

ÖNSÖZ

Az bir gecikmeyle 21. sayımızı da çıkarmış bulunuyoruz. 20. sayısı 13-16 Ekim 1992'de Adana'da gerçekleştirilen I.Uluslararası Doğu Akdeniz Jeoloji Sempozyumunda sunulan bildirilere ayrılan Yerbilimleri / Geosound'un bu sayısında da yine sempozyumda sunulan 3 makale yer almıştır. Henüz incelemeleri tamamlanmayan diğer makalelere de 22. sayımızda yer verilecektir.

Yerbilimleri / Geosound'un yayın kuruluna bu sayıda da Türkiye dışından yeni isimler girmiştir. Özellikle 1. Doğu Akdeniz Sempozyumu dolayısıyla Adana'ya gelerek sempozyumun canlı geçmesine katkıda bulunan bu değerli bilim adamlarının dergimizin yurtdışında tanıtılmasına katkıda bulunacaklarını belirtmeleri sorumluluklarımıza daha da artırmıştır. Yurtdışında yaklaşık 50 akademik kuruluş ve üniversite kütüphanelerine giden Yerbilimleri / Geosound yabancı dilde yazılmış makalelere öncelik vermektedir. Bu bakımdan dergimize yayın gönderecek araştırmacıların çalışmalarını İngilizce, Fransızca ve Almanca dillerinden birini kullanarak yazmaları arzuladığımız bir husustur.

21. sayımızda toplam 12 makale yer almaktadır. Bu makalelerden 5 tanesi İngilizcedir. Bu bakımdan 19. sayımızda verdiğimiz söyü yerine getirmenin mutluluğu içindeyiz. 22. sayımızda da bu orana ulaşmağa çalışacağız. Dergimize yazı gönderen yazarların yazılarını 10 sayfa ile sınırlamaları uygun olacaktır. Zira böylelikle hem daha fazla sayıda makalenin yayınlanması sağlanacak ve hem de fazla sayfalar için katkı payı ödeme durumunda kalınmayacağındır. Maddi sorunlar nedeniyle birçok derginin ya tamamen durduğu veya çok gecikmeli olarak çıktıığı günümüzde sayfa sınırlaması yapmamız kaçınılmazdır.

22. sayısı Haziran 1993 olarak yayınlanacak dergimize gösterilen ilgi için teşekkür eder, istenmeyen gecikmelerin olmaması için bu sayımızda yayınlanan Yazım Kurallarına titizlikle uyacağınızı umarız.

Saygılarımla,

Yayın Kurulu Adına

Mesut ANIL

Editör



GEOSOUND



YERBİLİMLERİ

İÇİNDEKİLER / CONTENTS

Incorporation of Tunçbilek Fly Ash in PVC Resin <i>Tunçbilek Uçucu Külünün PVC Reçinesine Karıştırılması</i>	1
Qktay BAYAT, Ahmet YAMIK, Orhan SEMERKANT.....	
Orta Sarıcakaya (Eskişehir) Havzasındaki Başkalaşım Kayaçlarının Petrografik Özellikleri ve Kökensel Yorumu <i>The Petrographic Features and Genetical Interpretation of the Metamorphic Rocks of Central Sarıcakaya (Eskişehir) Region</i>	11
Yaşar KIBİCI.....	
Çatakyurdu ve Maden Deresi (Acıpayam-Denizli) Kromit Yataklarının Özellikleri <i>Properties of Chromite Deposits of Çatakyurdu and Maden Deresi (Acıpayam-Denizli) Region</i>	29
Mehmet YILDIZ, Ahmet AYHAN.....	
Facies Changes and New Stratigraphical Paleontological Data in the Cretaceous Tertiary Boundary Around Söbüdağ (Çünür-Isparta) <i>Söbüdağ (Çünür-Isparta) Civarındaki Kretase-Tersiyer Geçişinde Fasiyes Değişimleri ve Yeni Stratigrafik-Paleontolojik Bulgular</i>	43
Muhittin GÖRMÜŞ, Erkan KARAMAN.....	
Açık İşletme Şevlerindeki Hareketlerin Ölçümü ve İzlenmesi <i>Movement Measuring and Monitoring in Open Pit Slopes</i>	59
D.Ali ÖZTÜRK, Suphi URAL.....	

