABSTRACT: Pınarbaşı apatite bearing magnetite deposit is located in the west of the Eastern Taurus belt. In study area, Permo-Carboniferous Malatya metamorphites what are made of schists and limestone and Eocene Maden complex outcrop. Pınarbaşı ores are situated as layer or lenses within sericite-chlorite schists of Malatya metamorphites. Their strikes are about north-south and dip 25 to 35° west. The thicknesses of mineralized zones varies between 0.5 and 7.5m and its lenght is 2000-2500m. The dominant mineral of the ores is magnetite. This mineral accompanient in

lesser amount by hematite, specularite, limonite and apatite. The common gangue minerals are chlorite and sericite.

The abundance order of the components are as Fe_2O_3 , SiO_2 , Al_2O_3 , CaO and P_2O_5 . Average of REE totals is 757 ppm in ore samples. The light REE contents of samples are relatively higher than those of the heavy REE. All of the ore samples show slightly positive Ce and negative Eu anomaly. The TiO_2/Al_2O_3 ratio of mineralized samples shows that these samples correspond to normal sedimentary rocks. The $(Eu/Sm)_{CN}$ ratio is < 1 and the $(Sm/Yb)_{CN}$ ratio is > 1. These results suggest that iron may have been transported from continental areas to the sedimentary basin. Geological, mineralogical and geochemical data indicate that Pınarbaşı ores formed in the sedimentary origine and they were affected regional metamorphism and magmatism during the time span from Paleozoic to Tertiary.

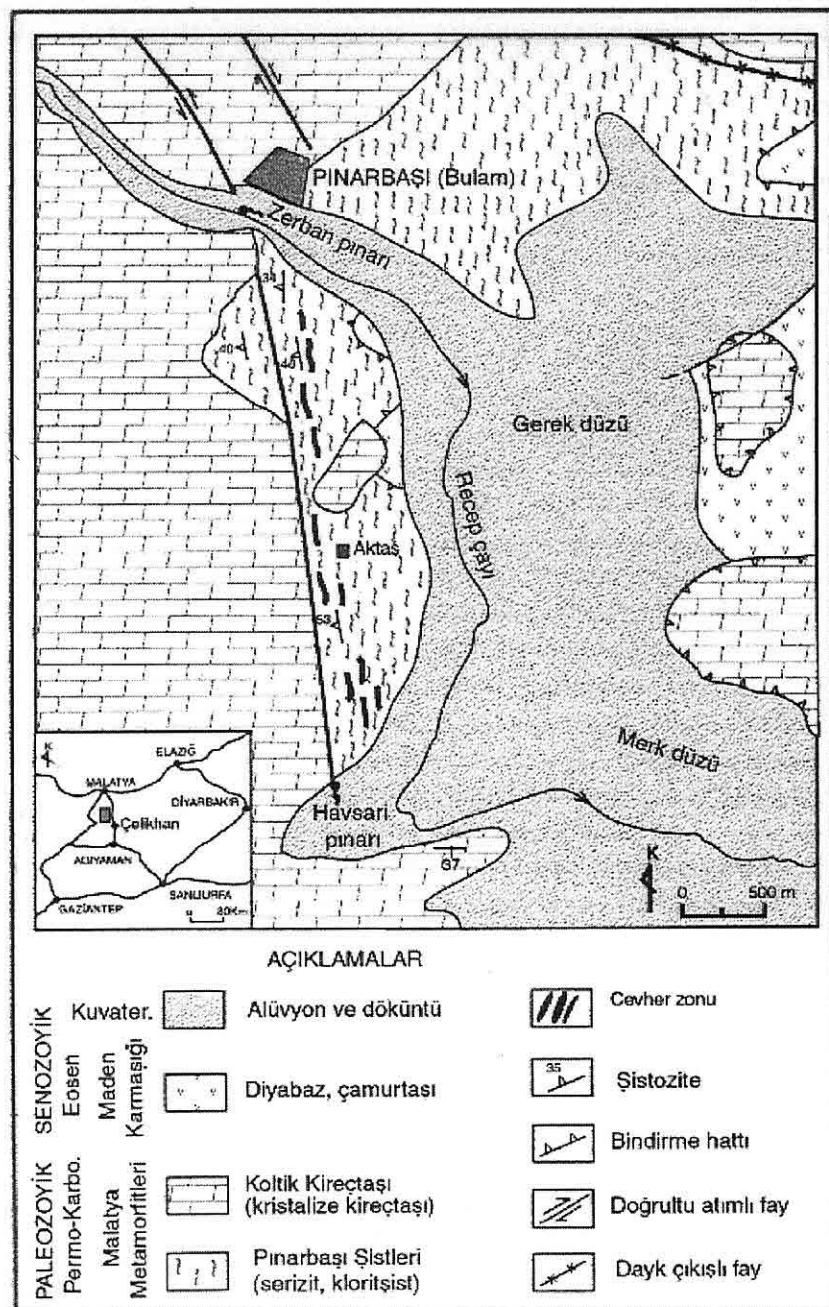
1. GİRİŞ

Pınarbaşı apatitli manyetit cevherleşmeleri, Çelikhan (Adıyaman) ilçesinin 6 km. batısında yer almaktadır. Cevherleşmelerle Adıyaman (70 km) ve Malatya (30km) üzerinden ulaşılmaktadır (Şekil 1). Çalışma alanı Doğu Toroslar’ın batısında yer almaktır ve yörede Malatya metamorfitlerine ait birimler ile Maden karmaşığına ait birimler geniş alanlar kaplamaktadır. Özellikle Malatya metamorfitlerine ait birimler içinde çok sayıda bindirmeli yapılar gelişmiş, değişik atımlı faylar, senkinal ve antiklinaller oluşmuştur (Perinçek 1979, Pişkin 1972, Yazgan 1987, Yazgan ve Chesse 1991).

Çelikhan çevresi metalojenik açıdan birbirinden bağımsız oluşumlar halinde, fay ve bindirme düzlemlerine yerleşmiş F, Pb-Zn ve Cu zenginleşmeleri sunmaktadır (Şaşmaz ve Önal 1998, Şaşmaz ve dig. 1999).

Pınarbaşı apatitli demir cevherleşmeleri üzerinde uzun yillardan beri pek çok jeolojik çalışma yapılmıştır. Bu çalışmaların tamamına yakını MTA tarafından gerçekleştirılmıştır. İlk çalışmalar 1970’li yıllarda başlamış ve 1984 yılına kadar devam etmiştir (Akar 1973, Biten vd. 1984, Büyükkidik ve Aras 1984, Cengiz vd. 1982, Önenç ve Yılmaz 1981, Tüzün 1984). Bu süreç içerisinde cevherleşme üzerinde manyetik prospeksiyon, 9 (dokuz) adet sondaj ve çok sayıda yarma çalışmaları ile aramalar yapılmıştır. Son olarak, Güneş (1994) tarafından jeolojik ve istatistiksel olarak yatağın rezervine farklı bir açıdan yaklaşılmıştır. Bu çalışma kapsamında ise cevherleşmeler mineralojik ve jeokimyasal olarak incelenerek, oluşum ve kökeni aydınlatılmaya çalışılmıştır. Bunun için cevherleşmelerin yankayaçlarla olan ilişkisi, tektonik konumu, mineralojisi ve

PINARBAŞI (ÇELİKHAN-ADIYAMAN) APATİTLİ MANYETİT CEVHERİNİN
MİNERALOJİSİ JEOKİMYASI VE KÖKENİ



Şekil 1. Çalışma alanının jeoloji haritası (Cengiz vd. 1982'den sadeleştirilmiştir).

dokusal özellikleri, ana, iz ve nadir toprak element jeokimyası incelenmiştir.

2. JEOLOJİ

2.1. Stratigrafi

Malatya metamorfitleri bölgede çeşitli şistler ve kireçtaşları ile temsil edilmektedir. İnceleme alanındaki şistler Pınarbaşı şistleri ve kireçtaşları ise Koltik kireçtaşı olarak adlanmıştır.

Pınarbaşı şistleri ve Koltik kireçtaşı Eosen sonrası bölgede etkin olan tektonik hareketlenmelerle Maden karmaşığı ve Pütürge metamorfitleri üzerine itilmişlerdir. Bu itilme dönemlerinde birimin kendi içindeki stratigrafik ilişki ters faylanmalarla bozulmuş ve birçok alanda, istifin alt düzeyleri, daha üst düzeyler üzerine tektonik dilimler halinde itilmiştir. Bu ilişki çalışma alanı yakın çevresindeki birçok alanda izlenmektedir (Gözübol ve Önal 1986).

Pınarbaşı şistleri: Çalışma alanının kuzey ve batı kesiminde yüzeylenmektedir. İlk defa Gözübol ve Önal (1986) tarafından Pınarbaşı formasyonu olarak adlandırılan birimlere karşılık gelmektedir. Çeşitli şistlerle temsil edilen birim, alttan üste doğru kloritist, kuvars-kloritsist, serisitist ve kalkistinden oluşur. Batıya doğru mermerlerle arakatkılı hale dönüşür ve üste doğru ise yer yer yarı kristalizedir. Birim, Koltik kireçtaşına dereceli geçişlidir. Ancak, bölgeye yerleşim esnasında bu ilişki çoğu alanda bozulmuş ve iki birim arasında tektonik dokanaklar ortaya çıkmıştır. Birimde şistozite iyi gelişmiş olup, şistoziteyi kesen değişik

kalınlıklarda kuvars damarları bulunmaktadır. Birimin tabanı çalışma alanı dışında, Pütürge metamorfitleri ve Maden karmaşığı üzerine itilmelidir. Kalınlığı yörede 800 m'ye kadar ulaşmakta olup, litolojik ve mineralojik özelliklerine göre, Gözübol ve Önal (1986) tarafından derin deniz çökellerinin bölgesel metamorfizması ile oluşturuları açıklanmıştır.

Koltik Kireçtaşı: Çalışma alanının batı ve doğu kesimlerinde yer almaktadır. İnceleme alanı dışında Koltik köyü (inceleme alanı kuzeydoğusunda) civarındaki tip yeri kesiti ile Gözübol ve Önal (1986) tarafından ilk defa adlandırılmıştır. İnceleme alanında tabanda gri veya siyahımsı gri, üst kesimlere doğru beyaz, sert, tabandan orta-üst seviyelere doğru kalın tabakalı, orta derecede kristalize olmuş, yer yer masif, bol eklemlili, yersel düzlemsel laminalı ve az çörtlüdür. Bazı seviyelerinde epidot, klorit, kuvars ve kalsitden oluşan yeşilimsi zonlar bulunmaktadır. Kalınlığı 100-1000 m arasında değişmektedir.

İnceleme alanının kuzeydoğusunda ve yakını civarında Malatya metamorfitlerine ait şist ve kireçtaşını kesen çok sayıda bazik daykların varlığı ise Önenç ve Yılmaz (1981) tarafından ortaya çıkarılmıştır. Ayrıca, inceleme alanı dışında, Çelikhan güneyindeki Abdülharap-Pınarbaşı bindirme hattındaki ters yarınlımlarla ilişkili küçük ölçekli (250-500 m) asidik dayk çıkışlarının Malatya metamorfitlerine ait kireçtaşlarını kestiği Büyükkıdık ve Aras (1984)

tarafından belirlenmiştir. Birimin litofasiyes özelliklerine bakılarak, şelf ortamında çökeldiği ve sonradan bölgesel metamorfizma ile kristallendiği açıklanmıştır (Gözübol ve Önal 1986).

Maden Karmaşığı: İnceleme alanının doğu kesiminde yeralmaktadır, harita alanı dışında ise daha çok kuzeydoğu yönünde yayılım göstermektedir. Karmaşık; andezitik-spilitik tüfler, kırmızı çamurtaşları ve kireçtaşlarından meydana gelmiştir. İnceleme alanında ve yakın civarında daha çok, kırmızı çamurtaşı ardalanmalı, andezitik-spilitik tüfler ile temsil edilmektedir. Maden karmaşığının inceleme alanındaki yüzlekleri Malatya metamorfitleri tarafından tektonik dokanakla üzerlenmektedir. Tektonik dokanaklı bu kesimlerde yer yer fillat veya şiste dönüşmüştür. Birimin alt dokanlığı inceleme alanında görülmez. Ancak, inceleme alanı dışında bölgedeki birçok alanda Pütürge metamorfitleri üzerinde diskordanslı olduğu belirtilmiştir (Büyükkıdık ve Aras 1984, Gözübol ve Önal 1986). Karmaşığın üst seviyelerindeki nümmülitli kireçtaşı düzeylerinden derlenen fosillerle, birimin Lütesiyen yaşılı olduğu Büyükkıdık ve Aras (1984) tarafından açıklanmıştır.

Kuvaterner Çökelleri: İnceleme alanında özellikle Malatya metamorfitlerinin bulunduğu yükseltilerin yamaçlarında, etek ve yamaç molozları gelişmiştir. Yine cevher yantaşının üzerinde yer yer 2.5-3 m kalınlıkta cevherli veya cevhersız döküntüler yaygındır. Gerek düzluğu boyunca ise daha çok altıyon örtü bulunmaktadır.

2. 2. Yapısal Jeoloji

Bölge Torid tektonik birliğinin Arap platformu ile çarışma kuşağına yakın olması nedeniyle aşırı derecede tektonizmadan etkilenmiştir. Güneydoğu Anadolu'nun tektonik evrimi içerisinde farklı jeolojik evrelerde farklı yapısal hareketler geçirmiştir, bunun sonucunda bindirme, normal ve doğrultu atımlı faylar oluşmuştur. Özellikle bindirme fayları bölgesel ölçekte ve hakim yapılardır. DAF zonu ve ana bindirme hattı çalışma alanının hemen güneyinden geçmekte olup Gözübol ve Önal (1986) tarafından "Şerefhan Bindirmesi" olarak adlandırılmıştır. Bölgede Malatya metamorfitleri, Maden karmaşığı üzerine itilmelidir. Bu itilme sürecinde, Malatya metamorfitlerine ait birimler de kendi içerisinde dilimlenmiş, birbiri üzerine itilmiş ve ilksel stratigrafik ilişki çoğu yerde korunamamıştır. Cevherin içinde yer aldığı sistler aşırı derecede kıvrımlanmış ve ezilmiştir. Büyük ölçekli normal faylar kuzey-güney hariç her yönde uzanımlı olup, Malatya metamorfitlerinin yerleşmesinden sonra ortaya çıkan gravite tektoniği ile ilişkilidir. Harita alanının kuzeydoğusunda olduğu gibi, Malatya metamorfitleri içerisindeki bu normal fayların doğrultusu boyunca sıralanmış, birkaç on metreye kadar çıkabilen, değişik kalınlıklarda, diyabaz bileşimli dayk çıkışları gelişmiştir. Bölgenin tektonik gelişimi içerisinde, yörede gözlenen Şerefhan bindirmesinin Eosen sonrası veya Erken Miyosen'de başlamış olabileceği Şaşmaz ve Önal (1998) tarafından açıklanmıştır.

İnceleme alanı doğusundaki bindirmeler, Şerefhan bindirmesinin sentitistik bileşenleri olarak kabul edildiğinden, aynı dönem içerisinde veya hemen sonrasında olduğu düşünülmektedir.

3. CEVHERLEŞMENİN MAKROSKOPİK VE MİKROSKOPİK ÖZELLİKLERİ

3.1. Cevherleşmenin Konumu ve Makroskopik Özellikleri

Pınarbaşı apatitli manyetit yatağı Güneydoğu Anadolu bindirme kuşağında bulunan çok sayıdaki cevherleşmelerden (Çelikhan-Adiyaman Pb-Zn ve florit cevherleşmeleri, Şaşmaz ve Önal 1998; Şaşmaz vd. 1999; Sivrice ve Baskıl-Elazığ Fe cevherleşmeleri, Acar 1997; Kulp-Diyarbakır piritik cevherleşmeleri, Akgül 1993) birisidir. İnceleme alanına yakın yörelerde ise özellikle Pınarbaşı şistlerinin, Koltik kireçtaşının üzerine itildiği zonlarda Pb-Zn, Malatya metamorfitlerinin en üst düzeyini oluşturan Kalecik kireçtaşının üzerine itildiği zonlarda ise Cu ve florit zenginleşmeleri görülmektedir (Şaşmaz ve Önal 1998, Şaşmaz vd. 1999).

Pınarbaşı apatitli-manyetit yatağı ise Pınarbaşı şistleri içerisinde ve şistlerin Kalecik kireçtaşına yakın zonlarında bulunmaktadır (Şekil 1 ve 2a-b). Cevherin içinde yer aldığı ana kayaç serisit ve kloritşistler olup, derine doğru kalkşist ve kuvarsistler de bulunmaktadır. Klorit şistler açık mavi-grimsi, serisitşistler sarımsı-kırılarak, kalkşistler ise beyazimsi renklerde izlenmektedir. Derlenen örneklerde albit-kuvars-biyotitşist,

hornblend-epidot-albitşist ve kuvars-muskovitşistlerin daha baskın olduğu belirlenmiştir.

Cevher kuzey-güney yönde uzanımlı mercek şekilli yataklanma göstermektedir. Bu nedenle cevherleşmenin de doğrultusu kuzey-güney olup, dalımı yersel terslenmeler dışında genelde 25-35° batıyadır. Yüzeyde ise 80-100 m genişlik, 2000-2500 m uzanım göstermektedir. MTA tarafından yapılan sondajlarda kireçtaşları altında 30° ile batıya dalım saptanmıştır (Büyükkıdık ve Aras, 1984). Zenginleşmiş yüksek dereceli demir zonları ise daha çok kıvrımlanmaların yoğun olduğu alanlarda bulunmaktadır. Cevherleşme tabuler biçimde ve şistlerden oluşan steril zonlarda arakatkılı olarak bantlı bir durum göstermektedir. Cevher minerali çoğulukla manyetittir. Hematit ve spekülarit yatağın üst kısımlarında yaygın olup yer yer götitli, manganlı ve limonitli seviyeler de gözlenmektedir. MTA tarafından yapılan sondajlarda daha derin zonlarda siderit oluşumlarına da rastlanmıştır. Cevher masif, bantlı ve saçılımlı halde bulunmaktadır. Apatit minerallerine makroskopik boyutta rastlanmamıştır.

Cevherli zonun kuzeydeki kısmında, sık sık küçük ölçekli yanal ve düşey faylanmalar ile kıvrımcıklar gözlenirken, güney kısmındaki yapı daha düzenlidir. Yine MTA tarafından 1980 yılında yapılan manyetik etüd sonucunda, Havşarı ve Zerban pınarı arasındaki 733.200 m² lik bir alanda anomali oluşumu belirlenmiştir. Anomalilerden

cevherleşmenin doğrultusu kuzey-güney, yatımın ise kuzeydeki kısmında düşeye yakın, tektonizmanın daha az etkili olduğu güney kısmında ise batıya doğru az eğimli (6°) olduğu saptanmıştır. 1983 yılı ve öncesi demir etüdleri esnasında ise yaklaşık 400 m^3 lük yarma yapılmış ve 1981, 1982, 1983 yıllarında 9 (dokuz) adet sondaj açılmıştır. Açılan sondajlarda şistlerle ardalanmalı olarak 0,42 cm ile 7,32 m arasındaki kalınlıklarda cevherli seviyeler kesilmiştir. Kesit yöntemiyle MTA tarafından, yaklaşık 24 milyon ton görünür, 29 milyon ton muhtemel ve 17 milyon ton mümkün olmak üzere, 70 milyon ton toplam rezerv hesaplanmıştır (Büyükkıdık ve Aras, 1984). Güneş (1994) tarafından parelél kesit yöntemi ile yapılan hesaplamlara göre ise, yatağın rezervi 66.196.000 ton, metal içeriği ise Fe için 23.863.200 ton, P_2O_5 için 1.373.600 ton olarak bulunmuştur. Ortalama Fe tenörü % 36.04 ve P_2O_5 tenörü ise % 2.07 olarak hesaplanmıştır.

3.2. Cevherin Mineralojik, Petrografik ve Dokusal Özellikleri

Araziden derlenen cevher örnekleri, mineralojik ve dokusal özelliklerinin belirlenmesi amacıyla, alttan ve üstten aydınlatmalı polarizan mikroskop altında incelenmiştir.

İnce kesit çalışmaları ile saptanan gang minerallerinde apatit, kuvars, kalsit, serisit, klorit, kloritoyid gibi düşük sıcaklık metamorfizmasını yansitan mineraller çokluktadır. Az da olsa biyotit, muskovit ve turmaline rastlanmaktadır. Kimyasal analiz sonuçları

gözönüne alındığında kloritlerin muhtemelen Fe-klorit, biyotitlerin ise lepidomelan bileşiminde olduğu düşünülmektedir. Serisit ve kloritler yönlenmeli, mikro kıvrımcıklı, 10-200 mikron arası tane boyunda, kuvars 0,04-0,60 mm, muskovit 0,03-0,56 mm, biyotit ise 0,18-0,40 mm arası tane boylarına sahiptir.

Apatit kristalleri genelde prizmatik, daha az iğnemsi şekillerde, 0,2 mm ye kadar farklı tane boylarında gözlenmektedir.

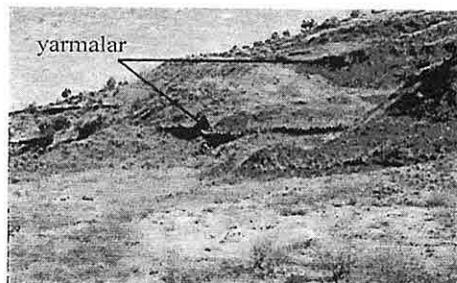
Ana cevher mineralini manyetit oluşturur. Hematit, spekülarit, limonit gibi oksitli ve hidroksitli demir mineralleri daha çok yatağın üst kısımlarından alınan örneklerde gözlenmektedir. Ayrıca, az da olsa mangan mineraline (psilomelan) de rastlanmaktadır.

Manyetitler çoğunlukla öz ya da yarıöz şekilli, diğer minerallerden daha iri (1,0-2,0 mm) kristallidir (Şekil 2c). İri manyetit kristalleri içinde çubuksu hematit ve iri manyetit kristallerini çevreleyen iğnemsi spekülarit oluşumları çok yaygındır (Şekil 2d). Ayrıca, iri manyetit kristalleri belirli yönler ya da kenar ve düzensiz çatlaklar boyunca kısmen martitleşerek hematite dönüşmüştür (Şekil 2e). Yine iri manyetit kristalleri içinde saçılımlı ve/veya kümelenmiş prizmatik iğnemsi apatitlere sıkça rastlanmaktadır (Şekil 2f-g). Örneklerin hemen tümünde kataklastik dokunun gelişmiş olduğu gözlenmektedir.

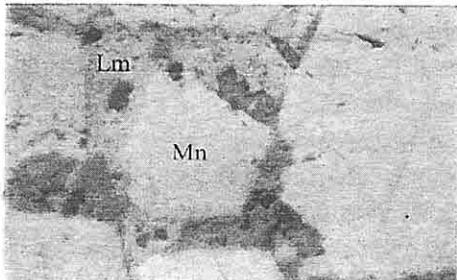
Hematitler ya manyetit içinde çubuksu kristaller halinde ya da manyetitin martitleşmesi ile oluşmuş özsekilsiz,



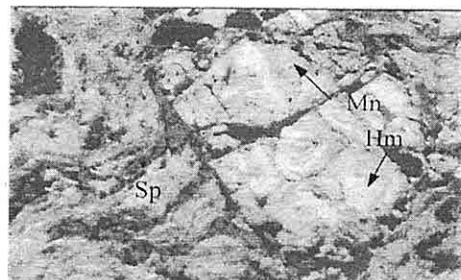
Şekil 2a. Cevherli alan ve Pınarbaşı köyünün genel görünümü. Bakış güneydoğudan kuzeybatıya.



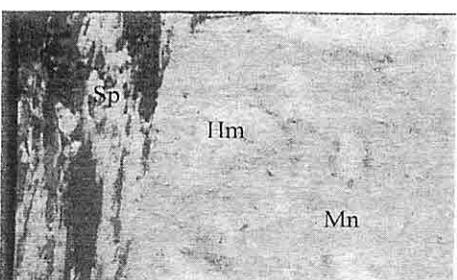
Şekil 2b. Cevher alanında yapılan yarmaların görüntüsü. Bakış kuzeybatıdan güneydoğuya.



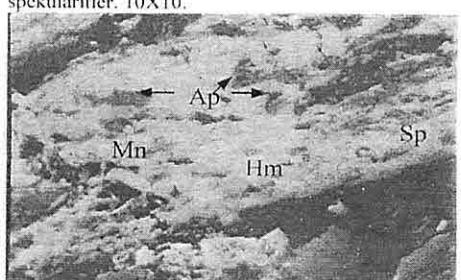
Şekil 2c. Özçekilli manyetitler ve aralarında gözlenen limonitler. 10X10.



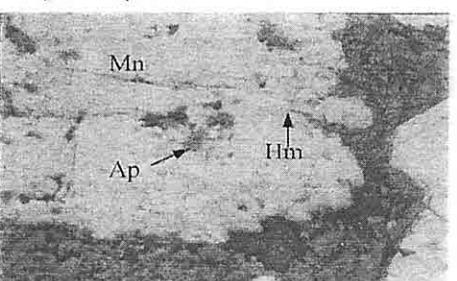
Şekil 2d. Özçekilli manyetit içinde çubuksu hematitler ve manyetiti çevreleyen iğnemsi spekülaritler. 10X10.



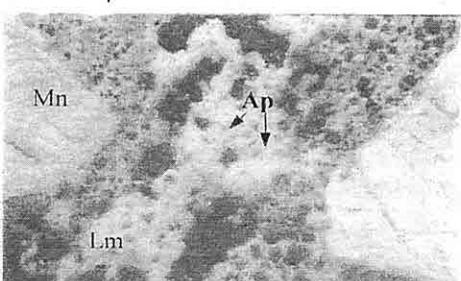
Şekil 2e. Manyetitin martitleşerek kısmen hematite dönüşümü ve spekülaritler. 10X10.



Şekil 2f. Manyetit içinde gözlenen apatitler ile hematit ve spekülarit. 10X10.



Şekil 2g. Manyetit içinde apatit taneleri. 10X10.



Şekil 2h. Limonit içinde apatit taneleri. 10X10.

Mn: manyetit. **Hm:** hematit. **Sp:** spekülarit. **Lm:** limonit, **Ap:** apatit.

ikincil oluşumlu taneler halinde izlenmektedir. Speküleritler ise manyetit kristalleri arasında küçük, kıvrımcıklı latalar halinde matriks malzeme şeklinde yer almaktadır. Manyetit ve hematit kristalleri arasındaki çatlak ve boşluklarda daha çok limonit, ender olarak psilomelan oluşmuştur.

Apatit kristalleri ya manyetit içerisindeki çatlak ve boşluklarda, ya da limonitler içerisinde gözlenmektedir (Şekil 2h). Apatit dışında kalsit, kuvars, serisit, klorit ve kloritoyid parajenezdeki diğer gang mineraleridir. Apatit miktarının arttığı seviyelerden alınan örneklerde daha çok manyetit+ apatit+ klorit parajenezi hakimdir.

4. CEVHERİN JEOKİMYASI VE KÖKENİ

4.1. Jeokimya

Pınarbaşı apatitli-manyetit cevherinin jeokimyasal özelliklerini belirlemek amacıyla 10 (on) adet cevher örneğinin kimyasal analizleri Kanada Acme Analiz Labaratuvarında üç farklı yöntemle gerçekleştirilmiştir. Ana oksit ve iz element analizleri ICP-ES'de, nadir toprak element analizleri ise ICP-MS'de yapılmıştır (Tablo 1).