(continued on inside back cover)

Yeraltı Maden İşletmeciliğinde Monoray Sistemiyle Nakliyat:
Çayırhan'daki Uygulama
*Monoray Transportation System in Underground Mines and Application
in Çayırhan*
Mesut ANIL, Zeki ÖZALP.....75

Mineralogy of the Gibbsite Bearing Kızılalan Bauxite Occurrence
(Kaş-Antalya-Türkiye)
Jibsit İçeren Kızılalan (Kaş-Antalya-Türkiye) Boksit Oluşumunun Mineralojisi
M.Kenan YALINIZ, M.Ender ATABEY.....89.

An Experimental Study on Analysis of Photogrammetric Highway
Location Survey in Türkiye
*Türkiye'de Fotogrametrik Karayolu Etüd ve Proje Çalışmalarının
Analizi Üzerine Bir Çalışma*
M.Orhan ALTAN, Ferruh YILDIZ.....101

Kozoluk, Solaklı ve Kevizli (Adana K'i) Civarında Yüzeyleyen Oligosen-Orta
Miyosen Yaşılı İstiflerin Ostrakod Faunası ve Biyostratigrafisi
*The Ostracode Fauna and Biostratigraphy of the Oligocene-Middle Miocene Aged
Deposits of the Kozoluk, Solaklı and Kevizli Areas (N.Adana)*
Ümit ŞAFAK, Ulvi Can ÜNLÜGENÇ.....117

Kızıldağ (Eğirdir-Isparta) Kromitlerinin Jeokimyasal Özellikleri
Geochemical Properties of Kızıldağ (Isparta-Eğirdir) Chromites
Mustafa KUŞÇU, Ali BİLGİN.....141

Klavuz-Çiftlikköy (Niğde-Bor) Bölgesinin Jeolojisi ve Petrografisi
Geology and Petrography of Klavuz-Çiftlikköy (Niğde-Bor) Area
Figen YILDIRIM, Fikret İŞLER.....155

Geology and Mineralogy of the Madsan Antimony Deposit (Çamardı-Niğde)
Madsan Antimyan Yatağının Jeolojisi ve Mineralojisi (Çamardı-Niğde)
İlkay KUŞÇU, Ayhan ERLER.....163

INCORPORATION OF TUNÇBİLEK FLY ASH IN PVC RESIN

Oktay BAYAT

Leeds University, Mining & Mineral Engineering Department, Leeds, LS2 9JT, England

Ahmet YAMIK

Akdeniz University, Isparta Mining Engineering Department, Isparta / Türkiye

Orhan SEMERKANT

Dokuz Eylül University, Mining Engineering Department, İzmir / Türkiye

ABSTRACT : *The use of bulk fly ash and microspheres extracted by flocculation and froth flotation from Tunçbilek fly ash sample as a filler in PVC Paste Resin was examined in this work. Some mechanical properties of composites produced, such as tensile strength, elongation and elastic modulus were evaluated for these fillers and compared with china clay and talc. It was found that these materials have a potential if the colour is acceptable and the mechanical properties of composites meet the requirements to compete in established markets.*

**TUNÇBİLEK UÇUCU KÜLÜNÜN PVC REÇİNESİNE
KARIŞTIRILMASI**

ÖZET : *Bu çalışmada Tunçbilek uçucu küllerinden alınan örneklerden, flokülatyon ve köpük flotasyonundan elde edilen tanecikler ile ham külün PVC reçinesi içerisinde dolgu malzemesi olarak kullanılması araştırılmıştır. Elde edilen ürünlerde, tek eksenli çekme dayanımı, boyuna uzama ve elastik modülleri gibi bazı mekanik özelliklerini saptamış ve bu dolgular, seramik kili ve talk ile karşılaştırılmıştır. Sonuç olarak bu malzemeler, renk kabul edilebildiği takdirde, bir potansiyele sahiptir ve ürünlerin mekanik özellikleri oluşturulmuş pazarlarda rekabet edebilecek gereksinimleri karşılar.*

1. INTRODUCTION

The range of resins used by the plastics industry is wide and the consumption of most major resin types, such as polyolefins, polyamides, PVC, epoxies and phenolics has been increasing during the last few years. Fillers are often employed to bulk out these plastics and, hence reduce overall costs. The major factor in cost reduction is the volume concentration of filler used and its cost per unit volume. Although industrial minerals are traditionally used, glass and ceramic spheres are now also employed.

These fine particle spherical fillers have certain advantages, such as low area-to-volume ratios, ease of wetting and dispersion, reduced wear on mixing and fabricating equipment, reduced warpage and isotropic properties (Berry et al., 1986).

Microspheres are marketed commercially in both solid and hollow varieties. Solid spheres are obviously denser and tend to exhibit a higher compressive strength but hollow varieties have the practical advantages of densities less than 1.0 gcm^{-3} and improving insulation properties. Consequently, the application of lightweight fillers in plastics has become increasingly important in the last few years (Harben, 1988; Strouch, 1969; Nijenhuis et al., 1989).

When selecting microspheres for a particular application, certain physical properties, such as particle size, colour, surface pH, moisture and oil absorption rates, inertness, and hardness may all be important factors depending upon the use of the final product (Ryan and Tardy, 1978).

One of the most important plastics used nowadays is polyvinyl chloride (PVC). A PVC paste is also called a *plastisol*, the two terms being treated as synonymous. A paste consists of polymer dispersed in plasticizers, with stabilisers and possibly minor additives, such as colourants, viscosity modifiers, fillers and others. The principal differences between pastes and solid PVC compounds are their physical state and processing methods (Penn, 1971).

Conventional coal-fired power stations produce large tonnages of residues which require disposal. Of these, fly ash is produced in the largest quantities. This material is essentially composed of amorphous, alumino-silicate microspheres, together with small amounts of crystalline mineral and unburnt carbon granules (Elliot, 1981).

This work examines the use of bulk fly ashes, cenospheres and solid spheres extracted from Tunçbilek fly ash sub-samples by various methods (flocculation and froth flotation) as a filler in PVC paste resin. Some mechanical properties of composites produced, such as tensile strength, elongation and elastic modulus were evaluated for all fillers and compared with china clay and talc.

2. PVC RESIN PASTES

PVC polymer resins form a distinct group in the PVC range and are characterised by their ability to form fluids when mixed with liquid plasticizers. Pastes are usually

classified into 4 groups; plastisols, organosols, plastigels and rigisols. The following simple definitions are commonly used to identify particular pastes:

- (i) Plastisols : Pastes containing intimate mixtures of finely divided PVC polymers and plasticisers, with the characteristics of fluids.
- (ii) Organosols : Pastes in which the liquid phase consists of plasticisers and volatile diluents.
- (iii) Plastigels : Pastes thickened (by the addition of thickening agents) to the point where they are no longer free-flowing.
- (iv) Rigidols : Plastisols which are so compounded that the fused end products are hard and inflexible at normal temperatures (Titow, 1984 and BP Chemicals, 1969).

2.1 Formulation

The formulation of suitable PVC pastes involves balancing against the PVC content to give the properties necessary for the processing stage and the final product.

2.1.1 PVC Polymer

Poly-vinyl chloride polymers usually take the form of white powders ranging in size from fine dusts to sand-like particles. Rigid control during the manufacturing process ensures uniformity, since the particle shape and size have considerable influence on the methods by which polymers are fabricated into the finished products. The particles must be capable of packing closely in the dispersing medium, leaving just sufficient voids to permit the correct degree of mobility. These requirements are met by producing a PVC resin with small particles of average size μm , but having a fairly wide particle size distribution (BP Chemicals, 1969; Titow, 1984 and Penn, 1971).

When a PVC polymer resin is mixed with a plasticiser dissolves some polymer. However, rapid absorption and solvation ensues giving a homogeneous gelled product at temperatures of 150 to 200 °C (BP Chemicals, 1969).

2.1.2 Plasticisers

Plasticisers are liquids of high oiling point, high molecular weight and polar characteristics. They are used in all PVC compounds where flexibility is required, since a PVC resin is itself a rigid material when fully fused. The most important classes are esters and carboxylic, phosphoric or sulphonic acids.

A plasticiser should be chosen so that a desired set of properties, such as food compatibility, ease of processing, low volatility, good chemical resistance, low cost and odour, may be obtained (Herman et al., 1988).

2.1.3 Stabilisers

All PVC compositions must also include an acid acceptor, known as a stabilisers, to

prolong the useful life of the product during heat fabrication and outdoor exposure. Stabilisers are normally classed into groups based on their chemical type (Koleske and Wartman, 1969).