Bu analizlere göre cevher örneklerinde ana oksit bileşenleri çokluk sırasına göre Fe_2O_3 , SiO_2 , Al_2O_3 , CaO ve P_2O_5 dir. Fe_2O_3 miktarı % 72-84 arasında değişmektedir. % 14'e kadar çıkabilen SiO_2 , silikatlı gang mineraleri ile kırık-çatlaklar ve cevher mineralleri arasında yerleşmiş kuvarslardan

kaynaklanmaktadır. Ateşte kaybın oldukça düşük olması cevherde karbonatların az olduğuna işaret etmektedir. 5 ve 6 nolu örnekteki kayıplar kalsit gangından kaynaklanmış olabilir. 4 ve 10 nolu örneklerde Ca fazlalığına karşın ateşte kaybın olmayışı, Ca'un karbonat değil, fosfat bileşiminde olabileceğini göstermektedir. Bu durum her iki örnekteki P_2O_5 miktarının fazlalığında da görülmektedir. Bu örneklerde göre 9 nolu örnekteki ateşte kaybın fazlalığı ise, Ca'un bir miktar karbonat bileşiminde olabileceğini düşündürmektedir.

Cevher örneklerinin ortalama Al_2O_3 içeriği % 4.66, TiO_2 içeriği ise % 0.21 olup, $\text{Al}_2\text{O}_3 / \text{TiO}_2$ oranı 22.39 dur. Bu değer bazaltik kayaçlarından çok yüksek, granitik kayaçlarından çok düşüktür. Ancak kitasal kabuğu temsil eden grovak (27.2), fillit (23.4) ve şistlerin (29.2) oranlarına (Kato vd, 1996) oldukça yakın olup, daha çok fillitik kayaçlarla uyumludur.

Örneklerde Fe_2O_3 arttıkça SiO_2 , MgO , CaO ve P_2O_5 miktarında belirgin bir azalma olmaktadır. P_2O_5 arttıkça CaO , Sr , Y ve toplam NTE miktarında bir artış gözlenmektedir (Şekil 3). Fe_2O_3 - SiO_2 çifti arasındaki yüksek negatif korelasyon katsayısı (-0.83) silikatın (kuvars) varlığına işaret etmektedir (Tablo 2). SiO_2 , MgO ile yüksek pozitif korelasyon gösterirken, Al_2O_3 , CaO , K_2O ve P_2O_5 ile çok düşük pozitif korelasyon göstermektedir. Yine silisin demirli bileşikler (manyetit ve hematit) ile negatif korelasyonlu ve cevher örneklerinin

Tablo 1. Pınarbaşıapatitli manyetit cevherleşmelerine ait örneklerin kimyasal analiz sonuçları /ana oksitler %, izelementler ppm dir).

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	6.36	14.11	11.71	12.58	10.60	6.01	8.94	7.33	11.43	10.70
Al ₂ O ₃	4.36	6.54	5.61	4.01	5.64	4.65	4.02	4.36	4.06	3.42
Fe ₂ O ₃	82.84	72.51	78.44	75.23	76.69	79.53	82.86	84.65	74.58	76.41
MgO	.15	.36	.27	.30	.16	.10	.05	.05	.08	.11
CaO	2.66	2.64	1.48	4.03	1.52	1.44	1.32	1.25	4.04	4.71
Na ₂ O	.17	.08	.09	.18	.08	.09	.15	.10	.17	.15
K ₂ O	1.06	.92	.58	.86	.95	.13	.84	.86	.93	.79
TiO ₂	.16	.26	.25	.18	.23	.20	.18	.19	.19	.24
P ₂ O ₅	1.97	2.07	1.19	3.07	1.28	1.55	1.04	.96	2.97	3.54
MnO	.01	.14	.07	.02	.01	.68	.01	.04	.01	.01
Cr ₂ O ₃	.015	.010	.011	.012	.011	.007	.009	.012	.010	.013
LOI	.2	.2	.1	.9	2.4	5.4	.3	.1	1.2	.4
Ba	157	137	101	160	149	37	253	159	258	126
Ni	37	52	71	40	46	52	31	49	34	45
Co	12.36	32.3	30.9	15.2	25.0	34.3	13.9	46.2	11.8	30.4
Mo	.1	1	1	.1	.1	3	.1	.1	.1	.1
Cu	24	13	10	4	3	4	3	1	1	.1
Pb	4	4	3	9	4	.3	10	8	9	6
Zn	57	87	90	70	114	145	66	76	57	53
As	3	.2	.2	.2	6	.2	7	.2	3	4
Cd	2.2	1.4	.4	.2	.2	.2	.2	.2	.2	.2
Sb	.5	.5	1.7	.5	1.9	.5	.5	1.7	.5	.5
Sr	156.3	150.2	74.4	150.3	105.7	130.3	121.9	110.8	240.0	222.2
Rb	46.0	44.7	26.2	37.5	44.9	7.0	41.7	41.4	46.3	37.8
U	2.8	5.6	3.5	3.4	4.6	2.1	2.2	1.8	3.6	2.8
V	654	565	506	636	494	450	695	658	597	504
Zr	109.2	93.4	101.7	132.5	73.7	100.2	166.3	157.5	150.7	157.0
Ga	11.8	15.6	15.5	10.4	14.0	10.8	8.8	9.8	9.9	9.6
Nb	6.8	9.2	7.4	12.5	7.2	10.5	10.1	9.2	7.2	8.9
Y	172.4	178.4	112.0	177.9	153.0	107.3	156.9	112.5	160.8	218.2
La	76.1	91.9	55.9	74.6	82.4	54.4	87.6	54.9	91.1	93.7
Ce	208.1	268.4	161.5	191.2	216.9	136.1	225.1	148.3	230.7	231.7
Pr	24.10	26.47	16.31	21.76	23.05	15.26	27.05	17.96	27.22	27.75
Nd	103.5	115.3	69.5	96.0	99.0	65.5	117.8	78.4	116.3	119.3
Sm	26.9	28.0	17.8	23.7	23.6	16.1	28.7	19.5	27.7	29.9
Eu	6.73	6.93	4.42	6.28	6.26	4.13	7.01	4.77	6.95	7.99
Gd	29.64	29.11	18.62	27.60	25.24	18.05	29.10	20.26	27.76	33.12
Tb	4.98	4.80	3.02	4.47	4.07	2.99	4.88	3.50	4.32	5.52
Dy	33.32	32.20	19.94	30.03	26.58	19.23	31.76	22.58	26.94	36.08
Ho	7.01	6.64	4.28	6.52	5.66	3.95	6.70	4.68	5.72	7.79
Er	21.37	20.69	13.32	20.50	17.69	12.34	20.95	15.12	17.61	23.69
Tm	3.05	3.05	1.94	2.93	2.53	1.78	3.17	2.28	2.55	3.40
Yb	19.21	18.63	11.94	17.82	15.67	11.09	20.30	13.95	15.53	20.13
Lu	2.89	2.89	1.89	2.76	2.48	1.76	3.10	2.14	2.42	3.00

manyetit-hematit bileşiminde olduğu Şekil 4'deki Fe_2O_3 - SiO_2 mineral diyagramında görülmektedir.

NTE'lerin ise demirli bileşikler değil de, bir miktar silis ve daha çok K_2O , CaO ve P_2O_5 ile birlikte geliştiği görülmektedir.

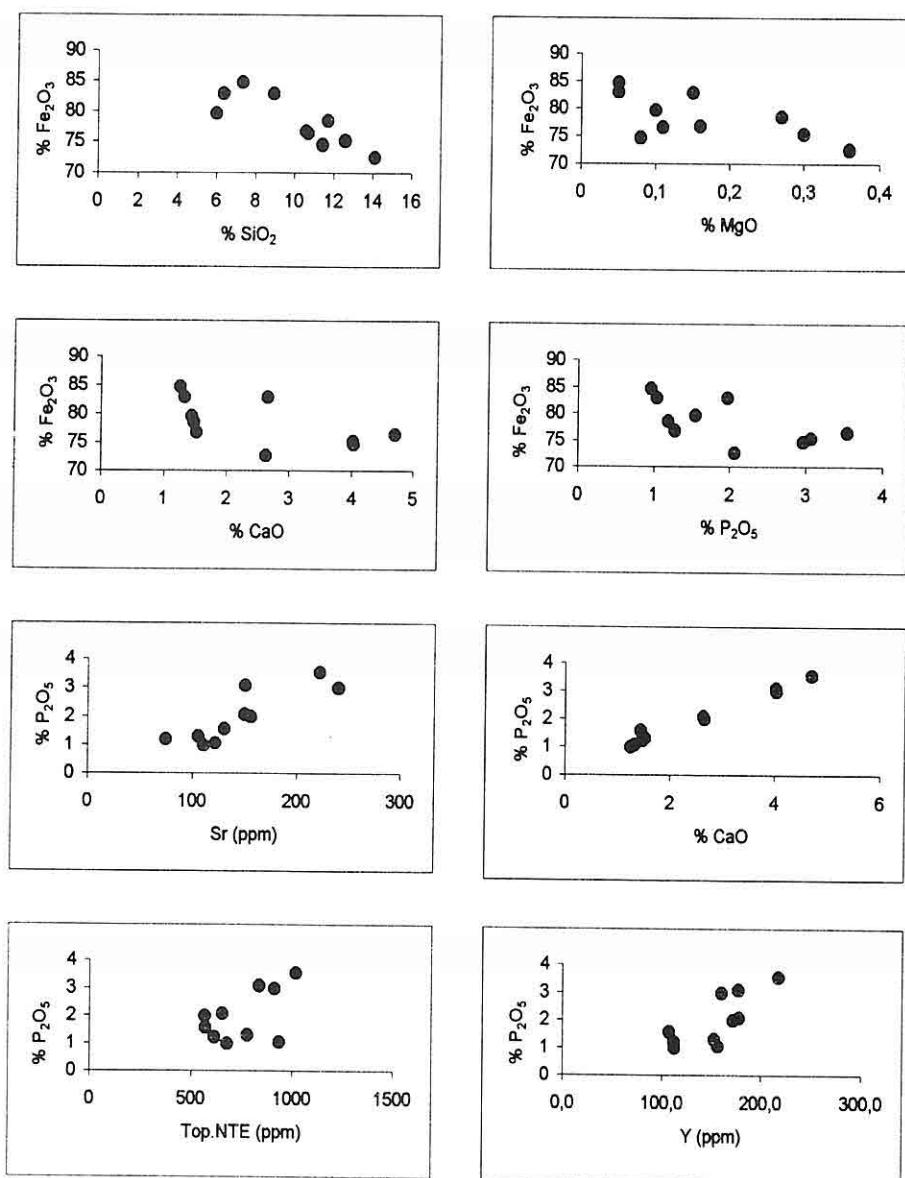
Cevherin V içeriği dünyadaki diğer demir yataklarının çoğundan fazladır. V, Ta, Ga ile CaO , P_2O_5 arasında negatif korelasyon bulunmaktadır. Bu durum V'un apatite birlikte olmadığını, yani V^{5+} şeklinde izomorfik olarak P^{5+} in yerini almadığını göstermektedir. Buna karşın V, muhtemelen manyetitdeki Fe^{3+} ün yerine geçmiş olmalıdır. Al_2O_3 - Fe_2O_3 'ün korelasyon katsayısı zayıf negatifdir. Bu durum Pınarbaşı cevherleşmelerinde bol miktarda demir oksit oluşturan Fe_2O_3 'ün, Al_2O_3 'ü maskelemesinden kaynaklanmış olabilir. Madrid (İspanya) kuzeybatısındaki Zamora stratiform demir mineralizasyonlarında da Fernandez and Moro (1998) tarafından benzer özellikler belirlenmiştir.

$\text{CaO-P}_2\text{O}_5$ diyagramında, cevher örneklerinin yaklaşık yarısında P_2O_5 bakımından belli bir zenginleşme gözlenmiştir (Şekil 5). P_2O_5 ve CaO arasında mevcut olan çok yüksek pozitif korelasyon katsayısı (0.99) da mineralizasyonda apatitin bolluğu işaret etmektedir. P ve Fe sedimanter havzaya taşınma esnasında genelde birlikte hareket ederler. Bu nedenle; apatit dışında diğer fosfatlar da (muhtemelen Fe'li) mevcut olabilir.

Pınarbaşı apatitli manyetit yatağının NTE içerikleri Tablo 1'de ve kondride

göre normalleştirilmiş NTE diyagramı Şekil 6'da verilmiştir. 10 (on) adet cevher örneğinin toplam NTE ortalaması 756.788 ppm dir. Cevher örneklerinin NTE'leri kondritlere göre normalleştirildiğinde (Boynton, 1984) tüm örneklerin dağılımlarının tamamen benzer olduğu görülmektedir. Buradan hareketle cevher fazının yatağın tümünde aynı prosese ait olduğu söylenebilir. Tüm NTE'ler dikkate alındığında ise Pınarbaşı apatitli manyetitlerinin az da olsa bir fraksiyonlaşma gösterdikleri ve hafif NTE'lerce daha zengin oldukları açıkça izlenmektedir. Elementler mineralojik ve petrolojik süreçlerle ayrılmışlarından NTE'lere başvurulması petrojenik problemlerde önemlidir. Ancak, metamorfizma ve alterasyonun NTE bollukları üzerine etkisinin olduğu da bilinmektedir. Hanson'a (1980) göre statik metamorfizma veya sadece sınırlı hidrotermal alterasyona uğramış olanlar orjinal kayacın NTE desen ve bollüğünü verir. Bununla birlikte, hidrotermal süreçlerin NTE desenlerini değiştirdiği ve hafif NTE'lerin tercihen Cl'ca zengin sivilarda hareketli olduğu, buna karşın F ve CO_2 'li akışkanlarda ağır NTE lerin zenginleştiği Taylor ve Fryer (1983a, b) tarafından açıklanmıştır. Bu verilerle Pınarbaşı cevherleşmeleri irdelendiğinde; Cevher örneklerinde hafif NTE'lerin ağır NTE'lerden daha fazla oluşу yatağın metamorfizma ve/veya F ve CO_2 'li akışkanlarından bir miktar etkilenmiş olabileceği düşünülmektedir.

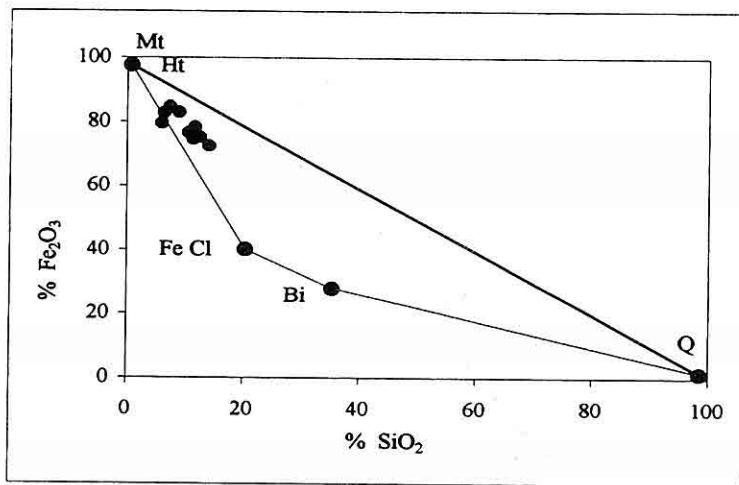
Negatif Ce anomalileri deniz suyundan kaynaklanan NTE'ler için iyi bir kanıt



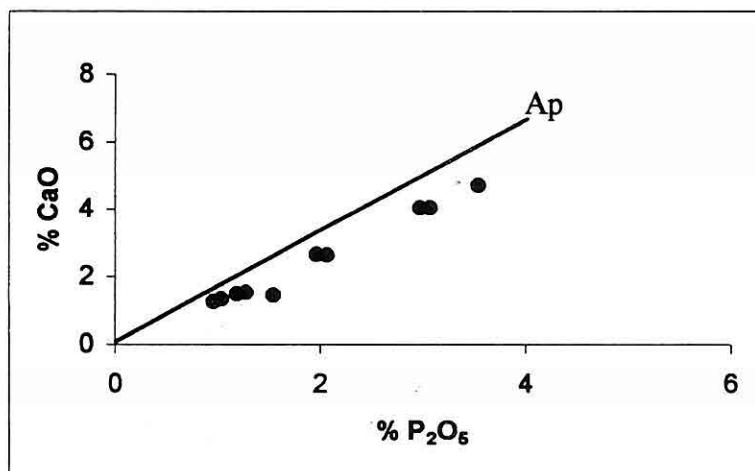
Şekil 3. Pınarbaşı apatitli manyetit örneklerindeki bazı oksit-oksit ve oksit-iz element değişim diyagramları.

Tablo 2. Çelikhan cevher örneklerine ait elementlerin korelasyon ilişkileri.

	S02	Al203	Fe203	MgO	CaO	Na20	K20	Ti02	P205	MnO	Cr203	Ba	Ni	Co	Cu	Pb	Zn	As	Cd	Sr	Rb	V	Zr	Ga	Y	U	Ta	Nb	T.NTE		
S02	1																														
Al203	0,40	1																													
Fe203	-0,83	-0,34	1																												
MgO	0,71	0,64	-0,63	1																											
CaO	0,43	-0,45	-0,58	0,17	1																										
Na20	-0,03	-0,16	0,04	-0,21	0,67	1																									
K20	0,32	0,01	-0,07	0,10	0,32	0,40	1																								
Ti02	0,08	0,36	-0,15	-0,01	-0,26	-0,39	0,21	1																							
P205	0,41	-0,44	-0,62	0,18	0,99	0,62	0,20	-0,27	1																						
MnO	-0,40	0,12	0,02	-0,06	-0,32	-0,42	-0,08	0,15	-0,19	1																					
Cr203	-0,01	-0,22	0,16	0,10	0,39	0,42	0,66	-0,01	0,31	-0,67	1																				
Ba	0,20	-0,31	0,04	-0,30	0,21	0,57	0,69	0,03	0,11	-0,68	0,12	1																			
Ni	0,18	0,58	-0,12	0,45	-0,35	-0,72	-0,49	0,01	-0,32	0,31	-0,13	-0,72	1																		
Co	-0,13	0,30	0,16	-0,01	-0,39	-0,75	-0,42	-0,01	-0,35	0,36	-0,16	-0,61	0,67	1																	
Cu	-0,13	0,37	0,13	0,42	-0,10	0,04	0,25	-0,15	-0,13	-0,05	0,44	-0,16	0,10	-0,24	1																
Pb	0,23	-0,52	0,08	-0,27	0,33	0,63	0,56	-0,19	0,24	-0,66	0,17	0,86	-0,64	-0,40	-0,41	1															
Zn	-0,23	0,48	-0,04	0,09	-0,59	-0,74	-0,72	0,39	-0,48	0,80	-0,65	-0,68	0,48	0,57	-0,43	-0,11	-0,72	1													
As	-0,10	-0,25	0,16	-0,49	-0,02	0,24	0,38	0,48	-0,07	-0,40	0,05	0,55	-0,58	-0,49	-0,17	0,33	-0,24	1													
Cd	-0,11	0,31	0,07	0,34	0,03	0,10	0,39	-0,17	-0,01	-0,11	0,49	-0,06	-0,07	-0,22	0,95	-0,31	-0,22	-0,16	1												
Sr	0,17	-0,51	-0,42	-0,20	0,86	0,62	0,26	-0,28	0,85	-0,16	0,17	0,36	-0,55	-0,38	-0,17	0,33	-0,53	0,19	0,03	1											
Rb	0,34	0,01	-0,10	0,028	0,30	0,35	0,99	0,22	0,18	-0,87	0,56	0,75	-0,52	-0,38	0,146	0,61	-0,71	0,43	0,31	0,30	1										
V	-0,10	-0,33	0,43	-0,18	0,02	0,57	0,62	-0,34	-0,08	-0,55	0,34	0,73	-0,61	-0,39	0,17	0,76	-0,67	0,17	-0,35	0,05	0,60	1									
Zr	-0,12	-0,78	0,32	-0,56	0,33	0,60	0,17	-0,55	0,27	-0,33	0,69	0,57	-0,50	-0,12	-0,46	0,79	-0,67	0,19	-0,35	0,44	0,23	0,38	1								
Ca	0,45	0,93	-0,40	0,74	-0,27	-0,64	0,01	0,34	-0,27	0,028	0,005	0,41	0,69	0,22	0,48	-0,61	0,37	-0,29	0,38	-0,46	-0,02	-0,44	-0,83	1							
Y	0,43	-0,27	-0,46	0,19	0,80	0,54	0,56	-0,02	0,77	-0,49	0,47	0,31	-0,49	-0,44	0,07	0,33	-0,62	0,37	0,37	0,68	0,55	0,15	0,22	-0,16	1						
U	0,78	0,74	-0,80	0,74	0,19	-0,30	0,36	0,41	0,19	-0,22	-0,70	0,92	0,20	-0,12	0,23	-0,19	0,08	-0,04	0,27	0,05	0,37	-0,27	0,60	0,75	0,33	1					
Ta	-0,42	-0,36	0,64	-0,45	-0,44	0,04	0,18	-0,25	-0,45	0,13	-0,30	0,20	-0,25	0,21	-0,39	0,45	0,05	0,02	-0,39	-0,34	0,14	0,53	0,55	-0,59	-0,39	-0,66	1				
Nb	0,08	-0,27	-0,06	0,16	0,11	-0,16	0,34	-0,33	0,18	0,31	-0,33	-0,14	-0,14	0,08	-0,36	0,26	0,14	-0,29	-0,37	-0,06	-0,35	0,16	0,28	-0,38	0,04	-0,24	0,59	1			
T.NTE	0,41	-0,17	-0,36	0,07	0,60	0,49	0,69	0,02	0,54	-0,57	0,32	0,58	-0,63	-0,53	0,08	0,46	-0,65	0,56	0,28	0,62	0,72	0,33	0,28	-0,16	0,91	0,37	-0,27	-0,08	1		

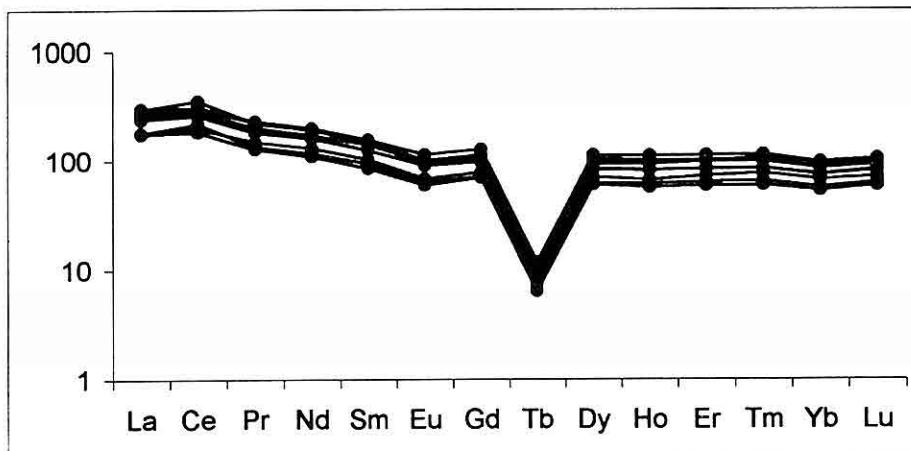


Şekil 4. Fe_2O_3 - SiO_2 diyagramında (Fernandez ve Moro'dan, 1998) minerallerin konumu ve Pınarbaşı cevher örneklerinin dağılımları. Mt: manyetit, Ht: hematit, Fe Cl: demir klorit, Bi: biyotit, Q: kuvars.



Şekil 5. CaO - P_2O_5 diyagramında (Fernandez ve Moro'dan, 1998) Pınarbaşı cevher örneklerinin dağılımları. Ap: Apatit (Ortalama/10).

kabul edilmektedir. Günümüz deniz (Elderfield ve Greaves, 1982). Pınarbaşı suyunun genel özelliği Ce yer değiştirmesi apatitli manyetit cevherleşmelerinde ise ve oksitlenmeden dolayı negatif Ce negatif Ce anomalisi görülmez, hatta az anomali göstermektedir. da olsa pozitif bir anomali vardır.



Şekil 6. Pınarbaşı apatitli manyetit cevheri örneklerindeki NTE'lerin Kondrit'lere göre normalleştirilmiş diyagramı.

Bu durum yatağın denizel çökeller içerisinde oluştugu dönemdeki (yaklaşık 3 milyar yıl) deniz suyunun, günümüz deniz sularından daha az oksidik olabilecegi ihtimalini akla getirmektedir. Hindistan-Sargur kuşağındaki (Dharwar kratonundaki en yaşlı şist kuşağı) 3.9 milyar yıl yaşlı denizel bantlı demir oluşumlarında da negatif olmayan Ce anomalisi gözlenmiş ve Kato vd. (1996) tarafından; az belirgin pozitif veya olmayan Ce anomalisinin anoksidik ortamda gelişmiş olabilecegi önerilmiştir. Pınarbaşı cevherleşmelerinin az belirgin Ce anomalisi ve yatağın içinde yer aldığı şistlerin, derin deniz çökellerinin bölgesel metamorfizmasıyla oluştuğu düşünüldüğünde; cevher oluşumunun denizel sedimanlar içerisinde, anoksidik bir ortamda olduğunu düşündürmektedir.

Magmatik kökenin delili sayilan yüksek negatif Eu anomalisi Pınarbaşı apatitli

manyetit cevherleşmelerinde gözlenmez. Az belirgin bir negatif Eu anomalisi vardır. Buna karşın, örneklerin tümünde $(Eu/Sm)_{CN}$ oranı <1 ve $(Sm/Yb)_{CN}$ oranı >1 olup, bu özellikler Proterozoyik ve Phanorozoyik demirli sedimanların tipik özelliğidir (Fernandez ve Moro 1998). Bu değerler de Pınarbaşı apatitli manyetit yatağının oluşumunda yine sedimanter kökene işaret etmektedir. Oysa, aynı kuşak üzerinde bulunan ve metavulkanik kayaçlarla ilişkili olan Bingöl-Avnik apatitli demir yataklarında (Helvacı, 1987) kuvvetli negatif Eu anomalisi belirlenmiş ve yatağın P ve Fe'ce zengin magmanın aşırı fraksiyonlaşması sonucunda oluştuğu açıklanmıştır. Ancak, Pınarbaşı apatitli manyetit yatağında ise böyle bir fraksiyonlaşma belirtisi gözlenmemektedir.

Pınarbaşı apatitli manyetit yatağı ile magmatik kökeni temsil eden Bingöl-Avnik apatitli demir yatağı (Helvacı,

1987), sedimanter kökeni temsil eden Zamora (KB Iberian) Ordovisen stratiform Fe oluşumları (Fernandez ve Moro, 1998) ve okyanus ortası sırttan türeyen hidrotermal çözeltilerin kaynak oluşturduğu denizel kökeni temsil eden Hindistan Sargur kuşağındaki bantlı demir (Kato vd., 1996) oluşumlarının NTE eğrileri Şekil 7'de karşılaştırılmıştır. Şekilde görüldüğü gibi, Pınarbaşı cevher örneklerinin NTE eğrileri, magmatik kökenli yataklar olan Bingöl-Avnik ve Hindistan-Sargur kuşağındaki yatağın NTE eğrilerinden farklıdır. Oysa, aynı diyagramda gösterilen sedimanter kökenli Zamora demir yatağının Ce ve Eu anomalileri ile diğer NTE'lerinin dağılımları, bu çalışmada incelenen Pınarbaşı apatitli manyetit yatakları ile daha fazla uyumluluk göstermektedir.