2.1.4 Fillers

Fillers are added to PVC pastes for a variety of reasons including improved weathering properties, reduced tack and harder gel films, but the main advantage is cost reduction. The addition of filler results in an increase in paste viscosity and, in some cases, a more rapid increase in viscosity during paste storage. PVC pastes are harder and less tacky than those made from unfilled resins, but tensile strength, elongation and tear strength will be lower (Milewski and Katz, 1978; Ferrigno, 1978).

2.1.5 Pigments

Colour may be introduced by incorporating pigments, because they can be mixed with the polymer and do not give rise to unwanted side effects.

The three most important groups of pigments used with PVC are inorganics (carbon black, iron oxides, manganese blue, zinc oxide etc.), lakes and organic pigments (such as phthalocyanines, anthraquinone dyestuffs) and azoic colours (BP Chemicals, 1969).

2.2 PVC Paste Making

Any stirring equipment can be used for mixing PVC pastes and some of the mixers, such as horizontal, dough or Gardner mixers, ball mills, paddle, Planatex, and high speed mixers are commonly.

All dry ingredients are pre-dispersed in plasticiser before paste making according to the formulation. The viscosity is adjusted by further addition of plasticiser to give a paste of such consistency that it will receive maximum shear from the blades of mixer. After mixing, a suitable length of a smooth, homogenous paste is obtained (Titow, 1984 and BP Chemicals, 1969).

The stirring action traps air in the paste, which is undesirable for most processes, and it must be removed. One of the best ways of effecting this is to mix under vacuum, but for thinner types, the finished paste may be either subjected to vacuum or allowed to stand for 24 hours (Penn, 1971). The homogenous gel is heated for some time at temperatures of 150 to 200 °C, after which heating, a flexible, hard product is obtained.

2.3 Applications

PVC pastes are particularly useful when good spreading is required, such as in leather cloths, conveyor belting, tarpaulins, protective clothing and dip coated articles. In addition, rotational casting and slush moulding are used to produce articles as diverse as dolls, playballs, road cones, display models and waterproof boots (BP Chemicals, 1969

and Titow, 1984).

3. EXPERIMENTAL

3.1 Filler Materials

The fillers used in this study were the two bulk fly ash sub-samples, cenospheres and solid spheres, and for comparison, china clay (ECC International, U.K.) and talc (BDH Ltd., U.K.).

The cenospheres used were those extracted from Tunçbilek fly ash by a combination of flocculation and froth flotation methods.

Physical characteristics of all fillers are shown in Table 1, together with the two reference fillers, china clay and talc, employed in this experimental work. It was evident that cenospheres had lower bulk and true densities than the reference fillers, while others had similar true densities. Particle size distributions, determined by mechanical sieving and Warman cyclosizer, confirmed that all materials were coarser than the reference fillers, with top sizes conforming closely to 250 µm.

Table 1. Physical Properties of Fillers

Property	A	B	C	D	E	F	G
Colour	Dark Grey	Dark Grey	Grey	Grey	Grey	White	White
Bulk Density (gcm ⁻³)	1.03	1.14	0.45	1.14	1.23	0.76	0.79
True Density (gcm ⁻³)	2.16	2.88	0.78	2.58	2.64	2.63	2.85
Particle size	15.50 % by weight less than 53 µm	46.16 % by weight less than 53 µm	1.33 % by weight less than 53 µm	100 % by weight between 22 and 250 µm	100 % by weight between 22 and 250 µm	100 % by weight less than 15 µm	100 % by weight less than 15 µm

A- FA3B (bulk fly ash) B- FA3D (bulk fly ash) C- cenospheres from FA3B D- Solid Spheres from FA3B E- Solid Spheres from FA3D F- China Clay G- Talc

Chemical compositions for the fillers are given in Table 2. Although the chemical data are expressed as oxides for the major components, it was clear from x-ray diffractometry studies that the fillers were comprised principally of alumino-silicate glass.