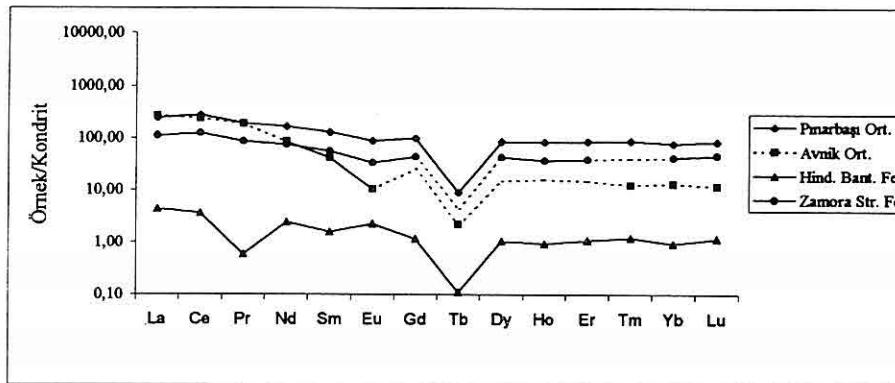
Tüm bu veriler, Pınarbaşı apatitli manyetit yatağının sedimanter olarak oluştuğunu düşündürmektedir. Başlangıçta denizel sedimanlar içerisinde olmuş demir zenginleşmeleri, oluşumundan sonraki süreçte, özellikle Mesozoyik ve sonrasında bölgede etkin olan metamorfizma, magmatik ve tektonik olaylardan etkilenmiştir. Bu süreç içerisinde yatağın demirce zenginleşmesi ve bazı jeokimyasal özelliklerinin değişmiş olması olası görülmektedir. Ayrıca, bölgede etkili olan F ve CO₂ bakımından zengin sıvıların cevher yatağını etkilemiş ve onun NTE bileşimlerini de bir miktar artırmış olabileceğini de düşündürmektedir. Bölgede F ve CO₂ bakımından zengin

sıvıların etkili olduğu düşünücsesi, Pınarbaşı apatitli manyetit yatağının hemen kuzeydoğusunda yer alan hidrotermal oluşumlu Çelikhan fluorit cevherleşmelerinin (Şaşmaz vd. 1999) varlığıyla da desteklenmektedir.

4.2. Bazı Elementler ve Demirin Kökeni

Pınarbaşı apatitli manyetit örneklerinin fillitik kayaçlarla uyumlu olan Al₂O₃/TiO₂ oranı (22.39), yatağın oluşumunda, cevherin içinde yer aldığı serisitistlerin başlangıç kayacı olabilecek şeyl, çamurtaşısı, kiltaşısı gibi sedimanter kayaçlar ile kökensel ilişkisinin var olabileceğini düşündürmektedir. Ayrıca, cevher örneklerinde Rb (aşırı hareketli olmasına rağmen) ve özellikle Y'nin yüksek konsantrasyonlarda bulunması, kıtasal bir kaynaktan denizel havzaya kıritılı malzemenin geldiğine işaret edebilmektedir. Çünkü, sedimentasyon süreçlerinde her iki element, normal olarak kil mineralleri ile, daha az olarak da organik maddelerle birlikte göstermektedir.

Bazı cevher örneklerinin Zn konsantrasyonunun Taylor ve Mc Lennan (1985) tarafından verilen üst kıtasal kabuk bileşiminden daha fazla olduğu görülmektedir. Zn konsantrasyonunun özellikle yüzey sularında düşük olduğu gözönüne alındığında, stratiform demir yataklarında (Fernandez ve Moro, 1998; Guerrak, 1988) Zn'nin, kil mineralleri, demiroksit-hidroksitler veya organik maddelere adsorbsion ile sedimanter



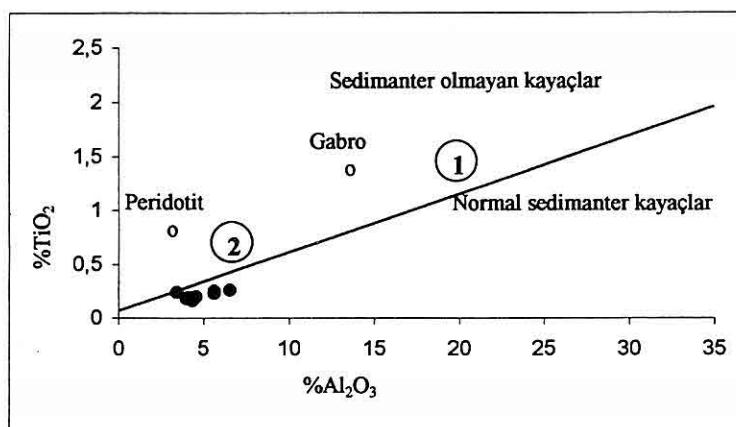
Şekil 7. Pınarbaşı apatitli manyetit cevheri NTE eğrilerinin, diğer demir yatakları NTE eğrileri ile karşılaştırılması. Değerler; Avnik için Helvacı (1987) den, Hindistan bantlı Fe için Kato vd. (1996) dan, Zamora stratiform Fe için Fernandez ve Moro (1998) dan alınmıştır.

havzaya taşınması muhtemeldir. Demir yataklarında Zn konsantrasyonunun yüksek oluşu, Fe'in kaynağının kayaçlardan bozunma ile olduğuna veya yatağın Zn içeriğinin artmasına hidrotermal akışkanların neden olduğuna işaret etmektedir. Kil taneleri üzerine adsorblanmayla taşınma şekli Carroll (1958) ile Lemoalle ve Dupont (1973) tarafından önerilmiştir. Pınarbaşı cevher örneklerinde Al ile pozitif korelasyonlu olan Zn'nin kıtasal alanlardan, kil mineralleri ile birlikte taşınmış olmasının daha muhtemel olabileceği işaret etmektedir. Ancak, Fe ve Zn konsantrasyonunda, kıtasal alanlardan taşınmaya ilaveten, yatağın oluşumundan sonra bölgede etkili olan metamorfik, magmatik ve tektonik hareketlerin de etkili olduğu düşünülmektedir.

$TiO_2-Al_2O_3$ diyagramına (Şekil 8) bakıldığından Pınarbaşı apatitli manyetit örneklerinin Al ve Ti içeriğinin Paleozoyik

ve Mesozoyik oolitik demirtaşlarından düşük olması nedeniyle Lake Chad'ın günümüz demirce zengin oolitlerini temsil eden alana yakın yerde toplanmışlardır. Ayrıca, örneklerin tümünün normal ve normal olmayan sedimanter kayaçların ayrılmazlığının hemen yakınında, sedimanter kayaçları temsil eden alanda yer aldığı görülmektedir.

Pınarbaşı cevherleştirmelerindeki iz elementlerden V'un yüksek içeriği (ort. 575 ppm), üst kıtasal kabuk için Condie (1993) tarafından önerilen ortalama değerden (86 ppm) çok fazladır. Cevher yataklarında V'un yüksek içeriği, yatağın oluşumunda volkanik bir katığının delili kabul edilir (Fernandez ve Moro, 1998). Özellikle magmatik kristallemeyle oluşan demir ve titan yatakları vanadyum için en önemli zenginleşme ortamıdır. Ancak, yüzeysel koşullarda vanadyumun, V^{5+} iyonu şeklinde hareketliliğinin yüksek olması ve indirgen koşullarda kırtılı



Şekil 8. Pınarbaşı cevher örneklerinin TiO_2 - Al_2O_3 diyagramındaki (Fernandez ve Moro'dan, 1998) dağılımları. 1: Paleozoyik ve Mesozoyik oolitik demirtaşları, 2: Lake Chad'ın günümüz demirce zengin oolitleri. o: Gabro ve peridotit alanlarını temsil etmektedir.

sedimanlar içinde uranyum ve fosfatlarla birlikte vanadatlar şeklinde çökelme özelliği nedeniyle sedimanter demir yataklarında da önemli miktarlarda zenginleşme gösterdiği bilinmektedir. Oluşumu ve birçok jeokimyasal özelliği Pınarbaşı cevherleşmelerine benzer olan sedimanter kökenli Zamora demir yatağında da V içeriğinin yüksek olduğu (Zamora-San Mamed oluşumunda 504 ppm, Latedo'da 508 ppm, Cerezal'da 536 ppm) Fernandez ve Moro (1998) tarafından açıklanmıştır.

5. SONUÇLAR

1. Pınarbaşı apatitli manyetit yatağı Çelikhan'ın (Adıyaman) güney batısında, GDA bindirme kuşağında bulunan çok sayıdaki cevher oluşumlarından biridir. Cevher Malatya metamorfiterine ait şistler ile kireçtaşları arasındaki dokanağın yakınılarında, ancak, tamamen şistler

içerisinde bulunmaktadır. Yüzeyde 80-100 m genişlik ve 2000-2500 m uzunım göstermektedir. Cevher mercek şekilli kütleler halinde, yaklaşık kuzey-güney doğrultusunda uzunım sunmaktadır. Dalım ise 25-30° batıyadır. İnceleme alanında toplam rezervin yaklaşık 66 milyon ton olduğu açıklanmıştır.

2. Yatağın ana cevher mineralleri manyetit, daha az hematit ve spekülerittir. Gang minerallerini ise serizit, klorit, apatit, kuvars, kalsit ve kloritojid oluşturmaktadır. Cevher örneklerinde daha çok manyetit+apatit+klorit parajenezi hakim görülmektedir.

3. Örneklerde önemli miktarda bulunan ana oksitler çokluk sırasına göre Fe_2O_3 , SiO_2 , CaO ve P_2O_5 dir. Yatağın P_2O_5 , Y, Zn, V ve nisbeten Rb içeriği yüksektir. Demir ve çinko muhtemelen kıtasal kaynaktan ayrışma ile türemiş ve kil minerallerine adsorblanma ile havzaya

PINARBAŞI (ÇELİKHAN-ADİYAMAN) APATİTLİ MANYETİT CEVHERİNİN MİNERALOJİSİ JEOKİMYASI VE KÖKENİ

taşınmıştır. V içeriği ise dünyadaki diğer tortul demir yataklarının çoğundan yüksek olup, kaynak kayaçın muhtemelen Arap otoktonunun kırtıltılı kayaçları olduğu düşünülmektedir.

4. Örneklerin $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ oranı (22.39) daha çok fillitlere (23.4) yakındır. Bu durum cevherin içinde bulunduğu şistlerle kökensel ilişkili olduğunu göstermektedir. Yine, örneklerin tümünde bulunan ve sedimanter demir yataklarının ayırıcı özelliği olan $(\text{Eu}/\text{Sm})_{\text{CN}}$ oranı < 1 ve $(\text{Sm}/\text{Yb})_{\text{CN}}$ oranı > 1 olması da, ilksel yatağın sedimanter kökenli olduğunu desteklemektedir.

5. NTE'lerde fraksiyonlaşma fazla belirgin değildir. Ancak, hafif NTE lerin ağırlardan fazla olması cevherin oluşumundan sonraki süreçlerde bir miktar F ve CO_2 bakımından zengin akışkanlardan da etkilenmiş olabileceğiğini düşündürmektedir. Magmatik kökene işaret eden güçlü negatif Eu anomalisi Pınarbaşı cevherleşmelerinde görülmemektedir. Buna karşın, pozitif Ce anomalisi, yatağın oksidik olmayan ortamda, yüksek V içeriği ise indirgen koşullarda çökeliş olabileceği işaret etmektedir. Jeokimyasal veriler Pınarbaşı apatitli manyetit yatağının, dünyadaki magmatik kökenli apatitli manyetit yataklarından oldukça farklı olduğuna işaret etmektedir. Buna karşın, sedimanter kökenli demir yatakları ile karşılaşıldığında ise birçok jeokimyasal özelliği ile Zamora (KB Iberian Peninsula) Ordovisen stratiform demir cevherleşmelerine (Fernandez ve Moro 1998) benzerlik göstermektedir.

6. Pınarbaşı apatit manyetit yatağının sahasal, mineralojik ve jeokimyasal verileri birlikte düşünüldüğünde, yatağın başlangıçta Permo-Karbonifer yaşı denizel sedimanlar içerisinde, kimyasal sedimanter süreçlerle oluştuğuna işaret etmektedir. Ancak, bölge cevher oluşumundan sonra, farklı dönemlerde etkili olan metamorfik, magmatik ve tektonik olayların etkisinde kaldığı için, yatağın ilksel özelliklerinin değişmiş olabileceği de muhtemel görünümkedir.

6. KATKI BELİRTME

Bu araştırma TUBİTAK YDABCAG 198YO96 nolu proje kapsamında çalışılmıştır. Yazalar TUBİTAK ilgililerine ve makalenin ön incelemesini yaparak önerilerde bulunan Prof. Dr. Cahit Helvacı'ya teşekkür ederler.

7. KAYNAKLAR

Acar, B., 1997, Karakaş (Baskil-Elazığ) demir cevherleşmelerinin incelenmesi, Fırat Üniv., Fen Bil. Enst., Yüksek Lisans Tezi (yayınlanmamış), 67s, Elazığ.

Akar, A., 1973, Adiyaman-Çelikhan-Bulam mevkiiindeki apatitli manyetit-hematit cevherinin zenginleştirme etüdü, MTA Gen. MÜd., Demirbaş No: 4915, 9s., Ankara.

Akgül, M., 1993, İslamböyü (Kulp-Diyarbakır) yörenindeki bazik ve ultrabazik kayaçlar ile ilişkili cevherleşmeler, Fırat Üniv., Fen Bil. Enst., Doktora Tezi (yayınlanmamış), 116s., Elazığ.

Biten, M., Seçkin, C., Koç, S. ve İcaçan, İ., 1984. Adiyaman-Çelikhan- Pınarbaşı

- apatitli demir zuhuru değerlendirme raporu. MTA Gen. Müd., Demirbaş No: 7561, 14s., Ankara.*
- Boynton, W. V., 1984, Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies, In: Henderson P. (Ed.), REE geochemistry, Elsevier, pp.63-114.*
- Büyükkıdık, H, ve Aras, A., 1984, Adıyaman-Çelikhan-Pınarbaşı apatitli demir madeni jeoloji raporu, MTA Gen. Müd., Demirbaş No: 7843, 13s., Ankara.*
- Carroll, D., 1958, Role of clay minerals in the transportation of iron, Geochim. Cosm. Acta, 14, pp1-27.*
- Cengiz, R., Kadioğlu, H. ve Tüfekci, M. S., 1982, Adıyaman-Çelikhan-Bulam (Pınarbaşı) demir aramaları raporu, MTA, Malatya Bölge Müd., Malatya.*
- Condie, K. C., 1993, Chemical composition and evolution of the upper continental crust: contrasting results from surface samples and shales, Chem. Geol., 104, pp. 1-37.*
- Elderfield, H. and Greaves, M. J., 1982, The rare earth elements in seawater. Nature 296, 214-219pp.*
- Fernandez, A and Moro, M.C., 1998, Origin and depositional environment of Ordovician stratiform iron mineralization from Zamora (NW Iberian Peninsula). Mineralium Deposita, 33, pp. 606-619.*
- Frietsch, R. and Perdahl, J. A., 1995, Rare earth elements in apatite and magnetite in Kiruna-type iron ores and some other iron ore types, Ore Geology Reviews, 9, pp. 489-510.*
- Gözübol, A, M. ve Önal, M., 1986, Çat barajı isale tünelinin mühendislik jeolojisi ve kaya mekaniği incelemesi ve Malatya-Çelikhan yörenesinin jeolojisi, TÜBİTAK, TBAG-647, Ankara.*
- Guerrak. S., 1988, Ordovician ironstone sedimentation in Qugarta ranges: northwestern Sahara (Algaria). J. African Earth Sci., 7 (4), pp. 657-678.*
- Güneş, Ö., 1994, Bulam (Adiyaman) apatitli manyetit yatağının jeolojisi ve rezerv hesaplanması, Fırat Univ. Fen Bil. Enst., Yüksek Lisans Tezi, 59s., Elazığ.*
- Hanson, G. N., 1980, Rare earth elements petrogenic studies of igneous systems, Ann. Rev. Earth Planet. Sci., 8, pp. 371-406.*
- Helvacı, C., 1984, Apatite-rich iron deposits of the Avnik (Bingöl) region, southeastern Turkey, Econ. Geol., 79, pp. 354-371.*
- Helvacı, C., 1987, Rare earth elements in apatite-rich iron deposits and associated rocks of the Avnik (Bingöl) region, Turkey, Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., 67, pp. 307-319.*
- Kato, Y., Kawakami, T. and Kano, T., 1996, Rare-earth element geochemistry of banded iron formation and associated amphibolite from the sargur belts, south India. Journal of Southeast Asian Earth Sciences, Vol. 14 (3/4), pp. 161-164.*
- Lemoalle, J. and Dupont, B., 1973, Iron-bearing oolites and the present conditions of iron sedimentation in Lake Chad (Africa), In: Amstutz G. C., Bernard A. J. (eds) Ores in sediments, Springer Verlag, Berlin Heidelberg New York, pp. 167-178.*
- Maclean, W. H. and Karanidiotis, P., 1987, Immobile elements as monitors of mass transfer in hydrothermal alteration:*

**PINARBAŞI (ÇELİKHAN-ADİYAMAN) APATİTLİ MANYETİT CEVHERİNİN
MİNERALOJİSİ JEOKİMYASI VE KÖKENİ**

- Pelps Dodge massive sulfide deposit, Metagami, Quebec, Econ. Geol. 82, pp. 951-962.*
- Manning, P. G. and Gracey, K. C. J., 1991, Form and availability of anorganic phosphorus in suspended particulates of the Trent-Severs watereay, Ontario. Can. Mineral 29, 557-585.*
- Önenç, D. ve Yılmaz, H., 1981, Adiyaman ili Bulam (Pınarbaşı) dolayının apatit prospektiyonu, MTA, Malatya Böl. Müd. Demirbaş No: 376, 15s., Malatya.*
- Öztoprak, M., Ünal, S. ve Bektimuroğlu, O., 1981, Adiyaman-Çelikhan-Bulam demir cevherinin ön teknolojik değerlendirilmesi, MTA Gen. Müd. Demirbaş No: 6983, Ankara.*
- Perinçek, D., 1979, Geological investigations of Çelikhan-Sincik-Koçalı area (Adiyaman province). İstanbul Univ. Fen Fak. Derg. No: 44, pp. 127-147, İstanbul.*
- Pişkin, Ö., 1972, Etude mineralogique et petrographique de la region située à l'est de Çelikhan (Taurus oriental, Turquie): Mem. Dept. Mineral de Universite de Ceneve, 3, 1-152.*
- Şaşmaz, A. ve Önal, A., 1998, Bindirme zonları boyunca oluşmuş Pb-Zn cevherleşmelerine bir örnek: Direk köyü (Çelikhan-Adiyaman) cevherleşmeleri, Fırat Üniversitesinde jeoloji Müh. Eğitiminin 20. yılı Semp., Bildiriler kitabı, 499-507, Elazığ.*
- Şaşmaz, A., Önal, A. ve Önal, M., 1999, Çelikhan (Adiyaman) florit cevherleşmeleri ve bunların NTE jeokimyası, I. Battı Anadolu Hammadde Kaynakları Semp., Bildiriler kitabı, 378-387, İzmir.*
- Taylor, R. P. and Fryer, B. J., 1983a, Rare earth element lithogeochemistry of granitoid mineral deposits, Can. Inst. Min. Metall, Bull., 76, pp. 74-84.*
- Taylor, R. P. and Fryer, B. J., 1983b, Rare earth element geochemistry as an aid to interpreting hydrothermal ore deposits, In: A. M. Evans (eds), Metallization Associated with Acid Magmatism, Wiley, Chichester, pp. 357-365.*
- Taylor, S. R. and Mc Lennan, S. M., 1985, The Continental Crust: Its composition and evolution, Blackwell, Oxford, 312p.*
- Tüziün, A., 1984, Malatya-Çelikhan-Pınarbaşı fosfatlı demir (manyetit-hematit) cevherinin ön zenginleştirme çalışmaları, MTA Malatya Böl. Müd. Demirbaş No: 326, 16s., Malatya.*
- Yazgan, E., 1987, Malatya güneydoğusunun jeolojisi ve Doğu Torosların jeodinamik evrimi, MTA, Jeoloji bölümü rapor arşiv No: 8272 (yayınlanmamış), Ankara.*
- Yazgan, E. ve Chessex, R., 1991, Geology and tectonic evolution of the southeastern Taurides in the region of Malatya. TBAG Bull., Vol. 3 (1), pp. 1-42, Ankara.*

HAZRO (DİYARBAKIR) KÖMÜRÜNÜN YIKANABİLİRLİĞİ

Fikri KAHRAMAN, Halime ABAKAY, Fatma Deniz AYHAN

Dicle Üniversitesi, Maden Müh. Bölümü, Diyarbakır/Türkiye

ÖZET : *Bu çalışmada, alt bitümlü kömür niteliğindeki Hazro (Diyarbakır) kömürüne yikanabilirliği araştırılmıştır. Çökeksu ve Dadaş köylerinden alınan üst ve alt kömür damarı numunelerinin önceden belirlenen standart kömür analizleri, boyut analizleri ve yüzdürme-batırma deney sonuçları verilmiştir. Her iki kömür damarı üzerinde ağır ortam zenginleştirme ve flotasyon ile zenginleştirme yöntemleri uygulanmıştır. Üst kömür damarına ağır ortam ve flotasyon yöntemlerinin uygulanması ile % 79,04 yanabilir verimle, % 18,95 kül içeriği temiz kömür elde edilmiştir.*

Sonuç olarak, üst kömür damarının ağır ortam yöntemi ile değerlendirileceği, alt kömür damarının ağır ortam ve flotasyon yöntemleri ile değerlendirilemeyeceği ortaya çıkmıştır.

WASHABILITY OF THE COAL FROM HAZRO (DIYARBAKIR) REGION

ABSTRACT : *In this study, washability of sub bituminous coal from Hazro (Diyarbakır) region was investigated. Standart coal analysis, size analysis and float-sink experimental results previously determined for upper and lower coal seam samples taken from Cökeksu and Dadaş villages have been given. Heavy media separation and flotation have been applied on the both coal seams. By applying heavy media separation and flotation methods to upper coal seam; a clean coal assaying 18,95 % ash with 79,04 % combustible yield has been obtained.*

As a result, it was found that the upper coal seam can be evaluated by heavy media separation method but the lower coal seam can not be evaluated by both heavy media separation and flotation methods.

1. GİRİŞ

Önemi hepimizce bilinen ve fosil yakıtların başında gelen kömür, dünyada endüstri devriminin gerçekleşmesinde önemli rol oynamıştır. Bir ülkenin gelişmişlik ve kalkınmasının başlıca göstergeleri olan enerji ve demir-çelik üretimlerinin ana hammadde girdilerinin başında kömür gelmektedir (Önal ve diğerleri, 1991).

Kömür, değişik oranlarda organik ve inorganik bileşenler içeren tortul bir maddedir. Kömür hazırlamanın amaçları; kül ve rutubeti uzaklaştırarak kalorifik değeri yükseltmek, kükürdü uzaklaştırarak çevre kirliliği ve korozyonu önlemek ve kömürü teknolojinin istediği boyut gruplarına ayırmak şeklindedir (Demli, 1994).

Kömürün yıkanabilirlik verilerine dayanarak fiziksel yöntemler ile kömürün ne ölçüde temizlenebileceği veya belli bir kalitede kömür elde etmek için verimin ne olacağı belirlenebilmektedir.

Genel olarak özgül ağırlık farkına dayalı ayırm gerekliliklerini gerçekleştiren kömür yıkama aygıtları (sallantılı masa, ağır ortam vd.) flotasyondan daha ekonomiktir. Çünkü flotasyonda kimyasal madde (yağlar ve köpürtücüler) sarfiyatı olmakta ve daha ince boyatlarda zenginleştirme yapılmaktadır (Sun, 1979). Ağır ortam ayırm yöntemi gravite yöntemleri arasında en basiti olup bu yöntemle yıkanan kömürlerden en ekonomik temiz kömür üretilebilmektedir.

Alt bitümlü kömürler; huminit, liptinit ve inertinit olmak üzere üç tür maseral grubundan meydana gelmiştir (Karayıgit,

1998). Petrografik incelemelere göre üst kömür damarı; % 72 huminit, % 6 liptinit, % 6 inertinit, % 6 pirit, % 10 kıl ve silikat minerallerini içerirken alt kömür damarı; % 70 huminit, % 5 liptinit, % 9 inertinit, % 7 pirit, % 9 kıl ve silikat minerallerini içermektedir. Elde edilen bu verilere göre Hazro kömürünün alt bitümlü kömür sınıfına girdiği saptanmıştır (Abakay, 2001).

Bu çalışmada, Hazro kömürünün yıkama özellikleri irdelenerek ağır ortam ile zenginleştirme ve flotasyon yöntemleri uygulayarak kömürün kül içeriğinin azaltılması olanakları araştırılmıştır.

2. HAZRO KÖMÜRÜNÜN YIKANABİLİRLİĞİ

2.1. Kömür Numunelerinin Özellikleri

Deneysel çalışmalar Hazro yöresine ait iki farklı ocaktan alınan kömür örnekleri üzerinde yapılmıştır. Kömür örneklerinin kimyasal analiz sonuçları Çizelge 1 ve Çizelge 2'de verilmiştir.

Çizelge 1. Üst kömür damarının kimyasal analiz sonuçları

Analiz Edilen Bileşen	Orjinal Kömür	Havada Kuru Kömür	Tam Kuru Kömür
Nem, %	2,76	1,99	-
Kül, %	24,57	24,77	25,27
Uçucu Madde, %	34,90	35,18	35,89
Sabit Karbon	37,76	38,06	38,84
Toplam Kükürt %	2,93	2,95	3,01
Üst Isı Değeri, kcal/kg	5890	5937	6058

Çizelge 2. Alt kömür damarının kimyasal analiz sonuçları

Analiz Edilen Bileşen	Orjinal Kömür	Havada Kuru Kömür	Tam Kuru Kömür
Nem, %	1,64	1,32	-
Kül, %	43,03	43,22	43,80
Uçucu Madde, %	25,29	25,37	25,71
Sabit Karbon	30,0	30,09	30,49
Toplam Küktür, %	2,83	2,84	2,88
Üst Isı Değeri, kcal/kg	3923	3936	3989

Kömür örneklerinin tane irilik dağılımı ve tane iriliğine göre kül içeriğinin (kuru bazda) değişimi Çizelge 3 'de verilmiştir.

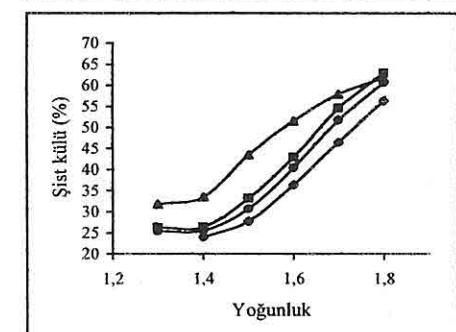
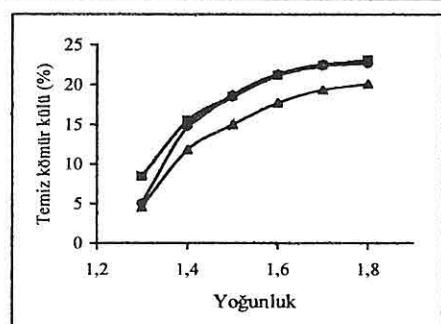
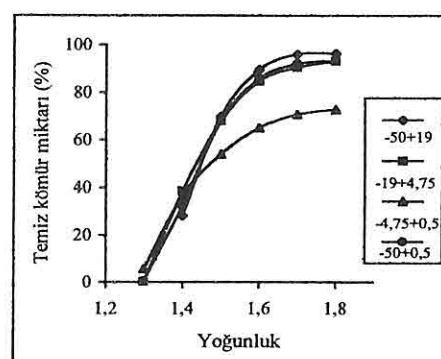
Çizelge 3. Kömür örneklerinin elek analizi

Tane Boyutu (mm)	Üst Damar		Alt Damar	
	Ağ. %	Kül %	Ağ. %	Kül %
-50+19	56,07	23,60	29,08	36,72
-19+4,75	34,04	24,18	36,86	43,20
-4,75+0,5	7,94	28,10	26,80	44,75
-0,5+0,212	0,71	35,59	3,54	49,39
-0,212+0,075	0,61	37,09	2,52	50,87
-0,075	0,63	31,76	1,20	50,65
Toplam	100,00	24,37	100,00	42,23

2.2. Kömürün Yıkınabilme Özellikleri

Ağır ortamı oluşturmada $ZnCl_2$ kullanılmış olup 1,30, 1,40, 1,50, 1,60, 1,70, 1,80 g/cm³ yoğunluğunda ve -50+19 mm, -19+4,75 mm, -4,75+0,5 mm boyut gruplarında yüzdürme-batırma deneyleri yapılmıştır. Bu deney sonuçları Ünlü ve arkadaşları (1999) tarafından yapılan değerlendirmeye uygun olarak irdelenmiş olup Şekil 1 ve Şekil 2 'de verilmiştir.