3.2 Preparation of PVC Paste Resin (Plastisol)

Experiments were carried out with simple equipment. The PVC polymer (resin) used was Breon P.130/3, supplied by BP Chemicals (U.K.) Ltd. The plasticiser was Di-octyl-

Table 2. Chemical Composition of Fillers

Element (% by weight)	A	B	C	D	E
SiO ₂	44.25	55.41	57.57	53.11	55.84
Al ₂ O ₃	15.69	15.42	12.18	14.59	16.27
Fe ₂ O ₃	9.76	7.01	7.19	9.27	8.17
CaO	14.84	9.70	8.49	8.94	3.07
MgO	9.09	7.82	2.93	2.25	3.34
Na ₂ O	2.76	0.89	1.07	1.01	0.99
K ₂ O	1.82	1.37	3.09	1.22	2.41
LOI	0.85	0.59	5.70	6.94	5.16

phthalate (DOP), supplied by Aldrich Chemicals Ltd. and the heat stabiliser was Irgastab CZ59, supplied by Geigy Ltd.

The formulation used in all testwork was tarpaulin grade PVC paste, made as follows:

PVC polymer (powder)	100	parts by weight
Plasticiser (DOP)	65	parts by weight
Heat stabiliser (Irgastab CZ59)	2	parts by weight
Filler	0-10	parts by weight

The preparation procedure involved mixing the weighed PVC powder and other ingredients using a Kenwood planetary mixer with 0.5 or 10 pbw filler loadings for 15 minutes. After mixing each batch, the smooth homogenous fluid paste was poured into a glass mould, evenly spread with a doctor knife to a thickness of about 2 mm and then allowed to stand for 24 hours at room temperature. After 24 hours, the moulds were transferred to a furnace and heated for 15 minutes at 165 °C. When the mould had cooled, 4 dumb-bell shaped test specimens (BS 2782:320A) of the correct shape were stamped out from each sheet using a Zwick press.

3.3 Test Methods

All test methods used to determine mechanical properties were carried out according to BS 2782 : Part 3 : Methods 320A to 320F. Specific properties included tensile strength, elongation at break and elastic modulus were determined. Test results are given in Table 3.

3.3.1 Tensile Strength and Elongation

The width and thickness of the central parallel portion of the dumbbell-shaped test pieces were accurately measured at several points and the mean cross-sectional area determined. Specimens were then tested at 100 mm/min. grip separation using an instron tensile test machine and the tensile strength (ultimate tensile stress) and elongation were determined

Table 3. Mechanical Properties of Filled PVC Paste Resin Composites

Filler	Loading (pbw)	Tensile Strength (psi)	Elongation at break (100 %)	Elastic Modulus (psi)	Calculated Relative Density of PVC Paste Resin (gcm^{-3})
Unfilled PVC Paste Resin	-	1 960	340	1 210	1.40
FA3B (bulk fly ash)	5	1 250	340	940	1.44
	10	1 190	380	905	1.47
FA3D (bulk fly ash)	5	1 360	380	1 070	1.47
	10	1 340	310	980	1.53
Cenospheres from FA3B	5	1 105	270	970	1.37
	10	980	270	890	1.34
Solid Spheres from FA3B	5	1 280	340	1 035	1.46
	10	1 210	310	1 100	1.51
Solid Spheres from FA3D	5	1 190	380	1 070	1.46
	10	1 195	340	1 110	1.51
China Clay	5	1 610	310	1 035	1.46
	10	1 480	230	1 020	1.51
Talc	5	1 640	270	1 120	1.47
	10	1540	270	1 065	1.55

from the calibration charts. The test pieces were mounted in the testing machine in axial alignment with the direction of pull.

3.3.2 Elastic Modulus

Elastic modulus, the ratio stress to corresponding strain below the proportional limit, was calculated from the following equation:

$$E_m = \Delta \sigma / \Delta E \quad (1)$$

where E_m is the elastic modulus (in MPa), $\Delta\sigma$ is the difference in stress between two points on the straight line (in MPa), and ΔE is the difference in strain between the same points.

3.4 DISCUSSION OF RESULTS

3.4.1 Tensile Strength

As seen from Table 3, tensile strength decreased with the introduction of all fillers.

Tensile strength for the cenospheres from FA3B decreased with increasing loading; this may probably related to their coarser particle size and also low weight/high volume ratio in the PVC pastes. They also show that there was a large number of voids (air bubbles) in the PVC pastes indicating that tensile strength would probably have been higher if the resin and filler had been mixed under vacuum. It was seen for cenospheres from FA3B, the interface between spheres and matrix being the centre point of the cracks (Figure 1B).