Şekil 1 ve Şekil 2 'de, klasik kömür yıkama eğrilerinden elde edilen sonuçların farklı bir şekilde değerlendirilmesi yapılmıştır. Burada yoğunluğa bağlı olarak temiz kömür miktarı, temiz kömür külü,

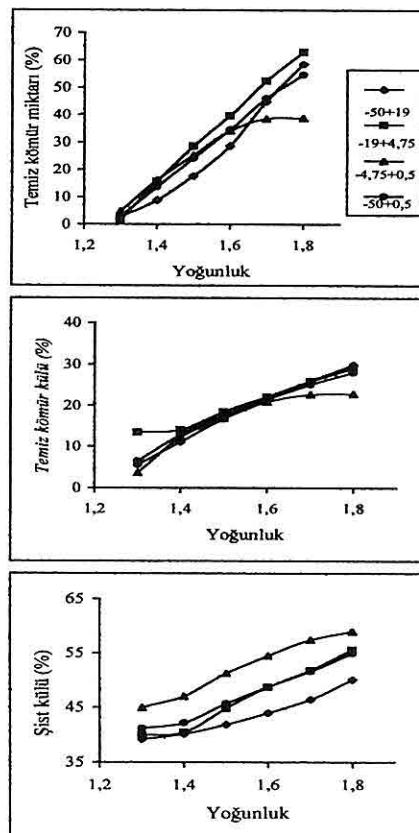


Şekil 1. Üst kömür damarı yıkama parametrelerinin yoğunluğa göre değişimi

şist külünün değişimi her iki kömür örneği için verilmiştir. Ayrıca her iki kömür örneği için $\pm 0,1$ yoğunluk değerleri Çizelge 4 'de verilmiştir.

Çizelge 4. Üst kömür damarı ve alt kömür damarı için $\pm 0,1$ yoğunluk değerleri

Yögunluk (g/cm ³)	Üst Kömür Damarı (-50+0,5 mm)	Alt Kömür Damarı (-50+0,5 mm)
1,4	67,40	21,30
1,5	53,46	20,96
1,6	24,04	21,89
1,7	7,36	20,06



Şekil 2. Alt kömür damarı yıkama parametrelerinin yoğunluğa göre değişimi

Yıkınabilirlik verilerinin değerlendirilmesinde kullanılan diğer bir parametre ise yıkınabilirlik numarasıdır. Bilindiği gibi yıkınabilme numarası, çeşitli kömürler arasındaki yıkınabilme özelliklerinin karşılaştırılmasında, tüvenan kömürün yıkama öncesinde ufalanması gereklili üst tane boyutunun ve yıkama prosesinin seçiminde kullanılır (Ünlü, 1990). Yıkınabilirlik numarası arttıkça kömürün yıkınabilirliği artmaktadır.

Yıkınabilme derecesi ve numarası ile ilgili eşitlik aşağıda verilmiştir.

$$N = \frac{a-b}{b} \times w$$

$$W_N = \frac{N_{opt}}{b_{opt}} \times 10$$

Burada ;

N = Yıkınabilme derecesi (%)

w = Temiz kömür miktarı (%)

a= Tüvenan kömür külü (%)

b= Temiz kömür külü (%)

WN= Yıkınabilme numarası

N_{opt}= Optimum yıkınabilme derecesi (%)

b_{opt}= Optimum yıkınabilme derecesindeki temiz kömür külü (%)

Yıkınabilme numarası hesaplamasına göre elde edilen sonuçlar Çizelge 5 'de verilmiştir. Bu sonuçlar ülkemizdeki Soma bölgесine ait kömürlerle (Soma-Eynez kömürü için W_N 55, Soma-Işıklar kömürü için W_N35'dir) karşılaştırıldığında görüleceği gibi Hazro kömürü yıkınabilirliği en kötü olan kömürdür.

Çizelge 5. Yıkınabilme numarası hesaplamasına göre elde edilen sonuçlar

	Üst Damar	Alt Damar
Optimum yıkınabilme derecesi, %	18,7	17,98
Optimum yıkama yoğunluğu, g/cm ³	1,5	1,7
Temiz kömür miktarı, %	68,0	46,02
Kül, %	18,4	25,10
Yıkınabilme numarası, W _N	10,1	7,16

3. HAZRO KÖMÜRÜ ÜZERİNDE YAPILAN ZENGİNLEŞTİRME ÇALIŞMALARI

3.1. Üst Kömür Damarının Zenginleştirme Deney Sonuçları

Üst kömür damarının -50+19 mm, -19+4,75 mm ve -4,75+0,5 mm boyutlarında ağır ortam ile yüzdürme-batırma yöntemi ve % 34,82 kül içeriği -0,5 mm tane boyutu üzerinde flotasyon yöntemi denenmiştir. Ağır ortam deneylerinde önce 1,5 g/cm³ yoğunluğunda yüzdürme-batırma yapılmış daha sonra batan kısım 1,9 g/cm³ yoğunluğunda yüzdürülerek ara ürün ve

artık üretilmiştir. Çizelge 6'da ağır ortam ile yüzdürme-batırma deney sonuçları verilmiştir.

Çizelge 6'dan görüleceği gibi en iyi yanabilir verim -19+4,75 mm boyutunda elde edilmiş olup % 24,18 küllü kömürden % 17,46 küllü temiz kömür % 81,39 yanabilir verim ile kazanılmıştır. -50+19 mm boyutunda; % 23,60 küllü kömürden % 20,11 küllü temiz kömür % 78,67 yanabilir verimle kazanılabilecegi, -4,75+0,5 mm boyutunda; % 20,10 küllü kömürden % 15,87 küllü temiz kömür % 73,79 yanabilir verimle kazanılabilecegi görülmüştür.

-0,5 mm tane fraksiyonu üzerinde aşağıda verilen deney koşullarında kaba+temizleme flotasyonu yapılmıştır. Deney sonuçları Çizelge 7'de verilmiştir.

Verim hesapları Cebeci ve arkadaşları (1996) tarafından belirtildiği şekilde yanabilir kısmın verimi dikkate alınarak hesaplanmıştır. Ayrıca yıkınabilirlik verilerine bağlı olarak belirlenebilen aygit verimi hesaplanmamıştır.

Çizelge 6. Üst kömür damarı ağır ortam yüzdürme-batırma deney sonuçları

Ürünler	-50+19 mm			-19+4,75 mm			-4,75+0,5 mm		
	% Ağ.	% Kül	% Y. Verim	% Ağ.	% Kül	% Y. Verim	% Ağ.	% Kül	% Y. Verim
Konsantre	75,23	20,11	78,67	74,76	17,46	81,39	63,06	15,87	73,79
Ara ürün	24,77	34,20	21,33	17,91	30,34	16,45	24,00	38,07	20,67
Artık	-	-	-	7,33	77,68	2,16	12,94	69,19	5,54
Toplam	100,00	23,60	100,00	100,00	24,18	100,00	100,00	28,10	100,00

Kaba flotasyon deney koşulları :

Katı Oranı	: % 10
Köpürtücü Miktarı (Çamyağı)	: 700 g/t
Karıştırma Hızı	: 900 dv/dk
Köpürtücü Kondüsyon Süresi	: 5 dk.
pH	: 6
Köpük Alma Süresi	: 8 dk.
Toplayıcı Miktarı (Gazyağı)	: 3000 g/t
Islatma Kondüsyon Süresi	: 15 dk.
Toplayıcı Kondüsyon Süresi	: 3 dk
Bastırıcı Miktarı (Na_2SiO_3)	: 500 g/t
Temizleme flotasyon deney koşulları :	
Toplayıcı Miktarı (Gazyağı)	: 1000 g/t
Köpürtücü Miktarı (Çamyağı)	: 350 g/t
pH	: 6
Köpük Alma Süresi	: 8 dk

Çizelge 7. Üst kömür damarının -0,5 mm tane boyutu kaba+temizleme flotasyon deney sonuçları.

Ürünler	% Ağırlık	% Kül	% Y.Verim
Konsantre	57,2	22,70	67,84
Ara ürün	10,8	45,55	9,02
Artık	32,00	52,86	23,14
Toplam	100,00	34,82	100,00

3.2. Alt Kömür Damarının**Zenginleştirme Deney Sonuçları**

Alt kömür damarının -50+19 mm, -19+4.75 mm ve -4.75+0.5 mm boyutlarında ağır ortam ile yüzdürme-batırma yöntemi denenmiştir. Deney sonuçları Çizelge 8'de verilmiştir.

Çizelge 8'den görüleceği gibi -50+19 mm boyutunda; % 36,72 küllü kömürden % 22,97 küllü temiz kömür % 28,28

yanabilir verimle kazanılabileceği, -19+4.75 mm boyutunda; % 43,20 küllü kömürden % 19,11 küllü temiz kömür % 34,02 yanabilir verimle kazanılabileceği, -4.75+0.5 mm boyutunda; % 44,75 küllü kömürden % 18,06 küllü temiz kömür % 38,59 yanabilir verimle kazanılabileceği görülmüştür.

Alt kömür damarının -0,5 mm tane fraksiyonu üzerinde aşağıda verilen deney koşullarında flotasyon yapılmıştır. Deney sonuçları Çizelge 9'da verilmiştir.

Flotasyon deney koşulları :

Katı Oranı	: % 10
Köpürtücü Miktarı (Çamyağı)	: 700 g/t
Karıştırma Hızı	: 900 dv/dk
Köpürtücü Kondüsyon Süresi	: 5 dk.
pH	: 6
Köpük Alma Süresi	: 8 dk.
Toplayıcı Miktarı (Gazyağı)	: 3000 g/t
Islatma Kondüsyon Süresi	: 15 dk.
Toplayıcı Kondüsyon Süresi	: 3 dk
Bastırıcı Miktarı (Na_2SiO_3)	: 500 g/t

4. SONUÇLAR

% 10 kümülatif yüzen ağırlık değerine karşılık gelen yoğunluk değeri üst kömür damarı için $1,69 \text{ g/cm}^3$ iken alt kömür damarı yüksek oranda ayırma yoğunluğuna yakın malzeme içerdiginden bir değer bulunamamıştır. Her iki kömür damarının optimum yükama yoğunluğu $1,5 \text{ g/cm}^3$ 'ün üzerinde olduğundan (Çizelge 5) en uygun yükama sisteminin ağır ortam olabileceği görülmüştür.

Çizelge 8. Alt kömür damarı ağır ortam yüzdürme-batırma deney sonuçları.

Ürünler	-50+19 mm			-19+4,75 mm			-4,75+0,5 mm		
	% Ağ.	% Kül	% Y. Verim	% Ağ.	% Kül	% Y. Verim	% Ağ	% Kül	% Y. Verim
Konsantre	23,23	22,97	28,28	23,89	19,11	34,02	26,02	18,06	38,59
Ara ürün	68,33	38,54	66,36	45,29	42,45	45,89	37,10	43,14	38,18
Artık	8,44	59,84	5,36	30,82	62,97	20,09	36,88	65,20	23,23
Toplam	100,00	36,72	100,00	100,00	43,20	100,00	100,00	44,75	100,00

Çizelge 9. Alt kömür damarının -0,5 mm tane boyutu flotasyon deney sonuçları

Ürünler	% Ağırlık	% Kül	% Y. Verim
Konsantre	64,35	45,40	70,42
Artık	35,65	58,61	29,58
Toplam	100,00	50,11	100,00

Yıkama numarası hesaplamasına göre üst kömür damarı için optimum yıkama yoğunluğu $1,5 \text{ g/cm}^3$ iken alt kömür damarı için $1,7 \text{ g/cm}^3$ olarak belirlenmiş olup bu yoğunlukta elde edilecek temiz kömür miktarı % 46,02 düzeyinde kalmıştır. Bu nedenle alt damar üzerinde yapılan ağır ortam deneylerinden çok düşük miktarda temiz kömür elde edilmiştir.

Üst kömür damarında yapılan ağır ortam ve flotasyon deneyleri sonucunda % 79,04 yanabilir verimle, % 18,95 kül içerikli temiz kömür elde edilmiştir. Temiz kömür miktarı yoğunluğun yükseltilmesi ile artacaktır. Ancak bu durum temiz kömürün külünü

yükselmesine yol açacaktır.

Alt kömür damarının farklı tane boyutlarında uygulanan ağır ortam ve flotasyon yöntemlerinden kömür ince boyutta serbestleştiğinden dolayı olumlu netice alınamamıştır.

Çizelge 4 'den görüleceği gibi her iki kömür damarı yüksek miktarlarda ayırma yoğunluğuna yakın malzeme içerdiklerinden bu kömürlerin yikanabilirliği iyi değildir.

5. KAYNAKLAR

Abakay, H., 2001, *Diyarbakır-Hazro Taş Kömürünün Yıkınabilme Özelliklerinin Belirlenmesi, Yüksek Lisans Tezi, Dicle Üniv.Fen Bilimleri Enstitüsü, Diyarbakır*, s. 135.

Cebeci, Y., Aydoğan, S., Özkan, A., 1996, *Yozgat-Ayrıdam Linyitlerinin Zenginleştirilebilirliğinin İncelenmesi, 10. Kömür Kongresi, Zonguldak*, s. 79-92.

Demli, F., 1994, *Beypazarı ve Soma Linyitlerinin Yıkınabilme Özelliklerinin Belirlenmesi, Yüksek Lisans Tezi, Gazi Üniversitesi Kimya Müh. Böl.*, Ankara.

Karayığit, A.I., 1998, *Kömür*

- Petrografisi, (Orhan Kural, editör), İstanbul, s. 71-87.
- Önal, G., 1991, Kömür Teknolojisi ve Kullanımı Semineri, Yurt Madenciliğini Geliştirme Vakfı (Güven Önal, Gündüz Ateşok, editör), İstanbul.
- Sun, S.C., 1979, Froth Flotation, (J.W. Leonard, D.R. Mitchell. editör), s. 66-89.
- Ünlü, M., 1990, Linyitlerimizin Yıkabilme Özellikleri ve Yıkama Olanakları, 3.Uluslararası Cevher Hazırlama Sempozyumu, İstanbul, s. 274-286.
- Ünlü, M., Doğan, H., Tetik, T., 1999, Tunççel Karakaya Köyü Kömürlerinin Yıkabilme Özellikleri ve Jig Yıkama Performansının Belirlenmesi Çalışmaları, MTA Genel Müdürlüğü, Ankara, s. 18.

**REFRAKTER ÜRETİMİNDE KULLANILACAK YÜKSEK KALİTEDEKİ
MAGNEZYANIN SEÇİMİ VE PAZARLAMA KOŞULLARINI BELİRLEYEN
ÖZELLİKLER**

Turan BATAR, Mevlüt KEMAL

D.E.Ü., Maden Mühendisliği Bölümü, İzmir/ Türkiye

Necmettin ERDOĞAN

Kümaş-Kütahya Manyezit İşletmeleri A.Ş., Kütahya/Türkiye

Ali Serhat YAVUZ

D.E.Ü., Maden Mühendisliği Bölümü, İzmir/ Türkiye

ÖZET : Son on yıl içindeki refrakter malzeme teknolojisindeki gelişmeler ve uzun ömürlü ürün talepleri, magnezyayı ana hammadde olarak kullanan üreticileri daha nitelikli refrakterler imal etmeye zorlamıştır. Magnezya üreticileri ise refrakter malzeme üreticilerinin artan yeni taleplerini karşılamak için ürünlerinin kalitesini artttirmaya çalışmaktadır. Ancak refrakter malzeme üreticileri temin edecekleri magnezyanın maliyetinden ziyade, kendi ürünlerine katacağı özelliklerle ilgilenmektedir. Birbirleriyle bağlılı olarak artan tüm bu talepler, üretim ilk halkası olan üreticileri, artan bu talebi karşılamak üzere daha nitelikli manyezit konsantreleri üretmeye ve yeni kaynaklar aramaya zorlamaktadır.

Magnezya üreticilerinden istenen ve üreticilerin de geliştirmeye çalıştıkları magnezyada aranan özellikler önem sırasına göre, kimyasal içerik, CaO/SiO_2 oranı, dökme yoğunluğu, kristal yapısı ve kristal boyu olarak öne çıkmaktadır. Dolayısıyla da ürünler bu özelliklerine göre değerlendirilip fiyatlandırılmakta ve pazarlanmaktadır.

Bu makalede; refrakter üreticilerinin magnezyada aradıkları özellikleri ve magnezya üreticilerinin de malzemelerine katmaları gereken asgari özellikler araştırılmıştır. Ayrıca, öne çıkan özelliklerin refrakter kalitesini nasıl etkilediği ve manyezitin satılabilirliği üzerindeki etkileri irdelenmiştir

**SELECTION OF HIGH GRADE MAGNESIA FOR REFRactories
PRODUCTION AND DETERMINING THE CHARACTERISTICS OF
MARKETING CONDITIONS**

ABSTRACT : The developments in the refractory materials technology and the longer lasting product demand in the last decade have forced those producers who use magnesia as the main feed ingredient to come up with a refractory product of better quality. In return, the magnesia producer has to deal with the necessity of providing a better product for the refractory materials producer. However, the producer of refractory materials is interested in the improvements of the product properties brought about by magnesia rather than its cost. These demand relationships force the magnesite producer, the first link in the chain, to produce a better quality magnesite concentrate and new feed possibilities.

The properties demanded from the magnesia producer, in the order of importance, are chemical composition, CaO/SiO₂ ratio, bulk density, crystal structure and crystal size. Hence, these products are evaluated and priced based on these qualifications.

In this paper, the properties which are seeked after by the refractory material producer and the minimum requirements which must be provided by the magnesia producer are investigated. In addition, the effect of the magnesia properties on the quality of the refractory materials and on the saleability of the magnesite is evaluated.

1. GİRİŞ

Sinter magnezya, suni periklaz da denen magnezya, manyezit cevherinin 1650°C'nin üzerindeki sıcaklıklarda ıslık işleme tabi tutulmasıyla elde edilmektedir. Yoğunluğu 3,34 g/cm³'ten büyütür ve bünyesinde temel olarak %93,0-97,0 MgO'nun yanısıra Fe₂O₃, Al₂O₃, SiO₂ ve CaO den oluşan bağlayıcı özellikteki safsızlıklarını içermektedir. Manyezit esaslı ürünlerde istenen MgO oranları da değişmektedir. Kostik kalsine ürün için daha az önemli olan MgO oranı, refrakter olarak kullanılacak magnezya için büyük öneme sahiptir. Bu oranlar sırasıyla; %75,0-93,5 ve %93,0-97,0 MgO'dur. Deniz suyu magnezyasından elde edilen refrakterler ise, %97,0-99,0 MgO içeriğine sahiptir.

Yüksek kalitedeki, satılabilir bir magnezyada istenen genel özellikler Tablo 1'de verilmiştir.

Tablo 1. Yüksek kalitede satılabilir magnezyada aranan özellikler
(A. van der Ven & J. H. M. Kimman)

İçerik		Oran
MgO içeriği	Min.	96.5 (%)
Dökme yoğunluğu	Min.	3.40 (g/cm ³)
CaO/SiO ₂ oranı	Min.	2/1
SiO ₂ içeriği	Max.	0.6
B ₂ O ₃ içeriği	Max.	0.10

Doksanlı yıllarda kalite üzerindeki stratejik hareket ve servis gelişmeleri, temel olarak magnezya üreticilerini belirli standartlarda magnezya üretmeye zorlamıştır ve zorlamaya devam edecektir. Bu nedenle, refrakter üreticileri kendi magnezya üreticilerini belirlerken ve seçerken hangi faktörleri kullanmakta ve yüksek kalitedeki magnezya ürün özelliklerinin kullanıcı gözündeki önemi nedir? gibi sorular büyük önem kazanmaktadır.

2. MAGNEZYA ÜRETİCİSİNİN SEÇİMİ

Yüksek kalitedeki sinter magnezya pişmiş ve pişmemiş tuğlaların her ikisinde de yaygın olarak kullanılmaktadır. Dünya genelinde, %50'si Batı Avrupa ülkeleri olmak üzere, bir yılda yaklaşık bir milyon ton magnezya kullanılmaktadır.

Batı Avrupa ülkelerindeki magnezya tüketicileri büyük ve küçük ölçekli kullanıcılar olmak üzere iki ayrı grupta değerlendirilmektedir. Miktar olarak, toplam tüketimin %80'ni büyük ölçekli tüketiciler gerçekleştirmektedir. Her iki tüketici grubun kullanım sahalarının farklı olmasından dolayı da, magnezyada aradıkları özellikler farklılık göstermektedir. Büyük ölçekteki tüketiciler geniş bir kesime hizmet

sunmalarından dolayı servis hizmetleri öne plana çıkmaktadır. Küçük ölçekteki tüketiciler ise ürünlerine ilave değerler katmakla ilgilenmektedirler. Bu nedenle de; küçük ölçekteki kullanıcılar için yoğunluk, iri kristal boyutu ve saflık en önde gelen unsurlar olurken, büyük ölçekteki kullanıcılar vazgeçilemeyecek kriterler olmamaktadır.

Yapılan araştırmalara göre refrakter üreticisi, magneyzyayı temin edeceği şirketi değerlendirdip seçerken, aşağıda önem sırasına göre verilen kriterlere sahip olup olmadıklarını önemsemektedirler (A. van der Ven & J. H. M. Kimman).

- İhtiyaç anında malzeme temini (Anında üretim)

- ISO 9000 Kalite güvencesi
- Kalitede sürekli güvencesi
- Araştırma ve geliştirmede aktif ve öncü olma
- Güvenilir bir şirket olma
- Müşteri isteklerinin ön planda tutulması
- Yüksek kalitede sinter magneyza
- İri kristalli sinter magneyza

Yukarıda sayılan, anında malzeme temini, kalite güvencesi ve sürekli gibi kriterler asgari ihtiyacın ötesinde magneyza üreticisinin garanti etmesi gereken temel özellikler arasında kabul edilmektedir.

Daha az öneme sahip istekler de aşağıdaki gibi sıralanmaktadır;

- Teknik destek sağlanması
- Etkin diyalog ve danışmanlık

- Özel uygulamalar için istenen malzeme üretimi

- Oldukça saf malzeme temini (MgO içeriği % 99'dan daha büyük)

- Refrakter teknolojisinde gerekli, her kademedede ara ürün temini

- Başka üreticilere bağlı olmayan bağımsız üreticiler

3. MAGNEYZYADA ARANAN ÖZELLİKLER

3.1. Bor İçeriği

Refrakter malzeme içerisinde bulunacak bor bileşikleri, malzemenin ergime derecesini (ötektik noktasını) düşürecekten zararlı etkisi vardır. Düşük ergime sıcaklığında ergiyen bileşikler, tuğla içerisinde zayıf zon oluşturmaktak bu da tuğlalarda kopmalara neden olmaktadır. Söz konusu nedenlerden dolayı, refrakter malzeme üretiminde kullanılacak magneyzyadaki bor oranı, ürün kalitesi yönünden önemli bir faktör olarak karşımıza çıkmakta ve belirli değerlerin altında tutulmasını gerektirmektedir. Örneğin, ateş tuğları üreten magneyza tüketicileri, %0.03 B_2O_3 'ün üzerindeki oranları yüksek bulmaktadır (Şekil 1a). Bu da magneyzyanın kolay pazarlanabilmesi için bor oranının %0,03'ün altında tutulmasını zorunlu hale getirmektedir. Ayrıca, bu oranın %0.01 ile %0.03 arasında olması halinde, magneyzyanın satışında geniş bir pazar imkanı sağlamaktadır. Bu sınır değerlerin sağlanması halinde prim uygulanmaktadır.

3.2. Kristal Boyutu

Kristal boyutu ile yoğunluk ve temas

yüzeyleri arasında bir ilişkinin olduğu ve kristal boyutunun artmasına paralel olarak yoğunluk ve kristal temas yüzeylerinin de arttığı bilinmektedir (Kaya, 1993). Yapılan araştırmalar sonucunda, iri kristalli magnezyadan elde edilmiş refrakterlerin, yüksek ısıl işlem altında asit, rutubet ve yüze karşı dayanımlarının yüksek olduğu tespit edilmiştir (Erdoğan & Yıldız, 1995). Bu nedenle fiyatlandırmada kristal boyutu etkisi, magnezya içeriği, yoğunluk ve silika içeriğinden sonra gelen en önemli parametreler arasında yer almaktadır (A. van der Ven & J.H.M. Kimman). Özellikle de, belirli aralıklarda kristal boyutuna sahip magnezya daha kolay alıcı bulabilmektedir (Şekil 1b). 150 μm 'nin üzerindeki kristal boyutlarında ise refrakterlere kazandırılan değerleri açısından, doğrusal bir iyileşme gözlenmemekte ve satılabilirlik oranı stabil kalmaktadır.

Sinterleme işleminde uygulanan sıcaklığın yüksek, fırında kalma süresinin fazla, soğutmanın ise ne çok hızlı ne de çok yavaş olması, kristal boyutunun arttırılmasında önemli olan etkenlerdir. Magnezyaya böyle bir özelliğin kazandırılabilmesi için, sinterleme işleminin çok hassas bir şekilde uygulanması gerekmektedir.

Ayrıca, kristal boyutunun, cevher yapısına Fe_2O_3 ilavesiyle de artırıldığı bilinmektedir. CaO/SiO_2 etkisi cevher içerisindeki Al_2O_3 ve Fe_2O_3 tarafından nötralize edilerek, istenen denge koşulları sağlanmaktadır.

3.3. Dökme Yoğunluğu

Magnezyada dökme yoğunluğu ve porozite (gözeneklilik) birlikte değerlendirilmesi gereken önemli parametrelerdir. Genel olarak, dökme yoğunluğu ile porozite yüzdesi artışı arasında ters bir bağıntı vardır. Dökme yoğunluğu artışına paralel olarak, porozite azalmakta ve refrakterlerin asit ve rutubet gibi fiziksel etkilere karşı dirençleri artmaktadır. Porlar da açık ve kapalı olmak üzere iki şekilde incelenmektedir. Toplam porların yaklaşık %50'sini taneler arası (inter-granular) porlar oluşturmaktadır (Kaya, 1993). Sinterleşme esnasında oluşan ve refrakterlerin direncini azaltan curuf, çok küçük kapalı porların içerisine nüfuz edememekte, dolayısıyla da magnezya içerisindeki yüzdesi azalmaktadır.

Refrakter teknolojisinin gelişimine paralel olarak magnezya kalite anlayışı da değişmiştir. Örneğin, 1970'li yıllarda, $3,36 \text{ g/cm}^3$ yoğunluk ve %6 poroziteye sahip magnezya, kaliteli olarak kabul edilirken; günümüzde ise $3,47 \text{ g/cm}^3$ yoğunluk ve %3 gözenekliliğe sahip magnezyalar değer bulabilmektedir.

Magnezya tüketicisi açısından garanti edilen minimum yoğunluk ve tane irilik dağılımının korunmasının satılabilirlik açısından büyük önemi vardır. En çok tercih edilen yoğunluk aralığı ise $3,39 \text{ g/cm}^3$ ile $3,43 \text{ g/cm}^3$ arasıdır. Her $0,10 \text{ g/cm}^3$ 'lük yoğunluk artışına paralel olarak ürün kalitesi artmaktadır, daha kolay alıcı bulunabilmekte ve prim artışı sağlanmaktadır. Bunun doğal sonucu

olarak, birçok avrupa ülkesini içine alan bir araştırmmanın sonucuna göre, refrakter piyasasında 3,40-3,47 g/cm³ yoğunluklara göre satılabilirlikler de sırasıyla, yaklaşık %30 ve %50 olarak artış göstermiştir (A. van der Ven & J. H. M. Kimman) (Şekil 2b).