As seen from Figure 1 A-C, there no indications of bonding at the interface between bulk fly ash and solid spheres from FA3B, and PVC resin matrix. A study by Chand (1988) also showed that there were no bonding between fly ash and polyester composites.

In summary, the results indicate that all fillers decreased the tensile strength, the largest reduction occurring when cenospheres from Tunçbilek fly ash (FA3B) sub-sample were added to the PVC pastes.

3.4.2 Elongation at Break and Elastic Modulus

Experimental data indicated that all filled specimens exhibit reduced elongation and elastic modulus, compared with unfilled resin, although the bulk samples of FA3B, FA3D and their solid spheres products had almost the same elongation as the original unfilled PVC paste. It was observed that the least reduction in elastic modulus occurred when solid-spheres from both fly ash sub-samples were used.

4. CONCLUSIONS

- (i) Experimental data have indicated that all fillers reduced the mechanical properties of filled PVC paste resins, but incorporating fly ash, cenospheres and solid spheres gave similar mechanical properties to those containing talc and china clay. Therefore, these materials may have a potential use in this field if the colour is acceptable and the mechanical properties of PVC composites meet the requirements to compete in established markets currently served by ground mineral fillers, such as kaolin, talc etc., and extenders. Furthermore, utilization of fly ash in plastics would reduce problems of disposal, in terms of tonnage and overall costs.
- (ii) The use of pigments with these fillers could control the effects of colour in PVC composites.
- (iii) Scanning electron microscopy showed that there were no indication of bonding at the interface between spheres and resin matrix.
- (iv) It was also observed from the SEM investigations that there were many voids in the matrix, which initiated defects and probably contributed to the reduction in the tensile properties of the composites. Therefore, it is suggested that the whole PVC paste making procedure should be carried out under vacuum conditions.

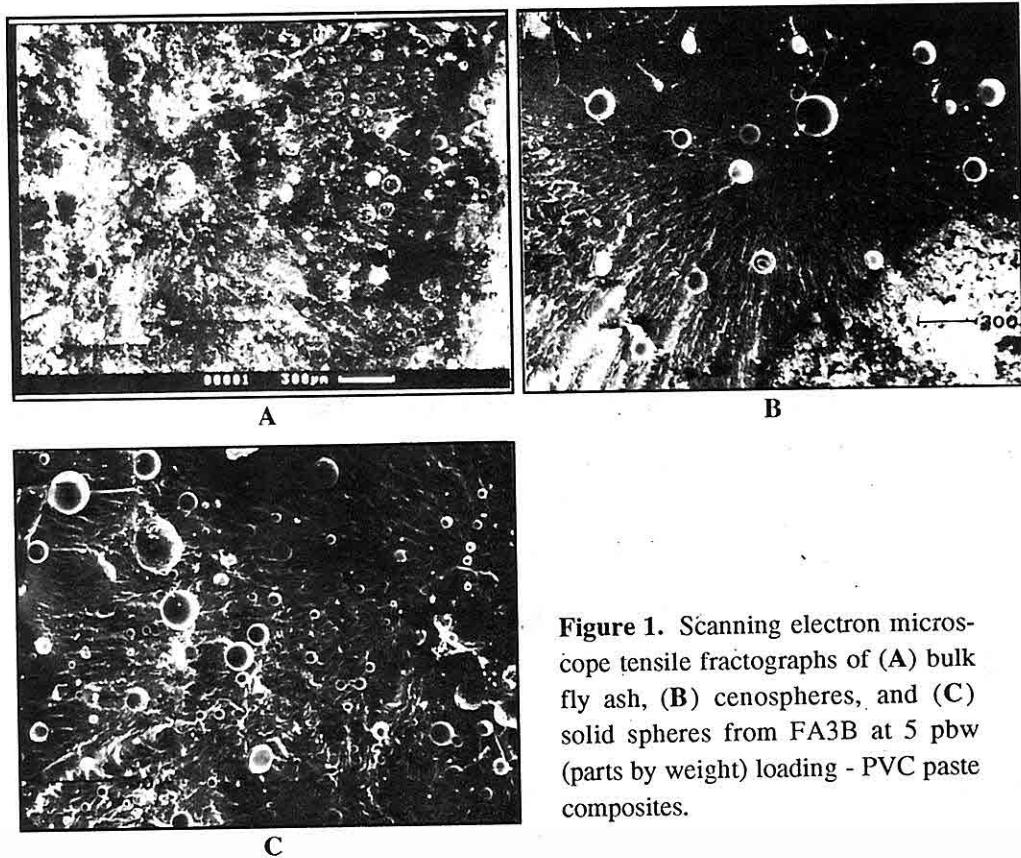


Figure 1. Scanning electron microscope tensile fractographs of (A) bulk fly ash, (B) cenospheres, and (C) solid spheres from FA3B at 5 pbw (parts by weight) loading - PVC paste composites.