3.4. Silika İçeriği

Özellikle Avrupa'daki magnezya tüketicileri, yüksek kalitedeki sinter magnezya içeriğindeki % 0,4-0,6 silikanın çok yüksek olduğunu ifade etmektedirler. Silika içeriğinin 0,4'ün altına düşürülmesiyle, elde edilen ürün kalitesinin çok yüksek olduğu ve kolay alıcı bulduğu ifade edilmektedir (Şekil 1a).

3.5. CaO/SiO₂ Oranı

CaO/SiO₂ oranı, refrakter tuğla üretiminde kullanılacak sinter magnezya için büyük bir öneme sahiptir. Optimum oran ise 1,86 olarak kabul edilmektedir (Erdoğan & Yıldız, 1995). Oranın 1,86'dan büyük olması halinde sinterleşme işlemi güçleşir, soğuma esnasında parçalanmaya neden olan dikalsiyum silikat (2CaO.SiO₂) ve serbest CaO oluşumları gözlenir. 1,86'dan küçük olması halinde ise Montisellit (CaO.SiO₂.MgO), Mervinit (3CaO.2SiO₂.MgO) ve SiO₂ eriyikleri gibi düşük sıcaklıklarda ergiyen, malzemenin refrakter özelliğini de azaltan oluşumlar gözlenmektedir (Kaya, 1993).

Refrakter harç malzemesi olarak kullanılacak sinter magnezya için ise CaO:SiO₂ oranı 3:1 ile 8:1 arasında

olması istenmekte ve 3:1'den küçük oranlar birçok tüketici tarafından tercih edilmemektedir. Bu nedenle de pazarlanmada dikkat edilmesi gereken kriterler arasında yer almaktadır. Yüksek kalite magnezya ürünlerinde oranın 3:1 ile 8:1 arasında olması durumunda daha kolay alıcı bulabilmektedir.

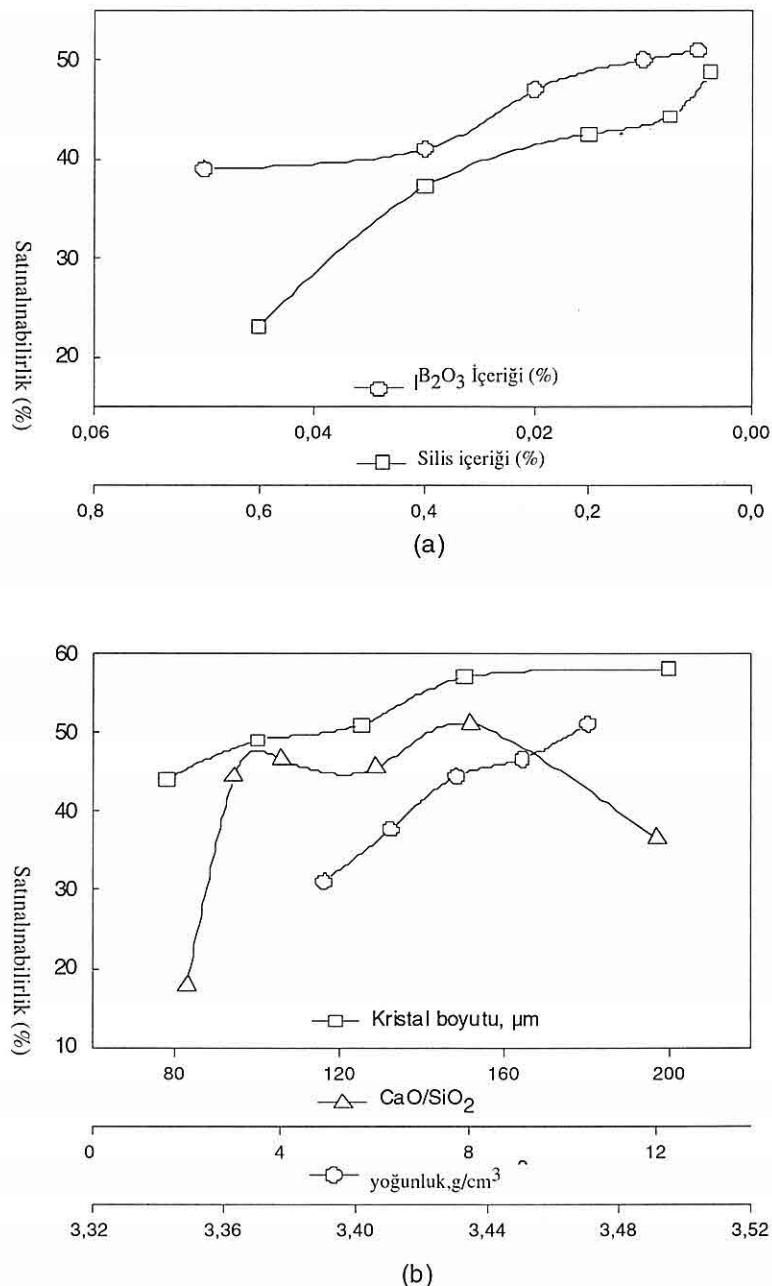
Eğerden de görüldüğü üzere 3,0 ile 8,0 arasındaki değişimlerde satın alınabilirlik etkilenmemektedir, ancak bu değerlerin dışındaki değişimlerde ciddi oranda etkilenmektedir.

4. URÜN KALİTESİNİ ETKİLEYEN PARAMETRELERİN DEĞERLENDİRİLMESİ

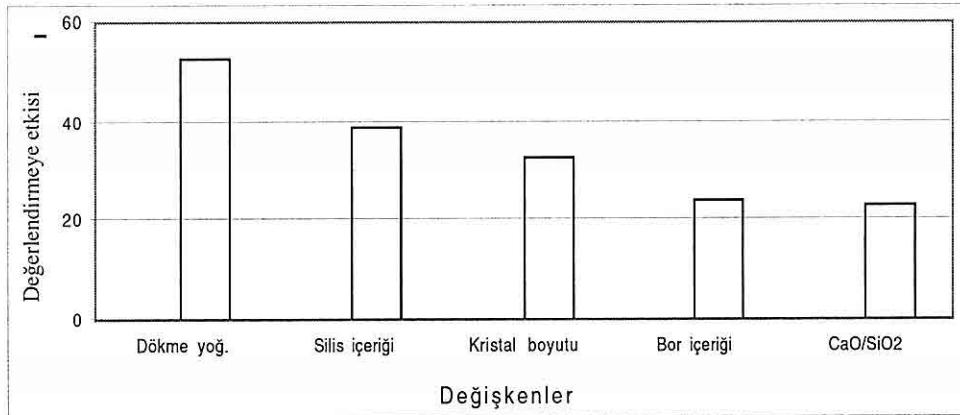
Refrakter üretiminde kullanılan sinter magnezya kalitesinin nihai ürün kalitesini etkilemesi nedeniyle, hangi parametrenin ne ölçüde etkili olduğunu araştırılması büyük önem kazanmaktadır. Uygulamada refrakter üreticilerinin magnezyada istediği özellikler beklenenden farklı olabilmektedir. Pazarlamada, yüksek yoğunluk en etkin parametre olarak düşünülürken bor içeriği, kristal boyutu ve temiz ürün daha fazla talep görebilmektedir. Refrakter üreticilerinin üzerinde durdukları etkin parametreler önem derecelerine göre Şekil 2'de verilmiştir.

5. TÜRKİYE'DE MANYEZİT VE MANYEZİT ÜRÜNLERİ

Türkiye manyezitleri, jel manyezit tipi yatakların tüm özelliklerini taşımaktadır. Fe, Si ve Ca oranları yataktan yatağa değişmekle beraber genellikle düşük olup,



Şekil 1. Refrakter kalitesini etkileyen parametrelerin satınalma üzerindeki etkisi
(A. van der Ven & J. H. M. Kimman).



Şekil 2. Magnezya satışını etkileyen değişkenler ve değerlendirmeye etkileri (A. van der Ven & J. H. M. Kimman).

genel olarak yüksek silis ve kalsiyum oranı en önemli sorundur.

Türkiye manyezit yataklarının en önemli Balıkesir-Bursa-Bilecik-Ayaş-Polatlı-Kütahya yerleşim merkezleri ile sınırlanmış çokgen içinde bulunmaktadır. İşletilen yatakların ortalama kimyasal analiz değerleri %46.0 MgO, %1.3-2.5 CaO, %0.4-1.5 SiO₂ arasında değişmektedir. Türkiye, 44 milyon ton ile dünya görünür manyezit reverzi içinde, % 1,7 lik paya sahiptir (Türkiye manyezit envanteri, 1999).

Türkiye'de yüksek kalitede, asidik ve bazik grumlarda refrakter malzeme (tuğla, katkılı-katkısız harç) ve magnezyum sülfat gibi magnezyum kimyasalı üretent, 7 adet üretici firma bulunmaktadır. Üretilen refrakter malzemeler, Ukrayna, Romanya, Bulgaristan, Yunanistan, Suriye, Irak, İran, Mısır, Cezayir, Belçika, İtalya, Almanya, İngiltere, Fransa, A.B.D., Kanada, v.s. ülkelere ihraç edilmektedir.

Özellikle bazik refrakter malzeme üretiminde kullanılan, düşük demir oksitli ve yüksek yoğunluklu 15 çeşitten fazla sinter magnezya üretimi yapılmaktadır. 1996'dan sonra Kümaş tarafından sinter dolomit ve dolomit tuğla üretimine de başlanmıştır. Üretim aşamalarında, kümaş gibi onde gelen üreticiler tüm proseslerinde TS-EN-ISO 9001 kalite güvence sistemi uygulanmaktadır (Kümaş, 2002). Üretilen sinterin büyük bir kısmı sadece Avrupa değil, aynı zamanda Ortadoğu, Asya, Güney Afrika ve Rusya'ya ihraç edilmektedir. Türkiye'de sinter magnezya üreten firmalar, ürünleri ve üretim kapasiteleri Tablo 2'de verilmiştir.

6. SONUÇ

Sinter magnezya, refrakter tuğla (katkılı, katkısız, pişmiş ve temperlenmiş) ve refrakter harç (püskürtme, dövme, havada sertleşen, sıcakta sertleşen)

Tablo 2. Türkiye Magnezya Üretimi (Türkiye manyezit envanteri, 1999).

ÜRETİCİ FİRMALAR	ÜRÜN	ÜRETİM (ton/yıl)
Kümaş, Türkiye	sinter magnezya	144.000
Konya Krom Manyezit, Türkiye	sinter magnezya	40.000
M.A.Ş., Avusturya	sinter magnezya	60.000
Comag, Avusturya	kalsine magnezya	40.000

üritiminde kullanılmaktadır. Her bir malzemenin refraktere katacağı özellik ve o malzemeden beklenen fayda diğerlerinden farklıdır. O nedenle de, refrakter malzemelerin kullanım yerlerinin iyi bilinmesi ve uygun malzeme seçiminin yapılması zorunludur.

Genel olarak, dökme yoğunluğu, silis içeriği ve kristal boyutu ürün kalitesini doğrudan etkileyen ve bu nedenle de magnezya üreticilerinin sağlamak zorunda oldukları vazgeçilmez unsurlardır. Magnezya üreticilerinin; refrakter üreticileri ve piyasanın tam olarak neye gereksinim duyduklarını bilmeleri gerekmektedir. Ancak ürünlerini geliştirmeksizsin, sadece nelere ihtiyaç duyulduğunun bilinmesi de rekabet koşullarında yeterli olmamaktadır. Kaliteli sinter magnezya için; yüksek dökme yoğunluğu, düşük empürite, düşük SiO₂ oranı, iri kristal boyutu, düşük B₂O₃ içeriği; kaliteli refrakterler için, CaO/SiO₂ oranı, 1.86/1.00; refrakter harçlar için ise [3.00-8,00]/1.00 oranına sahip sinter magnezya aranmaktadır.

Değişen müşteri ve farklı

uygulamalardan dolayı magnezyada aranan özellikler değişim göstermektedir.

Bir magnezya üreticisinin İhtiyaç anında üretim ve kalitenin yanısıra kalitede süreklilik gibi konularda güvence vermesi satılabılırlik üzerinde büyük etki yapmaktadır.

7. KAYNAKLAR

A. van der Ven & J. H. M. Kimman, Billiton Refractories B.V., A. E Veendam, Netherlands.

Kaya, M., *Magnezit ve Bazik Refrakterler Teknolojisi "Magnesite and Basic Refractory Technology"*, Anadolu Üniversitesi Yayınları No:450, Eskisehir, 1993.

Erdoğan, N. & Yıldız, R., *"Magnezit ve Bazik Refrakter Malzeme Teknolojisi Kitabı"*, 150 sy, Kütahya, 1995.

Türkiye Manyezit Envanteri, İstanbul Maden İhracatçıları Birliği, İstanbul, 1999.

"Çimento ve Kireç Endüstrisi Bazik Refrakterler Yayıncı", 71 sy, Kümaş, Kütahya, 2002.

AKPINAR (UZUNYAYLA-SİVAS) DEMİR CEVHERLEŞMELERİNİN JEOLOJİK KONUMU MİNERALOJİSİ VE JEOKİMYASI

Ayten ÖNAL

İnönü Üniversitesi, Maden Müh. Böl., Malatya/Türkiye

Ahmet ŞAŞMAZ

Fırat Üniversitesi, Jeoloji Müh. Böl., Elazığ/Türkiye

Mehmet ÖNAL

İnönü Üniversitesi, Maden Müh. Böl., Malatya/Türkiye

Ali ÖNAL

İnönü Üniversitesi, Malatya MYO, Maden Prog., Malatya/Türkiye

ÖZET: Akpinar demir cevherleşmeleri Akpinar'ın (Uzunyayla-Sivas) kuzeybatı ve güneydoğusunda üç farklı alanda yer almaktadır. Yörede Üst Kretase yaşı Pınarbaşı ofiyolitleri, Üst Kretase-Paleosen? yaşı Akpinar volkanitleri, Orta-Üst Eosen yaşı Suludere formasyonu, Oligosen yaşı Selimiye formasyonu ve Üst Miyosen yaşı Çamurlu formasyonuna ait kayaçlar yüzeylemektedir. Pınarbaşı ofiyolitleri Akpinar volkanitleri tarafından kesilmektedir. Akpinar demir cevherleşmeleri esas olarak Akpinar volkanitleri içerisinde kütle veya mercekler halinde yer almaktadır. Bununla birlikte ofiyolitik kayaçlar ve kireçtaşlı blokları içerisinde de ağsal tipde damar tipi cevherleşmeler rastlanmaktadır. Cevherleşmelerin ana minerali hematit ve spekülarit dir. Daha az miktarda manyetit ve limonit bunlara eşlik etmektedir. En yaygın gang mineralleri kalsit ve kuvars dir.

Ana oksitler çöplük sırasına göre Fe_2O_3 , SiO_2 ve CaO dir. Fe_2O_3 , diğer oksitlerin çoğu ile negatif korelasyonludur. Fakat, Fe_2O_3 ile Ni, Pb, Zn, Co, Cu gibi bazı iz elementler arasında pozitif korelasyon gözlenmekte olup, bu durum bu elementlerin kaynak bölgeden cevherleşme ortamına Fe ile birlikte taşınmış olabileceklerine işaret etmektedir. Ayrıca, cevherleşmelerde önemli oranda Ba, Pb ve As zenginleşmesi gözlenmektedir. Nadir toprak elementleri (REE) ise, cevherleşmelerde ortalama 85 ppm civarında olup, yan kayaçlara göre 2-3 kat daha düşüktür. Cevher ve yan kayaçların hafif REE içerikleri ağır REE içeriklerine göre nispeten yüksektir. Tüm cevher örneklerinde az belirgin Eu, oldukça belirgin Tb negatif anomalisi gözlenir. Jeolojik, mineralojik ve jeokimyasal veriler cevherleşmelerin hidrotermal aktiviteler tarafından oluşturulduğuna işaret etmektedir. Çoklu özelliği ile Lahn-dill tipi demir yataklarına benzerlik göstermektedir.

* Bu çalışma İ.Ü. Araş. Fonu tarafından 99/16 nolu proje ile desteklenmiştir.

GEOLOGICAL SETTING, MINERALOGY AND GEOCHEMISTRY OF AKPINAR (UZUNYAYLA-SIVAS) IRON MINERALIZATIONS

ABSTRACT: Akpinar iron mineralizations are situated at the northwest and southeast of Akpinar (Uzunyayla-Sivas) village in three different locations. Upper Cretaceous aged Pınarbaşı ophiolites, Upper Cretaceous-Paleocene? Akpinar volcanics, Middle-Upper Eocene Suludere formation, Oligocene Selimiye formation and Upper Miocene Çamurlu formation are the lithologies of the studied area. Pınarbaşı ophiolites is intruded by Akpinar volcanics.

Akpinar iron mineralizations is mainly found as masses or lenses within the Akpinar volcanics. But, there are also stockwork mineralizations within ophiolitic rocks and limestone blocks. The major minerals of the iron mineralizations are hematite and specularite. These minerals are accompanied in lesser amount by magnetite and limonite. The common gangue minerals are calcite and quartz.

The abundance order of the major oxides is as Fe_2O_3 , SiO_2 and CaO . Fe_2O_3 negatively correlate with most of the other oxides. There is a positive correlation between Fe_2O_3 and some metallic trace elements such as Ni, Pb, Zn, Co, Cu. This correlation indicates that these elements were carried with Fe. In addition, enrichment of Ba, Pb and As reach to considerable amounts. Average of Rare Earth Elements totals is 85 ppm in ore samples and this value is 2-3 times lower than those of neighbouring rocks. The light REE contents of ores and rock samples are relatively higher than those of the heavy REE. All of the ore samples show slightly negative Eu anomaly, clearly Tb. Geological, mineralogical and geochemical data indicate that the mineralizations were formed by hydrothermal activities. Most of the features are similar to iron-ore deposits of Lahn-dill type.

1. GİRİŞ

İnceleme alanı ve yakın çevresinde genel jeoloji, tektonik, litostratigrafi ve biyostratigrafi amaçlı birçok çalışma yapılmıştır. Bunlar; Altınlu (1969), İlhan (1969), Meşhur ve Aziz (1980), Önal vd. (1999), Tekeli vd. (1992) ve Yılmaz vd. (1993) şeklinde sıralanabilir.

Sivas bölgesinde Pınarbaşı (Kayseri) ile İliç (Erzincan) arasında uzanan kuşak boyunca çok sayıda demir yatağı bulunmaktadır. Bilinen bu yataklardan en

önemlisi Divriği (Sivas) yakınlarındaki A ve B kafa demir yatakları olup, ultramafit-kireçtaşı-granitoyid üçlü dokanağında oluşmuştur (Ünlü ve Stendal 1986 ve 1989). Divriği-Kangal arasındaki ofiyolitlerin üzerinde ise silisli ve karbonatlı örtüler yaygın olup, Alacahan Fe yatağı gibi, içlerinde yer yer hematitli, limonitli zenginleşmeler gözlenmektedir (Gökçe, 2000). Pınarbaşı yakınlarındaki Karahalka Fe yatağı ultramafitlerle

kireçtaşlarının dokanağında oluşmuştur (Sezerer, 1992). Otlukilise (Gürün-Sivas) Fe yatakları ise ofiyolitik kayaçların üzerinde yer alan Meastrıhtyen yaşlı Yanıktepe formasyonu ile Paleosen yaşlı Akdere formasyonlarının sedimanter birimleri ile yanal ve düşey geçişli konumda olan volkanitlerle ilişkili, sinsedimanter-vulkanojen oluşumlu bir yataktır (Çiftçi 1994 ve Çiftçi vd., 1996).

Bu çalışmanın konusunu oluşturan Akpınar (Uzunyayla-Sivas) Fe cevherleşmeleri, Üst Kretase yaşlı ofiyolitleri kesen, Üst Kretase-Paleosen (?) aralığında oluşmuş volkanitlerle ilişkilidir. Cevherleşmeler Akpınar köyünün kuzeybatısında (1 nolu saha) ve Kargakalesi köyünün batı ve doğusunda (2 ve 3 nolu saha) olmak üzere birbirinden ayrı üç kesimde bulunmaktadır. Bölgedeki Fe cevherleşmeleri içerisinde Akpınar cevherleşmelerine en yakın ve benzer oluşum Otlukilise yatağıdır.

Bu araştırmada; Akpınar Fe cevherleşmelerinin yankayaçlar ile ilişkisi, cevherleşmeler ve yankayaçların mineralojik bileşimleri, dokusal özelliklerini ve kimyasal bileşimleri incelenerek, olası oluşum mekanizmasının belirlenmesi amaçlanmıştır.

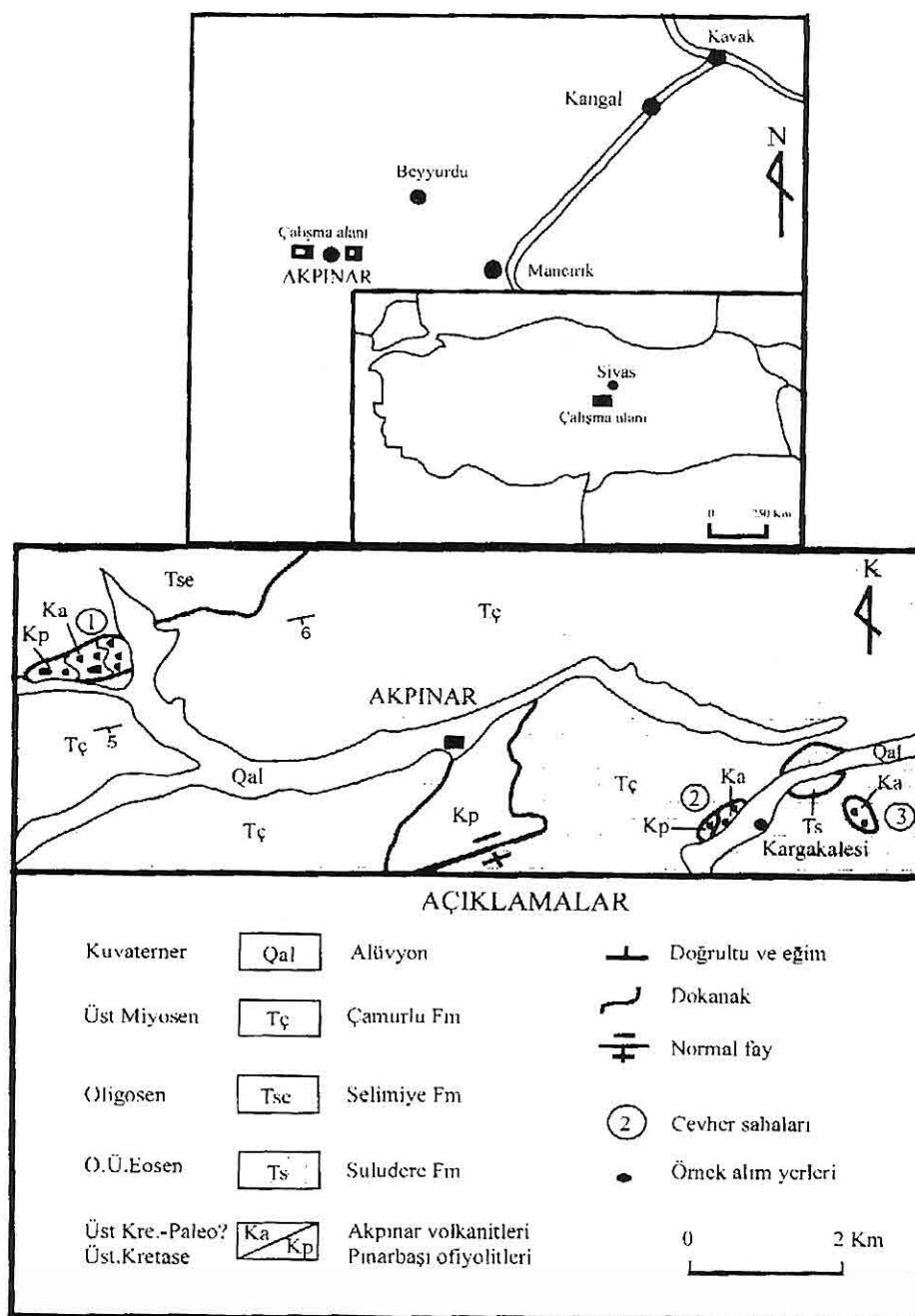
Arazi çalışmaları ile derlenen cevher ve yan kayaç örneklerinin mineralojik bileşimleri ve dokusal özelliklerinin belirlenmesi için, polarizan ve cevher mikroskopu incelemeleri ile XRD analizleri, jeokimyasal özelliklerin yorumlanması için kimyasal analizler yapılmıştır.

2. JEOLOJİ

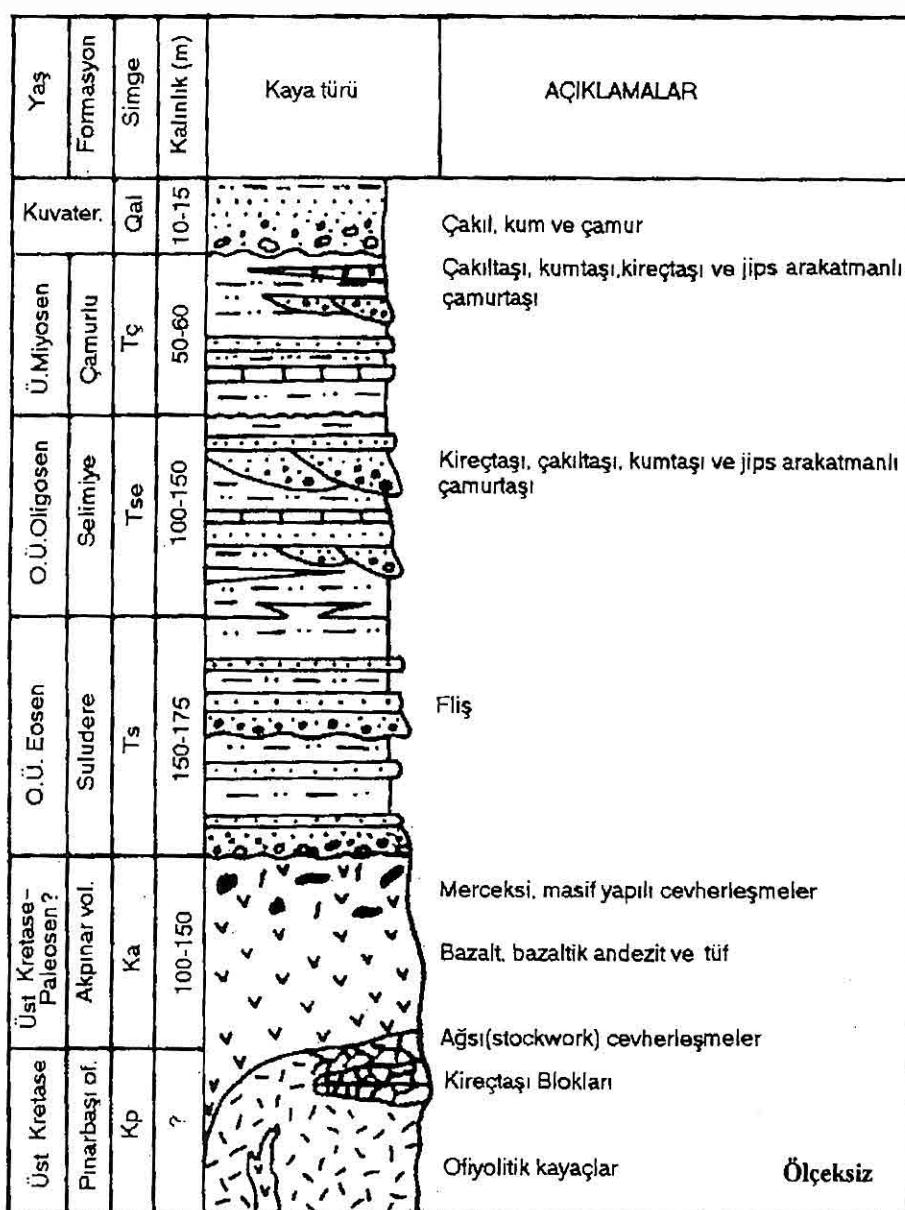
İnceleme alanı ve yakın civarında yüzeyleyen en yaşlı kaya birimi ofiyolitik kayaçlar ve bunları kesen volkanitlerdir. Yersel yüzlekler halinde gözlenen bu magmatik kayaçlar, Eosen yaşlı Suludere, Oligosen yaşlı Selimiye, Miyosen yaşlı Çamurlu formasyonuna ait sedimanter birimler ve alüvyon tarafından örtülmektedir (Şekil 1 ve 2).

Yöredeki demir cevherleşmeleri, ofiyolitik kayaçlar ve Akpınar volkanitleri ile yakından ilişkilidir. Dolayısıyla bu kayaçların litostratigrafik, mineralojik ve petrografik özellikleri bu çalışmada ayrıntılı olarak incelenirken, örtü birimlerinin sadece litostratigrafik özellikleri verilmiştir.

Pınarbaşı ofiyolitleri (Kp); Pınarbaşı (Kayseri) ilçesi dolayındaki yüzlekleri, ilk defa Aziz vd. (1982) tarafından adlanmıştır. İnceleme alanında küçük yüzylemeler şeklinde gözlenmektedir. En büyük yüzüğü inceleme alanı dışında, Akpınar Köyü'nün güneyinde bulunmaktadır. İnceleme alanındaki küçük yüzlekleri ise Akpınar'ın kuzeybatı ve güneydoğusunda Akpınar volkanitleri tarafından kesilmektedir. Birim genelde serpantinit, serpantinleşmiş peridotit, piroksenit, harzburjıt, dünit ve gabro gibi kayaçlardan oluşmaktadır. Kloritleşme ve yer yer serpantinleşme gelişmiş olup kırık ve çatlaklar böylece demir oksit ve hidroksitli malzemelerce doldurulmuştur. Birim kendi içerisinde dilimlenmiş ve bloklu yapı oluşmuştur. Bu yapı içeresine yer yer kireçtaşçı blokları da katılmıştır. Önal vd. (1999) tarafından bu kireçtaşçı



Şekil 1. İnceleme alanının yer bulduru ve basitleştirilmiş jeoloji haritası.



Şekil 2. İnceleme alanının genelleştirilmiş stratigrafi kesiti (Önal vd. 1999'dan
değiştirme).

bloklarının Mesozoyik yaşlı Munzur grubuna ait olduğu açıklanmıştır.

Pınarbaşı ofiyolitlerinin inceleme alanındaki yüzlekleri daha çok serpantinit ve piroksenitlerle temsil edilmektedir. Bu kaya birimleri Oligosen ve Miyosen yaşlı çökel birimler tarafından açılı uyumsuzlukla örtülmektedir. Birimin yerleşim yaşı Atabey vd, (1994) tarafından Üst Meastrihtiyen öncesi olarak yorumlanmıştır.

Yapılan mikroskopik çalışmalar sonucunda; serpentinitlerin bol kıraklı, iri kristaller halindeki olivin ile piroksenlerin bozunması ile oluştuğu gözlenmiştir. Bu iri kristallerde elek (mesh) dokusu iyi gelişmiş olup, olivin ve piroksen kalıntıları mikroskopta güçlükle ayırt edilmektedir. Kayaçın kırıklar ve çatlakları tamamen yarı öz şekilli opak mineraller (çoğunlukla hematit ve spekülarit) tarafından doldurulmuştur. Minerallerin tanınmayacak derecede altere olduğu kesimlerde ise demiroksit-hidroksit boyamaları gözlenmektedir.

Piroksenitlerin esas mineralini piroksenler oluşturmaktadır. Az miktarda amfibol ve plajiyoklas da bileşimde yer almaktadır. Piroksenler genelde yarı öz şekilli ve yer yer kenarları korozyonludur. Coğulukla taze minerallerine rastlamak zor olduğundan piroksenlerin türünü belirlemek de zordur. Ancak az da olsa ojit, enstatit ayırt edilmektedir. Yer yer piroksenlerin uralitleşmesi ile oluşan düşündüren pargazit gibi mineraller, yer yer de metamorfizma etkisiyle oluşmuş lifsi amfibol taneleri gözlenmektedir.

Akpınar volkanitleri (Ka); Bazalt, andezit bileşimli lav akıntıları ve bunların tuf ve daykları ile kuvars damarlarından oluşan birimler Akpınar volkanitleri olarak adlanmıştır. Andezitik bileşimli kayaçlar ve tüfler daha baskındır. Akpınar Köyü kuzeybatısında ve Kargakalesi batısında Pınarbaşı ofiyolitlerini kesmektedir. Ofiyolitik kayaçların küçük yüzeylemelerinin olduğu bu alanlarda, Akpınar volkanitleri, ofiyolitlerin içerisinde dayklar veya ofiyolitleri kesen küçük volkanik tepecikler halinde gözlenmektedir. Kargakalesi Köyü doğusunda ise sadece küçük volkanik tepeler halinde gözlenmektedir. İnceleme alanındaki bu volkanitler, Otlukilise civarında bulunan Meastrihtiyen yaşlı Yanıktepe ve Paleosen yaşlı Akdere formasyonları ile yanal ve düşey geçişli olan volkanitlerle (Çiftçi vd, 1996) benzer mineralojik ve petrografik özellikler göstermektedir. Akpınar volkanitleri, inceleme alanında Meastrihtiyen öncesi yaşlı Pınarbaşı ofiyolitlerini kesmesi ve bu ofiyolitlerin ise inceleme alanı yakın güneybatısında Eosen yaşlı Suludere formasyonu tarafından açılı diskordansla örtülmesi nedeniyle; Akpınar volkanitlerinin Geç Kretase-Paleosen (?) zaman aralığında olduğu düşünülmektedir.

Bazaltik bileşimli kayaçların mikroskopik çalışmaları sonucunda; coğulukla plajiyoklaslardan (daha çok andezin ve labrador) olduğu belirlenmiştir. Daha az oranda bazen özsekilli kristaller, bazen de yuvarlak taneler halinde piroksen, olivin

fenokristalleri (çatlaklar boyunca çoğunlukla serpantinleşmiş) ve daha küçük taneler halinde ojit de gözlenmektedir. Hamur malzemesi çoğunlukla demiroksitlerin ayrışması ile kırmızımsı–kahverengiye boyanmıştır. Amigdaloidal boşluklar genelde silisle, daha az oranda ise kalsit ile doldurulmuştur.

Andezitik bileşimli kayaçların baskın olduğu alanlarda kayaçın esas mineralini plajiyoklas oluşturmaktı daha az oranda ise amfibol bulunmaktadır. Plajiyoklas latalarının çoğunluğu albit ikizli ve yarı öz şekilli olup, yer yer akma yapısı belirgindir. Yine, özsekilli, genelde karlsbat ikizli, fenokristaller halinde sanidin mineralleri de bazı örneklerde gözlenmektedir. Amfiboller fenokristal ve mikrokristaller halinde olup, genelde kloritleşmiştir. Bazı örneklerde % 30 kadar kuvars bulunmaktadır. Ancak; kuvarslar genelde yığışım şeklinde, ikincil oluşumlu, küçük, özsekilsiz taneler halinde olup, kırıklar boyunca oluşan boşluklara yerleşmişlerdir. İncelenen örneklerde sıkça şekilsiz taneler halinde opak mineraller gözlenmektedir. Cevherli alanların yakınından alınan yankayaç örneklerinde % 20'ye kadar çıkabilen oranlarda, fenokristaller (1-2 mm büyüğünde) halinde, opak minerallere rastlanmaktadır. Ayrıca bu kayaçları oluşturan kristal ve bunlar arasındaki hamur malzemede yaygın bir karbonatlaşma ve kloritleşme hakimdir.

Tüflerin baskın olduğu alanlardan alınan örneklerde ise, andezitik bileşimli kayaçlar ile benzer mineralojik bileşimler

gözlenmiştir. Karbonatlaşmış camsı hamur içerisinde, düzensiz lataalar halinde, genelde albit ikizli, oldukça altere, plajiyoklas mikrolitleri kayacın esas mineralini oluşturur. Bol miktarda mevcut olan opak mineraller ise andezitik bileşimli kayaçlardakinin aksine tamamen öz şekilli (altigen veya sekizgen) kristaller halindedir. Ayrıca bol miktarda, boşluklara yerleşmiş, ikincil oluşumlu, yığışımlar şeklinde, dalgalı sönmöli kuvarslar da bulunmaktadır. Çatlaklarda olmuş karbonat minerallerine de bazı örneklerde rastlanmaktadır. Camsı malzeme ise tümüyle karbonatlaşmış, hamurda yer yer kloritleşme gelişmiştir.

Suludere formasyonu (Ts); Çalışma alanında genelde bloklu çakıltaşı, kumtaşısı ve çamurtaşısı ardalanması şeklinde gözlenen birim Kargakalesi Köyü kuzeydoğusunda yer alır. Çakıl bileşenleri Pınarbaşı ofiyolitleri, Munzur grubuna ait kireçtaşları gibi daha yaşlı birimlerden türemelidir. Üstüne dereceli geçişle Oligosen yaşı Selimiye formasyonu gelir. Birimin tabanı çalışma alanında görülmemektedir. Ancak, çalışma alanı yakın güneybatısında Pınarbaşı ofiyolitlerini açılı diskordansla üzerlediği ve toplam kalınlığının 150-175 m arasında olduğu Önal vd. (1999) tarafından açıklanmıştır. İnceleme alanı dışında, benzer özellikteki birimde Demir (1997) tarafından saptanan fosillere göre Orta-Üst Eosen yaşı kabul edilmiş ve sığdan derin denize kadar olan alanda çökeliş olduğu belirtilmiştir.

Selimiye formasyonu (Tse); Tipik yüzlekleri ve tip kesiti Selimiye'de

bulunan ve şarabi renkli, ince taneli kumtaşı-silttaşı ardalanmasından oluşan istif ilk defa Kurtman (1973) tarafından adlanmıştır. Çalışma alanında da benzer litolojik özellikler taşır. Toplam kalınlığı 100-150 m arasındadır. Daha yaşlı Suludere formasyonu ile geçişlidir, ancak genç Çamurlu formasyonu tarafından açılı diskordanslı olarak üzerlenir. Sümergen vd., (1987) tarafından birimin Orta-Üst Oligosen yaşıta olduğu ileri sürülmüştür. Taşkın ovası ve lagün ortamında çökelmiştir (Önal vd., 1999).

Çamurlu formasyonu (Tç): Uzunyayla civarında "kumtaşı, killi kireçtaşları ve jips arakatmanlı, kırmızı-kahverengi çamurtaşından oluşan istif Önal vd. (1999) tarafından adlanmıştır. Çamurlu formasyonu çalışma alanında da benzer litolojik özellikler gösterir. Daha yaşlı birimleri açılı uyumsuzlukla örter. 50-60 m arası kalınlıktadır. Palinolojik örneklerden Üst Miyosen yaşı uygun görülmüştür (Tekeli vd., 1992). Genelde menderesli akarsular ve bunların taşkın düzluğu ortamında olmuş ve yersel sig gölcüklerde ise killi kireçtaşları çökelmiştir (Önal vd., 1999).

Alüvyon (Qal): Akarsu dere yataklarında genelde az tutturılmış blok, çakıl, kum, silt ve çamurdan yapıldır.

3. AKPINAR DEMİR

CEVHERLEŞMELERİ

3. 1. Cevherin Jeolojik Konumu

Akpınar Köyü'nün kuzeybatısında bulunan 1 nolu sahada, cevher Akpınar volkanitleri ve Pınarbaşı ofiyolitleri içerisinde bulunmaktadır. Pınarbaşı

ofiyolitlerinin inceleme alanındaki en geniş yüzlemesi olan alanda (Akpınar Köyü güneyi) ise cevherleşmeye rastlanmamıştır. Kargakalesi Köyü yakınındaki 2 nolu sahada, ofiyolitik kayaçlar gözlene de, cevherleşme daha çok volkanik kayaçlar içerisinde oluşmuştur. Kargakalesi doğusundaki 3 nolu sahadaki cevherleşme ise, tamamen volkanik kayaçlar içerisinde yer almaktadır.

1 nolu sahadaki cevher; daha çok Pınarbaşı ofiyolitleri içerisindeki kireçtaşları bloklarında gözlenmektedir. Kireçtaşları blokları yakınındaki ofiyolitik kayaçların zayıf zonlarında ise az da olsa cevherleşmeye rastlanmaktadır. Hem ofiyolitik kayaçlar hem de kireçtaşları blokları içerisindeki cevherleşmeler, kırık ve çatlaklı doldurmuş, 1-5 cm kalınlıkta damarcıklar şeklinde ağsı (stockwork) yapı göstermektedir (Şekil 3a). Bu ofiyolitik kayaçları kesen Akpınar volkanitlerinin içerisinde ise, az miktarda, boşluk dolguları halinde zenginleşmiş zonlar izlenmektedir.

Kargakalesi batısında bulunan 2 nolu sahada, cevherin yan kayacını Pınarbaşı ofiyolitlerini kesen Akpınar volkanitleri oluşturmaktadır. Cevherli alanlar daha çok andezitik bileşimli bu volkanik kayaçların içerisinde farklı büyüklüklerde kafa ve mercek şeklinde yüzlekler vermektedir (Şekil 3b). Volkanik kayaçlara göre daha az yüzeylemesi olan ofiyolitik kayaçların kırık ve çatlaklarında ise, yer yer ağsı cevher oluşumu gözlenmektedir. Cevherleşmelerde daha çok masif ve benekli yapı egemendir.

3 nolu sahada; cevher yankayacını tamamen volkanik kayaçlar (andezit, traktandezit ve andezitik tüf) oluşturmaktadır. Cevherleşmelerin yakınındaki volkanik kayaçlar kısmen killeşmiş, demiroksit-hidroksit ile boyanmıştır. Cevherli seviyeler daha çok bu alandaki volkanik yükselimlerin tepe kesimlerinde oluşmuştur (Şekil 3c). Cevher; yankayaç içinde masif cevher mercekleri, bantları veya boşluk dolguları şeklinde gözlenmektedir. Kırık ve çatlaklar içinde düzensiz damarlar şeklinde oluşumlara da rastlanmaktadır. Kırık ve çatlakları dolduran cevherlerde daha çok gang katkılı masif, boşlukları doldurmuş cevherlerde ise masif ve benekli yapı gözlenmektedir. Gevşek tutturulmuş andezitik tüfler içerisinde ise, bol miktarda, 1-2 cm büyülükte, tekil manyetit/hematit kristali oluşmuştur (Şekil 3d).

Her üç cevher sahasında; toplam yüzey alanı yaklaşık 18 km^2 , ortalama kalınlık 10 m'dir. Bu çalışma kapsamında Akpinar demir cevherleşmelerinin rezerv tespitine yönelik herhangi bir çalışma yapılmamıştır. Ancak yöredeki cevherleşmeler ekonomik açıdan değerlendirilebilecek tenör ve rezerve sahiptir. Bu kapsamda da çalışmalar yapılmasının önemli olabileceği düşünülmektedir.

3. 2. Mineral Parajenezi

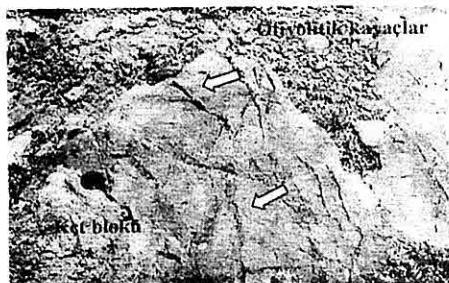
Hem cevher örnekleri, hem de yankayaçtaki opak mineraller çoğulukla hematitdir. Cevher örneklerinde spekülarit oluşumu ise oldukça yaygındır. Cevher

parajenezi oldukça basit olup, yaygın mineraller **hematit + spekülarit + manyetit**'dir. Bu mineraller arasındaki boşluklar genellikle demir oksit-hidroksit boyamalı, karbonatlaşmış, kloritleşmiş malzeme ve limonit ile doldurulmuştur. Limonit oluşumu yüzeysel alterasyon koşullarında tüm cevherleşmelerde yaygın olup, minerallerin kırık ve çatlak zonlarında (Şekil 3e), hematit tanelerinin kenar ve iç kesimlerinde sıkça gözlenmektedir.

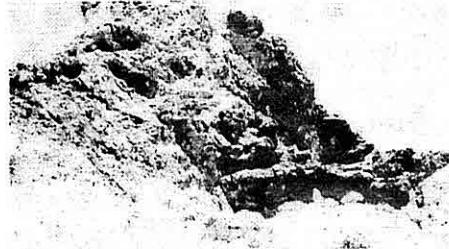
Kırık ve çatlak dolgusu şeklinde oluşmuş ikincil kalsit ve kuvars ise gang minerali olarak parajenezde yer almaktadır. Yankayaç örneklerindeki opak mineraller ise az miktarda özsekilsiz manyetit, daha çok özsekilli, yarı özsekilli hematitdir. Her üç cevher sahasında da parajenezin esas mineralini hematit oluşturmaktadır (Şekil 3f).

Akpınar cevherleşmelerinde birincil **hematit, ikincil hematit ve spekülarit** olmak üzere üç türlü hematit oluşumu gözlenmektedir. Birincil hematitler iri, özsekilli ve bazen çubuksu kristaller halindedir ve kendisinden sonra oluşan diğer mineraller tarafından yoğun olarak ornatılmıştır. Düşük yansımaya rengine sahip olması ve kuvvetli anizotropisi ile mikroskopta beraber bulunduğu diğer minerallerden kolaylıkla ayrılmaktadır. İri kristaller halinde, özsekilli hematitlere daha çok 3 nolu saha örneklerinde, tabuler ve çubuksu hematitlere (spekülarit) ise her üç sahadaki cevher örneklerinde rastlanmaktadır (Şekil 3g).

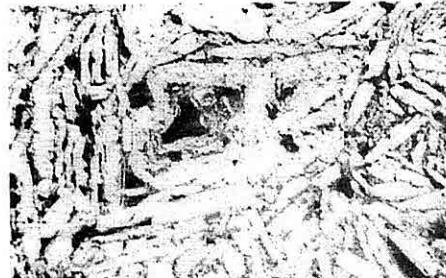
Spekülaritler, cevherlerleşmenin belirli bölgelerinde yaygın olarak



Şekil 3a. Kireçtaşı blokunda ağısı (stockwork) yapıdaki hematit cevherleşmesi (1 nolu saha).



Şekil 3c. Volkanik yükselmanın tepe kesiminde oluşan hematit cevherleşmeleri (3 nolu saha).



Şekil 3e. Çubuklu hematitler ve aralarında oluşan limonitler (Ç.N. 10X10).



Şekil 3g. Şekilsiz, parçalanmış, ornatılmış hematitler (Ç.N. 10X10).



Şekil 3b. Kafalar ve mercekler halinde oluşmuş hematit cevherleşmeleri (2 nolu saha).



Şekil 3d. Tuf içinde oluşan iri manyetit taneleri (3 nolu saha). Mn: Manyetit



Şekil 3f. Çubuklu-iğnemiş spékularitler (Ç.N. 10X10).



Şekil 3h. Hematit (açık renkli) ve limonitler (Ç.N. 10X10).

gözlenmektedir. Bu durum hidrotermal çözeltilerin oluşum sürecindeki ortamın jeokimyasal özellikleri, özellikle de Eh'in yüksek olduğu ve basıncın az olduğu alanlarında hematitten ziyade spekülarit oluşumları meydana gelmektedir. Spekülarit kristallerinin dizilimi ise genellikle tabuler ve işinsal olmakla birlikte, söz konusu cevherleşmelerde tamamen gelişigüzel gerçekleşmiştir. İkincil oluşumlar ise ya manyetitin martitleşmesi ile ya da cevherleşmedeki tüm mineralleri kesen damarlarda, daha küçük, özsekilsiz taneler halinde oluşmuştur. Martitleşme sırasında önce manyetiter ara mineral olarak maghemite, daha sonra maghemit hematite dönüşmüş olmalıdır. Bazı örneklerde masif, bazlarında ise lamelli doku daha baskındır. Özsekilsiz hematitlerde boşluklu doku da izlenmektedir. 3 nolu saha örneklerinde ise çoğulukla şekilsiz, kısmen parçalanmış ve yoğun olarak ornatılmış hematitler çoğuluktadır (Şekil 3h).

Manyetit, genelde özsekilli ve yarı özsekilli taneler veya spekülarit kristallerinin arasını doldurmuş şekilsiz taneler halinde oluşmuştur. Masif doku baskın olup, hematite dönüşmüş kesimlerde lamelli doku da gelişmiştir.

Kalsit ve kuvars, cevher mineralleri arasındaki boşluklarda, kırık ve çatlaklarda ikincil oluşumlu küçük taneler halinde gözlenmektedir.

XRD Çalışmaları: Akpinar cevher örneklerinin çoğunda gang mineralleri demiroksit-hidroksit boyamalıdır. Bu nedenle; mikroskopta belirlenemeyen

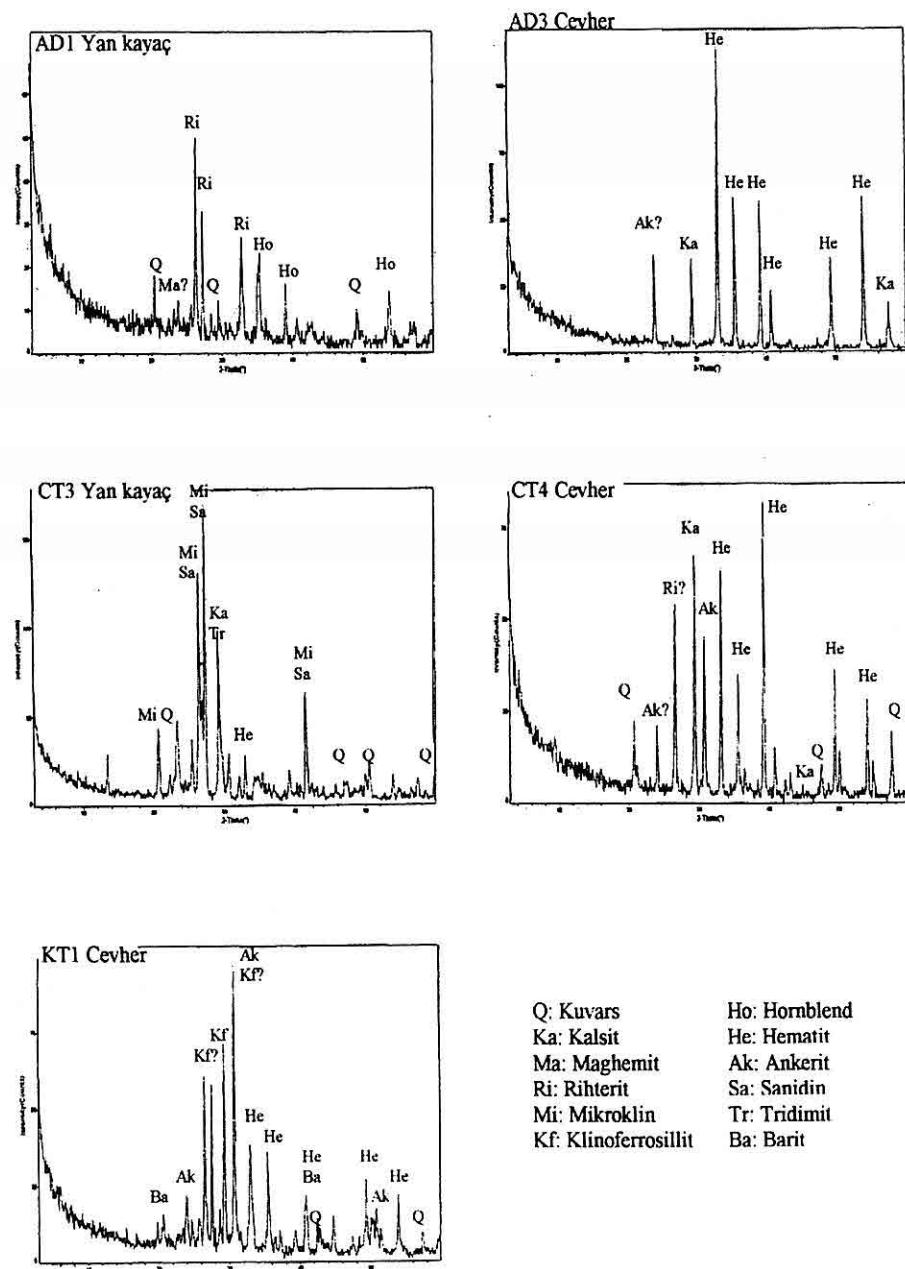
cevher parajenezindeki gang minerallerinin saptanması ve yan kayaçlardaki opak mineraller ile diğer silikat minerallerinin belirlenmesi amacıyla yan kayaç (4 örnek) ve cevher örneklerinden (3 örnek) XRD analizleri yapılmış olup, beş örneğin karakteristik X-ışınları difraktogramları Şekil 4'de, belirlenen mineral parajenezleri ise Tablo 1'de verilmiştir.

Akpınar demir cevherleşmelerinin her üç sahasında da ana cevher minerali hematit, gang mineralleri ise kalsit ve kuvars (daha çok tridimit) dır. Bunlara ilaveten az miktarda ankerit, klinoferrofillit, rihterit ve barit gibi mineraller de bileşimde yer almaktadır.

Analiz edilen yan kayaç örneklerinde ise; genelde ortaç bileşimli magmatik kayaçların düşük dereceli metamorfizması ve/veya metazomatizması ile hidrotermal alterasyon sonucu oluşmuş bir parajenez hakimdir. Yukarıda özellikleri ve sıkılıkla rastlandıkları kayaçları açıklanan ve XRD analizleri ile tayin edilen yan kayaç parajenezine göre de; Akpinar demir cevherleşmelerine yataklik eden volkanik yankayaçların 1 nolu sahada daha çok bazik ve ortaç 2 ve 3 nolu sahalarda ise ortaç (andezitik ve traktitik) bileşimli ve potasyumca zengin volkanik kayaçlar olduğu görülmektedir.

4. CEVHERLEŞMELERİN VE YAN KAYAÇLARIN JEOKİMYASAL ÖZELLİKLERİ

Akpınar demir cevherleşmelerinin jeokimyasal özelliklerini belirlemek amacıyla 9 (dokuz) adet cevher, 3 (üç)



Şekil 4. Akpinar demir cevherleşmelerine ait cevher ve yan kayaç difraktogramları.

Tablo 1. Akpınar demir cevherleri ve yan kayaç örneklerinin XRD ile belirlenen mineral parajenezi .

Saha No	Örnek No	Mineraller
1	AD3 (cevher) AD1 (yan kayaç)	Hematit + kalsit ± ankerit Fe'li Rihterit (winchit) + hornblend (hastingsit) + kuvars (tridimit) ± maghemit
2	CT4 (cevher) CT5 (yan kayaç) CT6 (yan kayaç) CT3 (yan kayaç)	Hematit + kalsit + kuvars (tridimit) ± ankerit Sanidin + ortoklas (Fe'li) + hematit + manyetit + tridimit K-feldispat (daha çok sanidin) + Fe'li rihterit + hematit + kuvars (tridimit) K-feldispat + kuvars (tridimit) ± kalsit ± hematit
3	KT1 (cevher)	Hematit + ankerit + kuvars ± maghemit ± klinoferosillit

adet yan kayaç örneğinin kimyasal analizleri Kanada Acme Analiz Laboratuarında iki farklı yöntemde gerçekleştirilmiştir. Ana oksit ve iz element analizleri ICP-ES'de, nadir toprak element analizleri ise ICP-MS'de yapılmıştır (Tablo 2).

Bu analizlere göre; yan kayaç örneklerinde ana oksitlerin temel bileşenleri SiO_2 , Fe_2O_3 , MgO ve CaO 'dır. Cevherli örneklerde ana oksit bileşenleri ise çokluk sırasına göre Fe_2O_3 , SiO_2 ve CaO şeklinde değişmektedir. Masif cevher örneklerinde Fe_2O_3 % 95'e kadar çıkmaktadır. Hem yan kayaç, hem de cevher örneklerindeki silis bolluğu; kayaçların kırık ve boşlukları ile cevher mineralleri arasına sonradan yerleşmiş silis minerallerinden kaynaklanmaktadır. Cevherli örneklerde yan kayaçlara göre Fe_2O_3 bakımından yaklaşık 6-10 kat arası zenginleşme görülür. Karbonat bileşenlerin çokluğu nedeniyle, 1 nolu saha yan kayaç örneği, CaO ve MgO bakımından, cevher ve diğer sahalara ait

cevher-yan kayaç örneklerine göre önemli miktarda zenginleşme göstermektedir. Ancak; cevherli örneklerde ateşte kaybın küçük değerde olması (max. % 4), cevherin karbonat fazından çok oksit fazında olduğunu yansımaktadır. Tüm cevher örneklerinde ve 1 ile 3 nolu saha yan kayaç örneklerinde Al_2O_3 içeriği % 1'den küçüktür. Bu örneklerde yine Na_2O ve K_2O değerleri bazik kayaçlara benzer şekilde düşük oranlardadır. 2 nolu sahadaki cevher yan kayacında ise % 13'e yaklaşan Al_2O_3 ve % 10'a yaklaşan K_2O değerleri belirlenmiştir. Bu sahadaki cevherleşmenin NTE içeriğinin de diğer iki sahadan daha yüksek olduğu görülmektedir. Cr ve V içeriği ise her üç sahada genelde düşüktür. Buna karşın özellikle 1 nolu sahadaki demirli kireçtaşlı bloku (AD1) ve içerisindeki ağısı cevher örneğinde (AD2) Ba içeriğinin çok yüksek, volkanik kayaç içinden alınan cevher örneğinde ise ondan çok daha düşük olduğu görülmektedir. Her üç sahada da hem volkanik yan kayaç, hem

Tablo 2. Akpinar demir cevherleşmelerine ait cevher ve yan kayaç örneklerinin kimyasal analiz sonuçları (ana oksitler %, iz elementler ppm'dir. AD'ler 1, CT'ler 2, KT'ler 3 nolu sahaya ait olup, AD1, CT3 ve CT5 yan kayaçdır).

	AD1	AD2	AD3	AD4	KT1	KT2	KT4	CT1	CT2	CT3	CT4	CT5
SiO₂	24,22	0,02	0,02	0,02	6,15	8,63	30,35	25,63	15,79	63,39	27,20	60,51
Al₂O₃	0,20	0,15	0,18	0,09	0,82	0,41	0,79	0,23	0,59	12,66	0,36	11,61
Fe₂O₃	9,52	95,37	92,93	93,8	90,26	87,68	67,11	72,07	78,00	8,07	65,66	13,28
MgO	10,83	0,02	0,08	0,03	0,14	0,12	0,06	0,09	0,20	0,04	0,68	0,03
Cr₂O	21,31	1,37	2,87	1,71	0,41	0,37	0,23	0,27	1,99	2,38	2,79	2,04
Na₂O	0,17	0,04	0,04	0,12	0,17	0,12	0,12	0,09	0,08	0,60	0,14	0,52
K₂O	0,05	0,04	0,04	0,04	0,18	0,10	0,21	0,04	0,16	9,80	0,13	9,01
TiO₂	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,03	0,03	0,03	0,03	0,34	0,01	0,41
P₂O₅	0,08	0,26	0,01	0,03	0,02	0,06	0,06	0,11	0,07	0,01	0,02	0,01
MnO	1,46	0,1	0,13	0,01	0,01	0,01	0,01	0,12	0,06	0,01	0,03	0,01
Cr₃O₅	0,067	0,004	0,005	0,003	0,006	0,006	0,004	0,002	0,006	0,001	0,011	0,001
Ra	18569	10253	388	343	1395	4593	1304	358	256	225	152	325
Ni	453	32	78	59	100	126	22	10	5	2	1	2
Co	44,0	7,8	8,4	14,1	53,5	79,0	5,2	4,3	7,6	1,0	2,3	0,5
Mo	6	12	33	29	2	5	12	15	16	4	23	5
Cu	38	23	22	28	370	338	25	13	12	1	6	4
Pb	226	44	69	234	83	109	18	3	3	3	3	3
Zn	282	55	50	111	102	174	67	57	54	24	43	23
As	243	131	129	1060	29	51	49	13	111	5	16	3
Cd	1,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2
Sb	72,8	52,2	73,1	396,7	6,3	19,5	42,1	7,7	16,2	1,8	2,9	0,7
Sr	315,9	54,2	18,6	64,5	42,3	50,2	23,6	18,6	22,1	18,7	11,9	39,8
Rb	2,3	1,2	1,3	0,6	3,5	3,5	8,2	1,5	9,9	296,9	5,1	237,7
V	27	21	39	42	88	134	81	67	84	11	33	5
Zr	5,2	3,5	2,8	2,9	5,1	5,3	41,5	54,4	41,9	714,0	34,2	836,6
Ga	0,7	2,0	10,1	3,4	12,7	12,8	14,2	8,4	13,3	24,8	6,2	25,0
Nb	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	25,8	12,4	20,4	107,7	26,0	116,4
Y	5,2	6,0	1,1	0,08	1,8	2,6	2,9	14,2	14,1	61,7	16,8	74,3
La	22,5	14,6	4,6	8,9	7,5	2,6	15,8	20,7	17,7	57,5	40,0	61,3
Ce	31,3	10,1	6,5	11,7	2,6	1,9	25,9	52,0	26,9	100,8	237,8	116,2
Pr	2,46	1,82	0,55	0,83	0,66	0,41	2,41	5,80	3,79	11,72	25,4	13,55
Nd	6,0	5,8	1,4	1,7	1,9	1,5	7,3	21,3	15,3	39,9	82,8	49,7
Sm	1,2	1,0	0,2	0,2	0,3	0,3	1,0	5,2	3,9	8,2	14,9	10,4
Eu	0,82	0,05	0,07	0,09	0,05	0,05	0,32	0,36	0,24	0,47	1,02	0,68
Gd	1,03	0,94	0,19	0,15	0,30	0,47	0,70	4,37	4,03	7,20	9,89	9,78
Tb	0,16	0,12	0,03	0,02	0,05	0,06	0,09	0,69	0,63	1,30	1,13	1,64
Dy	1,26	0,89	0,21	0,15	0,28	0,50	0,57	3,28	3,41	8,97	4,33	10,69
Ho	0,16	0,15	0,05	0,05	0,05	0,08	0,09	0,51	0,57	2,0	0,57	2,49
Er	0,52	0,42	0,09	0,07	0,16	0,22	0,29	1,23	1,52	6,67	1,25	8,02
Tm	0,07	0,06	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,15	0,21	1,03	0,12	1,28
Lu	0,07	0,05	0,01	0,01	0,02	0,03	0,03	0,15	0,18	1,15	0,15	1,34

Tablo 3. Akpinar demir cevheri örmeklerine ait elementlerin korelasyon ilişkileri.

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	MnO	Cr ₂ O ₃	Ba	Ni	Co	Cu	Pb	Zn	Sr	Rb	V	Zr	Ga	Y	Top.NTE
SiO ₂	1																						
Al ₂ O ₃	0.43	1																					
Fe ₂ O ₃	-0.99	-0.39	1																				
MgO	0.48	0.10	-0.57	1																			
CaO	-0.23	-0.44	0.09	0.49	1																		
Na ₂ O	0.34	0.58	-0.31	0.38	-0.37	1																	
K ₂ O	0.52	0.98	-0.51	0.28	-0.28	0.80	1																
TiO ₂	0.47	0.26	-0.40	-0.28	-0.57	-0.17	0.22	1															
MnO	0.07	-0.34	-0.10	-0.05	0.31	-0.53	-0.43	0.05	1														
Cr ₂ O ₃	0.24	0.24	-0.33	0.90	0.50	0.37	0.40	-0.34	-0.22	1													
Ba	-0.39	-0.34	0.41	-0.26	-0.01	-0.52	-0.35	0.02	-0.27	-0.16	1												
Ni	-0.61	0.07	0.66	-0.36	-0.28	0.22	-0.08	-0.21	-0.21	-0.07	-0.10	1											
Co	-0.31	0.29	0.37	-0.15	-0.47	0.45	0.17	0.08	-0.38	0.11	-0.14	0.87	1										
Cu	-0.27	0.45	0.34	-0.11	-0.51	0.56	0.30	-0.03	-0.40	0.14	-0.15	0.83	0.86	1									
Pb	-0.68	-0.35	0.66	-0.39	0.00	0.19	-0.36	-0.43	-0.34	-0.29	-0.09	0.59	0.37	0.28	1								
Zn	-0.32	0.09	0.38	-0.28	-0.49	0.43	0.02	0.13	-0.47	-0.10	-0.18	0.81	0.90	0.77	0.63	1							
Sr	-0.69	-0.25	0.74	-0.52	-0.29	0.08	-0.29	-0.15	-0.61	-0.37	0.42	0.53	0.47	0.39	0.80	0.65	1						
Rb	0.59	0.73	-0.61	0.31	-0.64	0.22	0.83	0.48	-0.19	0.36	-0.30	-0.39	-0.11	-0.08	-0.52	0.18	-0.46	1					
V	0.18	0.58	-0.11	0.66	-0.63	0.43	0.48	0.58	-0.19	-0.02	-0.44	0.50	0.77	0.71	0.02	0.71	0.07	0.39	1				
Zr	0.90	0.28	-0.89	0.30	-0.17	0.07	0.33	0.58	0.32	0.00	-0.33	-0.76	-0.49	-0.45	-0.70	-0.48	-0.71	0.56	0.10	1			
Ga	0.36	0.80	-0.32	-0.05	-0.36	0.31	0.71	0.45	0.09	0.10	-0.59	0.25	0.39	0.43	-0.32	0.23	-0.40	0.66	0.79	0.29	1		
Y	0.63	-0.03	-0.68	0.66	0.23	-0.03	0.07	0.27	0.29	0.40	-0.05	-0.75	-0.44	-0.42	-0.70	-0.54	-0.63	0.37	-0.16	0.75	-0.08	1	
Top.NTE	0.49	0.01	-0.59	0.96	0.53	0.29	0.22	-0.30	-0.12	0.84	-0.12	-0.50	-0.33	-0.30	-0.37	-0.37	-0.28	-0.35	0.31	-0.21	0.64	1	

de cevherde Ba değerlerinin birbirine yakın oluşu cevher ve onun yan kayacını oluşturan volkanitlerin kökensel ilişkili olduğunu düşündürmektedir.

Akpınar Fe cevherleşmelerindeki ana oksitler birbirleriyle de farklı korelasyon ilişkileri sunmaktadır. Burada; Si, Al, Mg ve Na oksitler bir grup oluştururlar ve kendi aralarında pozitif bir korelasyon sunarlar. Fe ise bu gruptaki elementler ile negatif korelasyonlu olup, özellikle SiO_2 ile çok yüksek (-0.99) negatif korelasyon göstermektedir (Tablo 3). Bu durum Si, Al, Mg, K ve Na'un birlikte ortama geldiğini, Fe'in ise onlardan farklı zamanda, özellikle Si'den ayrı bir fazda ortama taşıdığını düşündürmektedir.

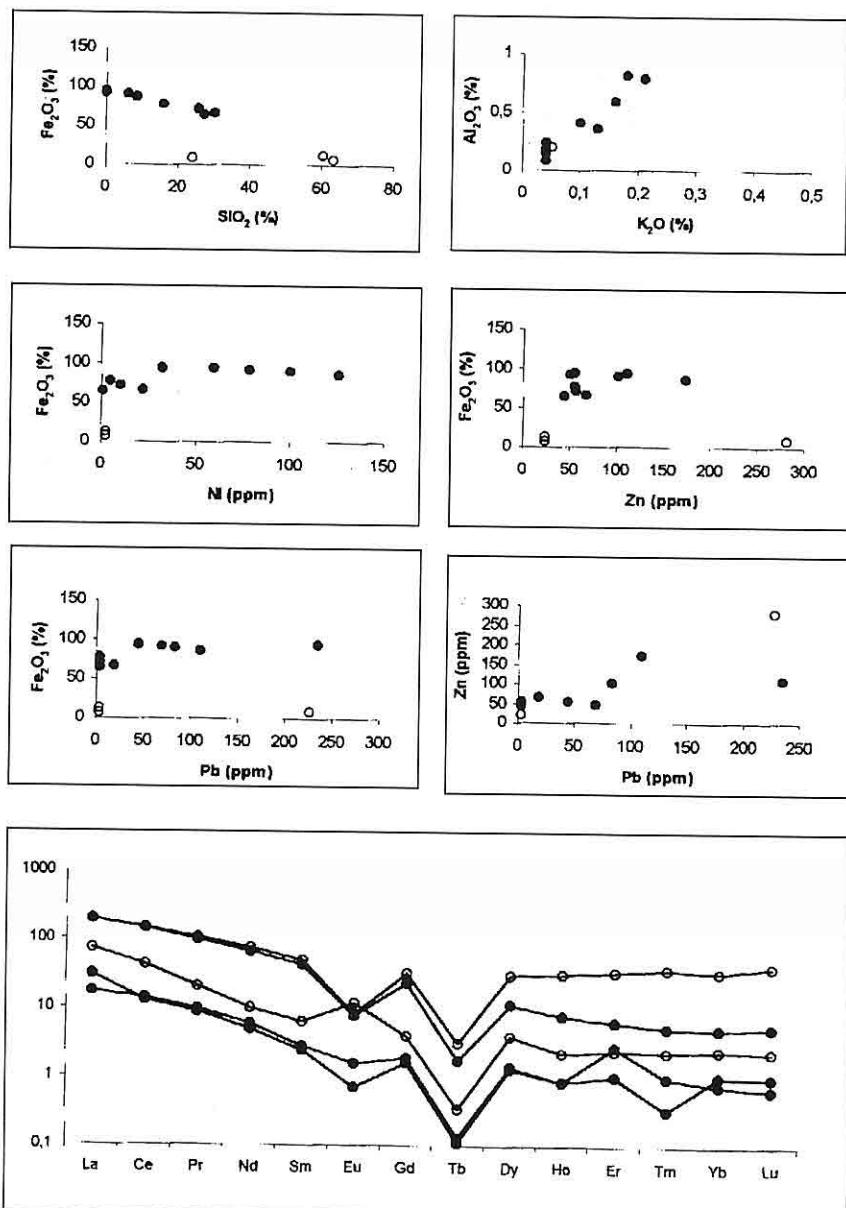
Buna karşın; Ba, Ni, Co, Cu, Pb, Zn gibi iz elementler Fe_2O_3 ile pozitif korelasyon sunarken, SiO_2 ile negatif korelasyon göstermektedir. Bu durum, bu iz elementlerin Si'li değil Fe'li çözeltilerle birlikte ortama taşıdığını düşündürmektedir. Özellikle Ba ve Ni'in Fe_2O_3 dışındaki diğer oksitlerin hemen hepsiyle negatif korelasyonlu oluşu da bu düşünceyi desteklemektedir. Zr, Y ve Rb gibi iz elementler muhtemelen Si'li fazlarla ortama taşınmışlardır. Al_2O_3 - K_2O arasındaki çok yüksek pozitif korelasyon K-Feldispat minerallerinin varlığı ile ilişkilendirilmiştir. Ancak; K, Al, Rb, Na ve Sr gibi elementler genelde çok kolay mobilize olduklarıandan, bunların volkanizma ile mi yoksa tektonik olaylar ile mi ilişkili olduklarını belirlemek güçtür.

Akpınar cevherleşmeleri V içeriği (max. 134 ppm) açısından bazik ve

ulrabazik kayaçlarla ilişkili demir yataklarının içeriğinden (% 0.3-2.0) çok düşüktür. Ni ve Zn'nin Co ve Cu ile, Pb'nin Sr ve Zn ile, Zn'nin V ile, V'un ise Ga ile yüksek pozitif korelasyonlu olduğu görülmektedir. Bu veriler; Akpınar Fe cevherleşmelerinin oluşumunda hidrotermal bir kökeni işaret etmektedir.

Akpınar demir cevherleşmelerine ait tüm örnekler birlikte değerlendirildiğinde Ti-V arasında, çok yüksek olmasa da (0.58) pozitif bir korelasyonun varlığı, yine Pb-Zn, Ni-Co element çiftleri arasındaki pozitif korelasyonun bulunması, 3 nolu saha örneklerinde V-Cr arasındaki yüksek pozitif korelasyonun varlığı, her üç sahadaki cevherleşmede hidrotermal çözeltilerin etkili olduğunu düşündürmektedir.

Akpınar demir cevheri ve yan kayaçlarının NTE analiz sonuçlarına göre; cevher örneklerinin toplam NTE ortalaması **85.37 ppm** iken, yan kayaçların ortalaması **205.51 ppm**'dır. Bu da cevherin oluşumunda etken olan çözeltilerin NTE'lere zengin olmadığını göstermektedir. NTE'ler Kondrit'lere göre normalleştirildiğinde (Boynton, 1984) tüm cevher örnekleri ve yan kayaç ortalamalarında kuvvetli bir Tb negatif anomalisi görülmektedir. Eu'un değerlerine bakıldığına ise; sadece 1 nolu cevher sahasının yan kayacında pozitif, 2 ve 3 nolu sahalardaki hem cevher hem de yan kayaç örneklerinde ise; belirgin bir negatif anomali görülmektedir (Şekil 5). 1 nolu saha cevher örneklerinin ortalama Eu değeri, kendi yan kayacıyla uyumsuz olup, 2 ve 3 nolu saha örneklerine ise



Şekil 5. Akpinar cevher ve yan kayaç örneklerinin oksit-oksit, oksit-iz element ve kondritlere göre normalleştirilmiş diyagramları. ●: cevher, ○: yan kayaç

uyumluluk göstermektedir. Bu durum 1 nolu sahadaki ofiyolitik kayaçlar ve kireçtaşlı bloklarının cevherleşme ile kökensel ilişkisinin olmadığını, buna karşın her üç sahadaki cevherleşmenin de volkanik yan kayaçlarla kökensel ilişkili olduğunu desteklemektedir. Ce'nin davranışında, 1 nolu saha cevher örneği ortalamasında görülen oldukça belirsiz negatif anomali dışında, herhangi bir değişim gözlenmez. Akpınar demir cevherleşmelerinde her üç sahanın yan kayaç NTE/Kondrit ile cevher örnekleri NTE/Kondrit desenlerine bakıldığı zaman (1 nolu saha yan kayaç Eu değeri dışında) tüm NTE'lerin yan kayaç ile cevherinde uyumlu olduğu görülmektedir.

4. 1. Cevherleşmelerin Kökeni ve Oluşumu

Akpınar demir cevherleşmeleri alanından elde edilen jeolojik, mineralojik ve jeokimyasal veriler, her üç sahadaki cevherleşmelerin de kökensel ilişkili olduğunu işaret etmektedir. Tüm veriler, cevher oluşumunu sağlayan çözeltilerin, Üst Kretase yaşılı Pınarbaşı ofiyolitlerini kesen Üst Kretase-Paleosen (?) yaşılı Akpınar volkanitlerinden kaynaklandığını düşündürmektedir.

Cevherleşmelerin oluşum safhasında, tektonik kontrol ile birlikte litolojik kontrol de önemli oranda etkili olmuştur. Özellikle ofiyolitlerin içerisindeki kireçtaşlı blokları ile volkanitlerin yakınında veya dokanlığında cevherleşmelerin yoğunlaşması litolojik kontrolün, ağısı yapılı cevherleşmeler ise tektonik kontrolün önemine işaret etmektedir.

Ofiyolitik kayaçlar içerisindeki kireçtaşlı blokları, bulundukları ortamda bazik kayaçlara göre daha geçirgen olmaları, eriyiklere karşı reaksiyon göstermeleri ve eriyiğin pH'sının bazikleştirdikleri için cevher mineralizasyonuna ortam hazırlamışlardır (1 nolu sahada gözlenen cevherleşme tipidir).

2 ve 3 nolu sahalarda ise 1 nolu cevherleşmelerden farklı olarak, cevherleşmelerin volkanik yükselenin üst kesimlerinde yoğunlaşmış olması, yine bu volkanik kayaçlar içinde yer yer sinjenetik masif cevher mercekleri, bantları yer yer de boşluk dolguları ve cevher damarları şeklinde gözlenmeleri nedeniyle, **Lahndill tipi Fe yataklarına** (Quade, 1976) benzer şekilde oluşturuklarını düşündürmektedir.

1 nolu sahadaki cevher örneklerinde Mg, Cr, ve Ni elementlerinin diğer sahalardaki cevher örneklerinin değerinden çok daha yüksek oluşu; cevherli çözeltilerin ofiyolitik kayaçlar içerisinde geçerken bir kısım elementleri de bünyesine kattığı ve bu elementleri de en yakın bölgelere çökelmiş olabileceğini düşündürmektedir.

Ba'nın 10.000 ppm, Pb'nin 234 ppm ve As'nın 1060 ppm'e çıkan değerleri, cevher oluşumunda hidrotermal çözeltilerin oldukça fazla etkili olduğunu göstermektedir. Yan kayaç ve cevher örneklerinin NTE değerlerinin birbirleriyle uyumlu oluşu, yan kayaç ve cevherin benzer kökenli olduğunu düşündürmektedir. Volkanik kayaçların kaynağını oluşturan sistem, her üç sahadaki cevherleşmenin de kökenini

oluşturan hidrotermal çözeltinin de yüksek tenörlü oluşları da Lahn-dill tipi kaynağını oluşturmuştur.

5. SONUÇLAR

Akpınar demir cevherleşmeleri ve yakın civarında, temeli oluşturan kayaçlar Üst Kretase yaşı Pınarbaşı ofiyolitleridir. Geç Kretase-Paleosen (?) aralığında olduğu düşünülen Akpınar volkanitleri ise bu ofiyolitik kayaçları kesmektedir. Pınarbaşı ofiyolitleri ve Akpınar volkanitleri ise Tersiyer ve Kuvaterner yaşlı çökel birimler tarafından diskordansla örtülmektedir.

Cevherleşmeler, Akpınar ve Kargakalesi Köyü yakınlarında 3 (üç) ayrı sahada yer almaktadır.

Cevher yankayacını daha çok Akpınar volkanitlerine ait andezitik bileşimli kayaçlar ve bunların tüfleri oluşturmaktadır. Cevherleşmeler genellikle Lahn-dill tipi demir yataklarında olduğu gibi volkanik yükselmelerin tepe kesimlerinde, düzensiz şekilli daha çok kafa, mercek ve boşluk dolgusu şeklinde yataklanma göstermektedir. Akpınar köyünün kuzeybatısındaki sahada ise volkanik kayaçlar ile birlikte ofiyolitik kayaçlar ve kireçtaşları blokları içerisinde de ağısı yapıda cevherleşmeler olmuştur.

Ana cevher minerali hematit, gang minerali ise kuvars ve kalsit olup, bu cevher parajenezi ve bazı cevher örneklerinde % 30'a kadar çıkan Si zenginliği ile de Lahn-dill tipi oluşumlu demir yatakları ile benzerlik göstermektedir. Yine; cevherleşmelerin birbirinden ayrı, küçük boyutlu ancak

yüksek tenörlü oluşları da Lahn-dill tipi oluşuma işaret etmektedir. Hidrotermal oluşumu yansitan Si, Ba, Pb ve As değerleri de bu sonuçları desteklemektedir. Her üç sahadaki cevher örneklerinin NTE/Kondrit desenleri birbirleriyle aynı zamanda Akpınar volkanitleriyle uyumlu ve benzer oluşu, cevherleşmelerin bu volkanitlerle olduğunu göstermektedir.

İnceleme alanının jeolojisi, cevherleşmenin konumu ve yapısı, cevher-yan kayaç mineralojisi ve jeokimyasal özellikleri birlikte değerlendirildiğinde; Akpınar demir cevherleşmelerinin volkanizma ve beraberinde yoğun olarak gelişmiş hidrotermal çözelti desteği içinde oluşmuş ve yankayaçları özellikle de burada kesmiş olduğu kireçtaşlarının kırık ve çatlaklarında epigenetik tipte cevherleşmelerin olduğu, hidrotermal bir cevherleşmedir. Bu cevherleşmeler; oluşum ortamı, mineralojik ve jeokimyasal özellikleri **Lahn-Dill** tipi yataklarla büyük benzerlikler taşıdığını göstermektedir. Ayrıca, cevherleşme yakınında gözlenen Otlukilise ve Karahalka yatakları ile benzer mineralojik ve jeokimyasal özelliklere sahiptir.

6. KAYNAKLAR

Altınlı, İ. E., 1969, Uzunyayla ve yakın dolayının jeolojik incelemesi. TPAO Rapor No: 448, Ankara.

Atabey, E., Bağırsakçı, S., Canpolat, M., Gökkaya, K. Y., Günal, S. ve Kılıç, N., 1994, Gürün, Kangal (Sivas), Darende, Hasançelebi (Malatya) arasındaki jeolojisi. MTA Rapor No: 9760, Ankara.

Aziz, A., Erakman, B., Kurt, G. ve

- Meşhur, M., 1982, Pınarbaşı-Sarız-Gürün ilçeleri arasında kalan alanın jeolojik raporu. TPAO Rapor No: 1091, Ankara.*
- Boynton, W. V., 1984, Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: Henderson P. (Ed.), REE Geochemistry, Elsevier, 63-114.*
- Çiftçi, D., 1994, Otlukilise (Gürün-Sivas) demir yatağının maden jeolojisinin incelenmesi. AÜFF, Jeoloji Müh. Böl., Yüksek Lisans Tezi, 195s, Ankara.*
- Çiftçi, D., Ünlü, T. ve Sayılı, S., 1996. Otlukilise (Gürün-Sivas) demir yatağının kökenine bir yaklaşım. MTA Dergisi No: 118 (Ayrı baskı), Ankara.*
- Demir, O., 1997, Malatya-İsmetpaşa-Akçadağ-Kürecik-Hekimhan-Arguvan-Karakaya baraj gölü alanının jeolojisi ve hidrokarbon olanakları. TPAO Rapor No: 3781, 31s, Ankara.*
- Gökçe, A., , 2000, Maden Yatakları (Yeniden Düzenlenmiş II. Baskı), Cumhuriyet Üniversitesi Yayınları No:85, 335s, Sivas.*
- İlhan, E., 1969, Sivas, Uzunyayla, Malatya, Pınarbaşı, Darende, Gürün ve Hekimhan kesimlerinin tektonik durumu ve tasnifi hakkında rapor. TPAO Rapor No: 483, Ankara.*
- Kurtman, F., 1973, Sivas-Hafik-Zara ve İmralı bölgesinin jeolojik ve tektonik yapısı. MTA Rapor No: 1032, 80s, Ankara.*
- Meşhur, M. ve Aziz, A., 1980, Sivas baseni jeolojisi ve hidrokarbon olanakları. TPAO Rapor No: 3863, Ankara.*
- Önal, M., Demir, O. ve Öztaş, Y., 1999, Uzunyayla baseninin jeolojisi ve hidrokarbon olanakları. TPAO Rapor No: 3984, Ankara.*
- Quade, H., 1976, Genetic problems and environmental features of volcanic-sedimentary iron-ore deposits of the Lahn-Dill type. In. Wolf K. H. (ed.), handbook of strata-bound and stratiform ore deposits. Elsevier Science Publ. Company, NewYork, 7, 255-294.*
- Sezerer, G., 1992, Karahalka (Pınarbaşı-Kayseri) demir yatağının jeolojisi, oluşumu ve kökeni. Cumhuriyet Üniv. Fen Bil. Enst. Yüksek Lisans Tezi (yayınlanmamış), 69s, Sivas.*
- Sümergen, M., Terlemez, İ., Tayfun, B., Gürbüz, M., Ünay, E., Ozancı, S. ve Tüfekçi, K., 1987, Şarkışla-Gemerek dolayı Tersiyer havzasının stratigrafisi, sedimentolojisi ve jeomorfolojisi. MTA Rapor No: 8118, 241s, Ankara.*
- Tekeli, O., Varol, B. Ve Göktan, E., 1992, Sivas havzası batı kesiminin jeolojisi. TPAO Rapor No: 3173, Ankara.*
- Ünlü, T. ve Stendal, H., 1986. Divriği bölgesi demir yataklarının element korelasyonu ve jeokimyası; Orta Anadolu, Türkiye. Jeoloji Müh. Bül. Sayı 28, 5-14, Ankara.*
- Ünlü, T. ve Stendal, H., 1989. Divriği bölgesi demir cevheri yataklarının nadir toprak element (REE) jeokimyası, Orta Anadolu, Türkiye. Jeoloji Müh. Bül., Cilt 32, Sayı 1-2, 21-37, Ankara.*
- Yılmaz, A., Bedi, Y., Uysal, S., Yusufoğlu, H. ve Aydin, N., 1993, Doğu Toroslar' dan Uzunyayla ile Berit dağı arasındaki jeolojik yapısı. TPJD Bülteni, Cilt 5/1, 69-87, Ankara.*

DENİZLİ KIZILDERE JEOTERMAL KUYULARINDA UYGULANAN MEKANİK TEMİZLİĞİN KUYU VERİMİNE ETKİSİ

Hüseyin DÜNYA

M.T.A. Ege Bölge Müdürlüğü, İzmir/Türkiye

Hayati YENİCE

D.E.Ü., Maden Mühendisliği Bölümü, İzmir/Türkiye

Bayram KAHRAMAN

D.E.Ü., Maden Mühendisliği Bölümü, İzmir/Türkiye

ÖZET: Ülkemizin tek jeotermal elektrik santrali olan Elektirk Ütretim A.Ş. (EÜAŞ)'a bağlı Kızıldere Jeotermal elektrik santralinde üretim sırasında, zamanla, kuyu derinliği boyunca belli bir seviyeden itibaren oluşan kalsit çökelimi (Kuyubaşı basıncına bağlı olarak) kuyu çapını giderek daraltmakta ve böylece aynı kuyubaşı basıncında zamanla daha az akışkanın geçmesine sebep olmaktadır. Üretime eski seviyesine çıkarmak için genellikle mekanik temizlik, zaman zaman kimyasal temizlik yapılmaktadır. Mekanik kuyu temizliği sonrası 15MWe olan enerji üretimi zamanla kabuklaşmayla 10MWe değerine düşmektedir. Bu değere ulaşınca temizlik tekrarlanmaktadır. Kuyularda mekanik temizlik yılda bir sefer periyodik olarak yapılmaktadır.

MECHANICAL CLEANING OF DENİZLİ-KIZILDERE JEOTHERMAL WELLS AND ITS EFFECTS ON WELL PERFORMANCE

ABSTRACT: Kızıldere jeothermal power santral run by EUAS is the only power plant based on jeothermal energy in Kızıldere in Turkey. During production of hot fluid, well diameter is reduced due to calsification depending on hole pressure, causing a reduction of the production. Mechanical, and sometimes, chemical cleaning are carried out to increase the production to appropriate level. The power output of 15 MWe which is obtained following the mechanical cleaning can go down to 10 MWe in time due to calsification, requiring the repeat of the cleaning process. The periodic mechanical cleaning of the wells, on the other hand, is carried out once a year.

1. GİRİŞ

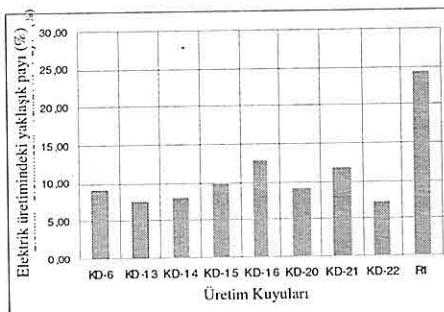
Denizli-Kızıldere Jeotermal sahası ülkemizin önemli potansiyele sahip jeotermal alanlarından birisi ve tek elektrik santrali kurulu havzasıdır. Bu sahada MTA Enstitüsü 1968 yılında çalışmalarla başlamış ve 1969 yılında ilk derin sondaj yapılmıştır. 1975 yılında MTA Enstitüsü tarafından 0.5MWh gücünde bir Mobil Elektrik Santrali kurulmuş ve civar köylerin elektrik ihtiyaçları ücretsiz olarak karşılanmıştır. Devam eden yeni kuyu çalışmaları ile sahadaki potansiyel yeterli görülmüş ve 1984 yılında 20.4 MW kurulu gücü sahip jeotermal santral işletmeye alınmıştır. Tesiste kullanılan güç göz önüne alındığında santralin maksimum net üretim kapasitesi(TJE, 1996). 17.5 MW olup ;buhar gereksinimi daha önceleri 8 üretim kuyusundan (Tablo 1) (Şekil 1) karşılanırken, son yıllarda R1 kuyusunun ilavesi ile 9 üretim kuyusundan karşılanmaktadır. Santralin yıllık ortalama üretimi 15-10 MW arasındadır. Temizlik zamanı yaklaşıkçe üretim 10 MW'a kadar düşmektedir.

1986 yılında türbine gelen buhar içinde bulunan % 99.6 saflıkta ve ağırlıkça %1-1.5 oranındaki CO₂ gazından saf CO₂ ve kurubuz üretmek amacıyla karbogaz şirketi tarafından 40.000 ton/yıl kapasiteli karbogaz fabrikası kurulmuştur. Fabrikanın bugünkü üretimi 120.000ton/yıl saf karbondioksit ve kurubuzdur.

Bu kuyulardan üretilen jeotermal akışkan (su+su buharının buhar fazı) büyük ölçüde elektrik üretiminde

Tablo 1. Kızıldere santralini besleyen üretim kuyuları

Kuyu No:	Kuyu Derin.(m)	Sıcaklık (°C)	Üretim (t/h)	Elektrik Üretimindeki Yaklaşık Payı (%)
KD-6	851	190	137	8.95
KD-13	760	195	116	7.58
KD-14	597	205	125	8.17
KD-15	508	205	151	9.87
KD-16	666	205	198	12.94
KD-20	810	200	138	9.02
KD-21	897	200	182	11.90
KD-22	887	195	112	7.32
R1	2261	242	371	24.25
TOPLAM			1530	



Şekil 1. Üretim Kuyularının Elektrik Üretimindeki Yaklaşık Payları (%)

kullanılmaktadır. Üretilen toplam akışkanın yaklaşık % 10-11'i olan buhar türbine gönderilmekte ve geri kalan yaklaşık 800-1300 t/h debideki kaynar su Büyük Menderes nehrine verilmektedir. 2001 yılında Sarıköy ıssıtma projesi ihale edilmiş ve hat döşeme çalışmaları devam

etmektedir. Sarayköyü ısıtma projesi tamamlanınca yaklaşık 300-400t/h lik atık kaynar su ısıtma amaçlı kullanılacaktır.

Santralin kurulu gücü :20.4 MW
Santralin max. kapasitesi :17.5 MW
Tam güçte buhar tüketimi :174 t/h
Buhar giriş basıncı :3.5 kg/cm²
Buhar giriş sıcaklığı :147.2 °C

2. KUYULARDAKİ KABUKLAŞMA

Kuyu içerisinde yükselen akışkanın bünyesinde kalsiyum iyonu gibi CO₂ gazı da fazla bulunduğuundan, azalan basınç ile serbest hale geçen bu gaz kalsiyum iyonu ile birleşerek koruma borusu cidarında belli bir seviyeden itibaren CaCO₃ şeklinde çökelmektedir (Tablo2). Çökelme hızı, basıncın bir fonksiyonu olarak azalan basınçla artmaktadır (Şekil 2).

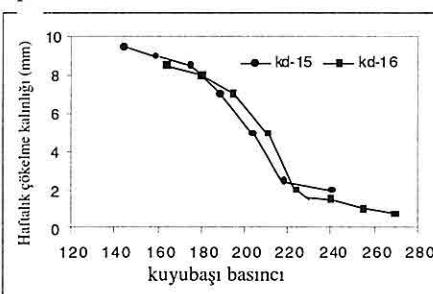
Kuyu derinliği boyunca belli bir seviyeden itibaren oluşan CaCO₃ çökelimi, kuyu çapını giderek daraltmakta ve böylece aynı kuyubaşı basıncında daha az akışkanın üretilmesine sebep olmaktadır. Go devil aleti ile yapılan ölçümler sonucunda kuyu çapının 9≤ ten 4≤ e kadar düşüğü belirlenmiştir (Şekil 3).

Tablo 2. Kuyularda kabuk analizlerinin ağırlık olarak % bileşimleri (Başkara,1986)

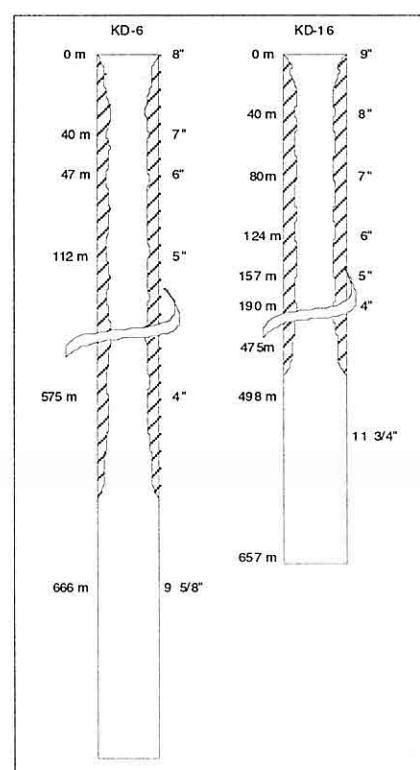
CaCO ₃	%78
SrCO ₃	%18-20
MgCO ₃	%0.5-1.8
SiO ₂	%0.2-5

Şekil 2 de görüldüğü gibi kuyubaşı basıncının durumuna göre kabuklaşma

hızında değişmektedir. Kuyularda 13-14 kg/cm² kuyubaşı basıncında üretim yapılmaktadır



Şekil 2. KD-15 ve KD-16 kuyularında haftalık kabuklaşma kalınlığı (Başkara,1986).



Şekil 3. Go-Devil aletinin inebildiği derinlik ve ölçülen kabuklaşma kalınlığı.

3. KUYU TEMİZLİĞİ

1984 yılında 6 üretim kuyusu ile santral üretime başlamış, ancak zamanla kuyudaki kabuklaşmadan dolayı üretim değerlerinde düşme gözlenmiştir. 1984-2001 yılları arasında kuyularda birkaç farklı temizlik yöntemi denenmiştir. Temizlik işleri ilk olarak sondaj makinesi ile başlamış, inhibitör enjeksiyonu denenmiş, asit enjeksiyonu ve RCHP ile mekanik temizlik şeklinde olmuştur.

3.1. Sondaj Çamurlu Mekanik Temizlik

1987 yılına kadar sondaj makinesi ile mekanik temizlemede sondaj sıvısı olarak bentonit çamuru kullanılmıştır. Bentonit çamurunun rezervuarı kirlettiği gözlenmiş ve bundan vaz geçilerek sondaj sıvısı olarak sadece su kullanılmıştır. Ancak kesilen kalsit kırıntılarının su ile rezervuara basılmasıyla rezervuar kirlenmesi yine söz konusu olmuştur.

3.2. İnhibitor Uygulaması

1987 yılında kabuklaşmayı önlemek amacıyla inhibitör enjeksiyonu yapılmaya çalışılmıştır. Ancak kuyulardaki basınçların yüksek olmasından dolayı inhibitör boruları parçalanmış ve KD-6 kuyusu dışında uygulama başarısız olmuştur.

3.3. Asitleme

1987 ve 1992 yıllarında mekanik temizliğin yanı sıra rezervuarda oluşan ve mekanik temizlikle giderilmesi mümkün olmayan kalsit birikimini temizlemek

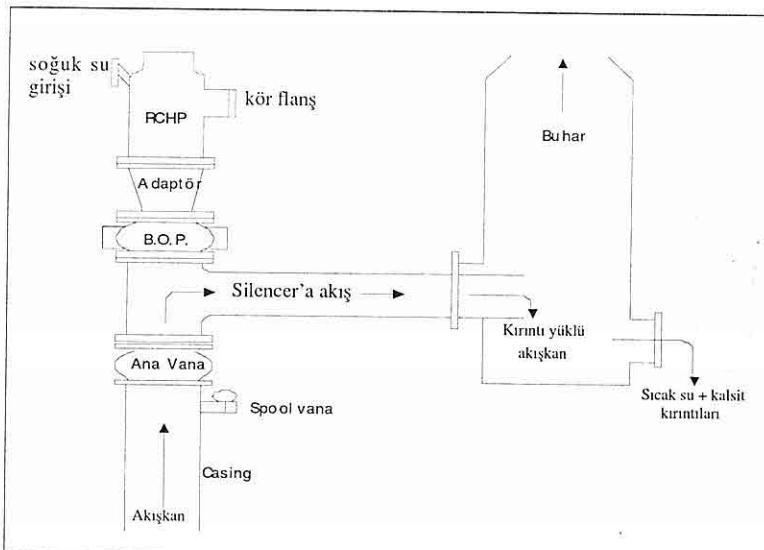
amacıyla kirlenen kuyularda HCl asit enjeksiyonu yapılmış ve üretimde büyük oranda artış sağlanmıştır.

3.4. Mekanik Temizlik ve RCHP

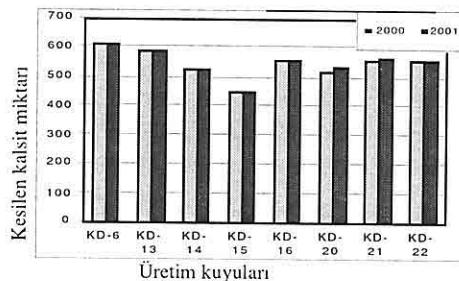
Uygulaması

1990 yılında RCHP (Rotating Control Head Preventery) denemesi yapılmış ve başarılı olunmuştur. Bu yöntemde RCHP başlığı kuyu başına montajı yapıldıktan sonra kuyu başından başlayarak 50-80m statik su seviyelerine kadar köpükle ilerleme yapılmakta ve bu seviyelerde iken kuyu kompresörle üretmeye alınarak üretim halinde iken temizlik devam etmektedir (Şekil 4). Kesilen kalsit kırıntıları (Şekil 5) kesilmez dışarı atılmakta ve üretimle, rezervuara gitmesi engelenmiş olmaktadır. 1991 yılından itibaren kuyularda periyodik olarak yılda bir defa RCHP kullanılarak kuyubasından itibaren ilk 400-600 metresinde (Tablo 3) mekanik temizlik yapılmaktadır. Üretim kuyularından R1 dışındaki sekiz kuyuda temizlik yapılmakta, R1 kuyusunda henüz temizlik yapılmamış, ancak 2002 yılı içinde temizliği düşünülmektedir. Sahada daha önce yapılmış temizlik çalışmalarına ait raporlardan (Aksoy ve ark., 1993, Işık ve ark., 1995, Kaynarca ve ark., 1997, Bakraç ve ark., 1999) derlenen mekanik temizlik öncesi ve sonrası üretim miktarları Tablo 3-4 ve Şekil 6,7,8'de verilmektedir. Bazı kuyularda temizlik sonrası üretim miktarlarında Tablo 3-4'ten de görüldüğü gibi 2-3 kat artış sağlanmıştır.

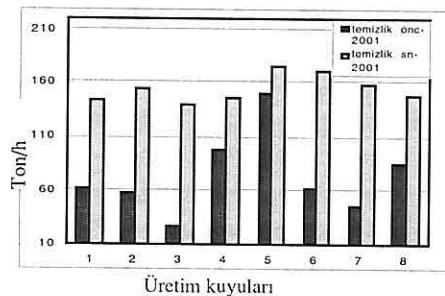
DENİZLİ KIZILDERE JEOTERMAL KUYULARINDA UYGULANAN MEKANİK TEMİZLİĞİN KUYU VERİMİNE ETKİSİ



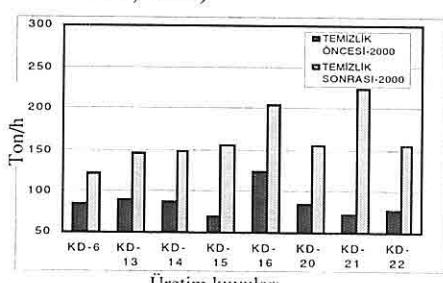
Şekil 4. RCHP dizaynı ve yatay üretimhalinde mekanik temizlik.



Şekil 5. 2000-2001 Kuyulardan kesilen kalsit miktarları (m) (Bakraç ve ark., 2001)



Şekil 7. 2001 yılı temizlikten önce ve hemen sonraki üretim değerleri (t/h) (Bakraç ve ark., 2001)



Şekil 6. 2000 yılı temizlikten önce ve hemensornaki üretim değerleri (t/h)(Bakraç ve ark., 2000)

3. SONUÇ

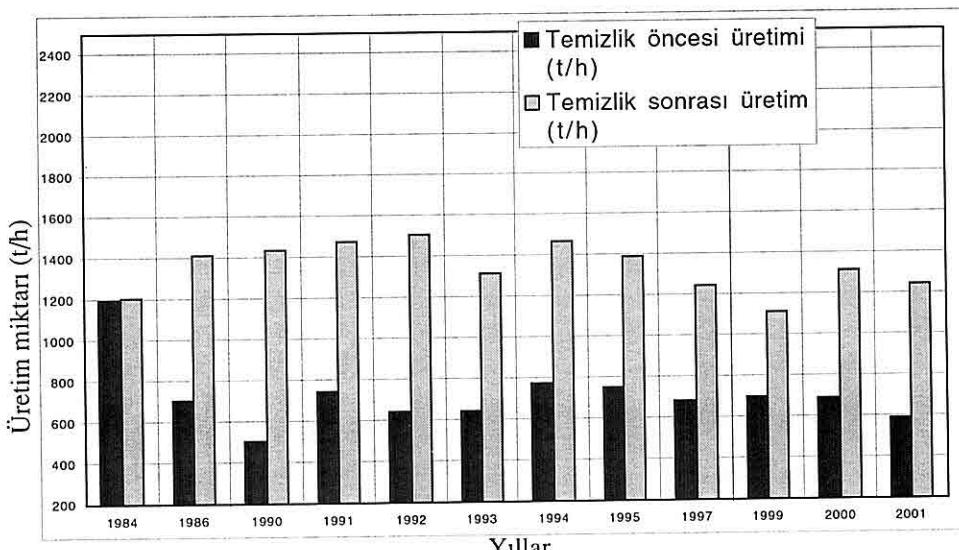
Denizli-Kızıldere jeotermal üretim kuyularında akışkanın kimyasal yapısından dolayı kuyubaşı basıncı ve zamana da bağlı olarak kalsit kabuklaşması olmakta ve bu kabuklaşma boru çeperini daraltarak üretim kayipları oluşturmaktadır.

Tablo 3. Kuyularda uygulanan temizlik yöntemleri ve üretime etkileri.

Yıllar	Temizlik Yöntemi	Tem. Önc. Ür. (t/h)	Tem. Sonr. Ür. (t/h)
1984	Çamurla temizlik	1200	1210
1986	Çamurla temizlik	706	1415
1987-88	Su +Asitleme	264	2405
1990	Su+RCHP	507	1437
1991	RCHP	748	1475
1992	RCHP +Asitleme	649	1507
1993	RCHP	645	1317
1994	RCHP	774	1466
1995	RCHP	757	1390
1997	RCHP	684	1250
1999	RCHP	699	1118
2000	RCHP	692	1315
2001	RCHP	593	1244

Üretim kayıplarını azaltmak için çeşitli yöntemler denenmiş ve gerek ekonomikliği ve gerekse uygulama kolaylığı nedeniyle RCHP ile üretim halinde iken temizlik en uygun yöntem olarak belirlenmiştir. 1991 yılından beri bütün kuyular bu yöntemle temizlenmektedir. $13-14 \text{ kg/cm}^2$ kuyubaşı basıncında oluşan kabuklaşma yaklaşık yılda bir temizlenmektedir. Üretimi artırmak için çıkış basıncı azaltılırsa kabuklaşma hızı da basınç azalışı ile orantılı olarak artar.

Mekanik temizleme sonrasında kuyuların üretim miktarlarında yaklaşık iki kat artış sağlanmaktadır. Elektrik üretim kapasitesinin istenilen seviyede gerçekleştirilebilmesi için kuyulardan uzun süre maksimum kapasite ile üretim yapılmışının sağlanması gerekmektedir. Elektrik üretim santralinin verimli bir şekilde çalıştırılabilmesi ve



Şekil 8. Kuyuların Mekanik Temizlik Öncesi ve Sonrası Üretim Değerleri

*DENİZLİ KIZILDERE JEOTERMAL KUYULARINDA UYGULANAN MEKANİK
TEMİZLİĞİN KUYU VERİMİNE ETKİSİ*

Tablo 4. Kuyuların 2000-2001 yıllarına ait temizlik öncesi ve sonrası kuyubaşı basınç

2001 TEMİZLİK	2000 TEMİZLİK		KUYULAR								
			KD-6	KD-13	KD-14	KD-15	KD-16	KD-20	KD-21	KD-22	
Temizlik öncesi	WHP(kg/cm ²)	10	10,5	13	13,2	13,4	12	10	13		
		Üretim (ton/h)	84	91	86	71	125	85	72	78	
	WHP(kg/cm ²)	13,5	13,7	13,4	13,4	14	14,2	11,5	13,8		
		Üretim (ton/h)	121	145	150	156	206	156	224	157	
	Kesilen kalsit (m)	610	590	528	448	560	520	560	560		
		WHP(kg/cm ²)	5,5	6,5	6	6,4	7,3	7,8	6,5	5,8	
Temizlik sonrası	Maks. Üretim (t/h)	504	600	438	545	620	599	579	595		
	WHP(kg/cm ²)	12,5	12,5	5,5	13	13,5	12,5	9,5	12,5		
		Üretim (ton/h)	64	57	26	99	151	64	47	85	
	WHP(kg/cm ²)	14	14,7	14,5	15	15	15,4	13	14,5		
		Üretim (ton/h)	145	154	141	147	177	173	159	148	
	Kesilen kalsit (m)	610	590	528	450	560	530,5	568	560		
		WHP (kg/cm ²)	5,8	6,3	6	7	8,4	7,8	7,8	6,6	
		Maks. Üretim (t/h)	546	600	476	525	677	628	599	585	

kabuklaşmanın mümkün olduğu kadar geçiktirilebilmesi için optimum kuyubaşı basıncı 13-14 kg/cm² olarak belirlenmiştir. Bu basınçlarda kabuklaşmanın rezervuara doğru ilerlemesi yavaşlatılabilir.

Raporu , Ankara (Yayınlanmamış).

Bakraç, S., Bayramer,A., Kaynarca,A. 2000, Kızıldere Jertermal Sahası temizlik ve Test Raporu, MTA Sondaj Dairesi Raporu , Ankara (Yayınlanmamış).

Bakraç, S., Bayramer,A., Dünya, H. 2001, Kızıldere Jeotermal Sahası temizlik ve Test Raporu, MTA Sondaj Dairesi Raporu , Ankara (Yayınlanmamış).

Başıkara, M. 1986, Jeotermal kuyularda kabuklaşma ve korozyon, İTÜ Maden Fakültesi Petrol Müh. Bölümü, Bitirme Projesi, İstanbul

Işık, E., Polat A., Durak, S., Aytekin,A., Erkan, B., Yeltekin K. 1995 Kızıldere

4. KAYNAKLAR

- Aksoy N.,Durak S., Erkan B. 1993
Kızıldere Jertermal Sahası temizlik ve Test Raporu, MTA Sondaj Dairesi Raporu , Ankara (Yayınlanmamış).
Bakraç, S., Başıkara, M., Aytekin, A. 1999, Kızıldere Jertermal Sahası temizlik ve Test Raporu, MTA Sondaj Dairesi

*Jertermal Sahasi temizlik ve Test Raporu, Sondaj Dairesi Raporu, Ankara
MTA Sondaj Dairesi Raporu , Ankara (Yayınlanmamış).*

*Türkiye Jeotermal Envanteri,1996,
Kayanca A, Akıllı, M.,Küçük O., Maden Tetkik Arama Genel Müdürlüğü
Kabayel,D.1997, Kızıldere Jertermal Ankara.
Sahasi temizlik ve Test Raporu, MTA*

**GEOSOUND / YERBİLİMLERİ
YAZIM KURALLARI**

Yerbilimleri / Geosound, yerbilimleri dalında teorik veya araştırma sonuçlarını içeren ve özgün sonuçları olan Türkçe, İngilizce, Fransızca ve Almanca makaleleri kabul eder. Dergide ayrıca tanınmış bilim adamlarının güncel yenilikleri içeren tercüme yazılarına da yer verilebilir.

Makalelerin Türkçe olanlarına İngilizce, yabancı dillerde olanlarına da Türkçe özetler konulmalıdır. Makaleler şekil, çizelge veya tablo, fotoğraflı levhalar dahil 8 sayfayı geçemez. Ancak yazarları tarafından ısrar edilen ve kısaltılamayacak makaleler her yıl sayfa başına tesbit edilen katkı payı miktarı kadar ödeme yapılarak yayınlanabilir. Yazilar A4 ebadındaki kağıtların bir yüzüne çevresine 2.5 cm boşluk bırakılarak yazılmalı, harita, kesit ve levhalar da aynı boyutta hazırlanmalıdır. Yazilar 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; Özeti; İngilizce başlık; Abstract; Giriş; Bölümler ve alt bölümler; Sonuçlar veya Tartışmalar ve sonuçlar; Teşekkür; Kaynaklar şeklinde olmalı, ayrıca Bölümler ve Alt Bölümler 1., 1.1., 2., 2.1., vs. şeklinde numaralanmalıdır.

Kaynaklara metin içerisinde yazar soyadı ve tarih sırasıyla atıfta bulunulmalı, bunlarla ilgili bilgiler ise Kaynaklar başlığında "Soyadı, Adının ilk harfi veya harfleri, Tarih, Makalenin başlığı, Derginin kısaltılmış adı, Cilt No, Başlangıç ve Bitiş sayfası" şeklinde verilmelidir.

Dergide yayınlanmayan yazılar geri gönderilir. Yayınlananlardan yazarlarına 20'şer adet ayrı baskı verilir. Çok yazarlı makalelerde bu sayı yazarlar arasında bölüstürülür. Yayınlanan yazılar için telif hakkı ödenmez.

Şekiller, haritalar, grafikler aydinger 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 mizanpjazı yazarlar tarafından yapılmalı, şekillere, tablolara, fotoğraflara 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) : (322) 338 67 11 veya 338 63 57 (Tel) 338 61 26 (Fax)
e-mail: yerbilimleri@yahoo.com

INSTRUCTION TO CONTRIBUTORS

Yerbilimleri / Geosound accepts theoretical work or results of a research together with original articles written in Turkish, English, French and German. Translated papers of any article written on the latest developments of a specific subject by known authors can also be accepted.

Turkish articles English, English, French and German articles should have a Turkish summary. Papers to be submitted should not exceed 8 pages including figures, tables, plates and photographs. The ones which are insisted by their authors not to be shortened can be published by charging for each additional page on the amount defined by editorial committee. Papers should be written on one side of A4 sheets leaving a blank space of 2.5 cm at each side of the sheet and maps, plates, cross sections must be prepared in the same form. Any wordprocessor 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) : (322) 338 67 11 veya 338 63 57 (Tel) 338 61 26 (Fax)
e-mail: yerbilimleri@yahoo.com