5. ACKNOWLEDGEMENTS

The authors wish to express their appreciation to Administration of Tunçbilek power station for providing fly ash samples.

6. REFERENCES

1. Berry,E.E., "Investigations of Some New Spherical Fillers", *Plastic Compounding*, Vol.9, No.7, pp 12-22, 1986.
2. BP Chemicals (U.K.) Ltd., *Breon PVC Pastes Resin, Technical Manual No 2*, 79 p., 1969.
3. Chand,N., "SEM Observation of Fractured Fly Ash Polyester Composites", *J.of Materials Science and Letters*, Vol.7, No.1, pp 36-38, 1988.
4. Elliot,M.A., *Chemistry of Coal Utilization*, John Wiley & Sons Inc., pp 1432-1461, 1981.
5. Ferrigno,T.H., "Principles of Filler Selection and Use", In: *Handbook of Fillers and*

Reinforcements for Plastics, pp 11-59, 1978.

6. Harben,P., "Glass and Ceramic Spheres", *Industrial Minerals*, Vol.248, pp 53-57, 1988.

7. Herman,F.M. et al., *Encyclopedia of Polymer Science and Engineering*, Vol.17, Wiley & Sons, New York, pp 363-367, 1988.

8. Koleske,J.V. and Wartman,L.H., *Poly (Vinyl Chloride)*, Macdonald Technical & Scientific, London, 109 p., 1969.

9. Milewski,J.V. and Katz,H.S. (Eds.), *Handbook of Fillers and Reinforcements for Plastics*, Von Nostrand, Reinhold, 1978.

10. Nijenhuis,K.T. et al., "A Study on Composites of Nylon-6 with Hollow Glass Microspheres", *Polymer Bulletin*, Vol.21, pp 467-474, 1989.

11. Penn,W.S., *PVC Technology*, Applied Science Publishers, London, 545 p., 1971.

12. Ryan,B. and Tardy,B., "Solid and Hallow Spherical Fillers", In: *Handbook of Fillers and Reinforcements for Plastics*, pp 301-331, 1978.

13. Strouch,D.R., "Spherical Glass Fillers", *SPE Journal*, Vol.25, No.9, pp 38-43, 1969.

14. Titow,W.V., *PVC Technology*, 4th Edition, Elsevier, London, 1231 p., 1984.

**ORTA SARICAKAYA (ESKİŞEHİR) HAVZASINDAKİ
BAŞKALAŞIM KAYAÇLARININ PETROGRAFİK
ÖZELLİKLERİ VE KÖKENSEL YORUMU**

Yaşar KİBİCİ

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

ÖZET : İç Batı Anadolu'da, Sarıcakaya (Eskişehir) yöresinde başkalaşım kayaçları yüzeylenir. Bu kayaçlar Sakarya Vadisi'nin güneyinde ve kuzeyinde yer alır.

İnceleme alanının en yaşlı Litolojik birimi Paleozoyik yaşılı başkalaşım kayaçlarıdır. Karbonifer yaşılı derinlik kayaçları bölgesel ve değme başkalaşım kayaçlarını kesmektedir. Değişik tipteki başkalaşım kayaçları içlerinde bulunan indeks minerallerin yardımıyla ayırtlanmıştır. Bu kayaçların oluşturduğu fasiyeler üç değişik oluşumu temsil etmekte olup, farklı yapı ve dokudadır.

Bu yazda petrografik özellikler, faz değişiklikleri ve fasiyeler haritası yapımı üzerinde durulmuş kayaçların kimyasal analizleri ve saha gözlemlerinin yardımıyla verilerin orojenik anımlarının tartışıması yapılmıştır.

**THE PETROGRAPHIC FEATURES AND GENETICAL
INTERPRETATION OF THE METAMORPHIC ROCKS
OF CENTRAL SARICAKAYA (ESKİŞEHİR) REGION**

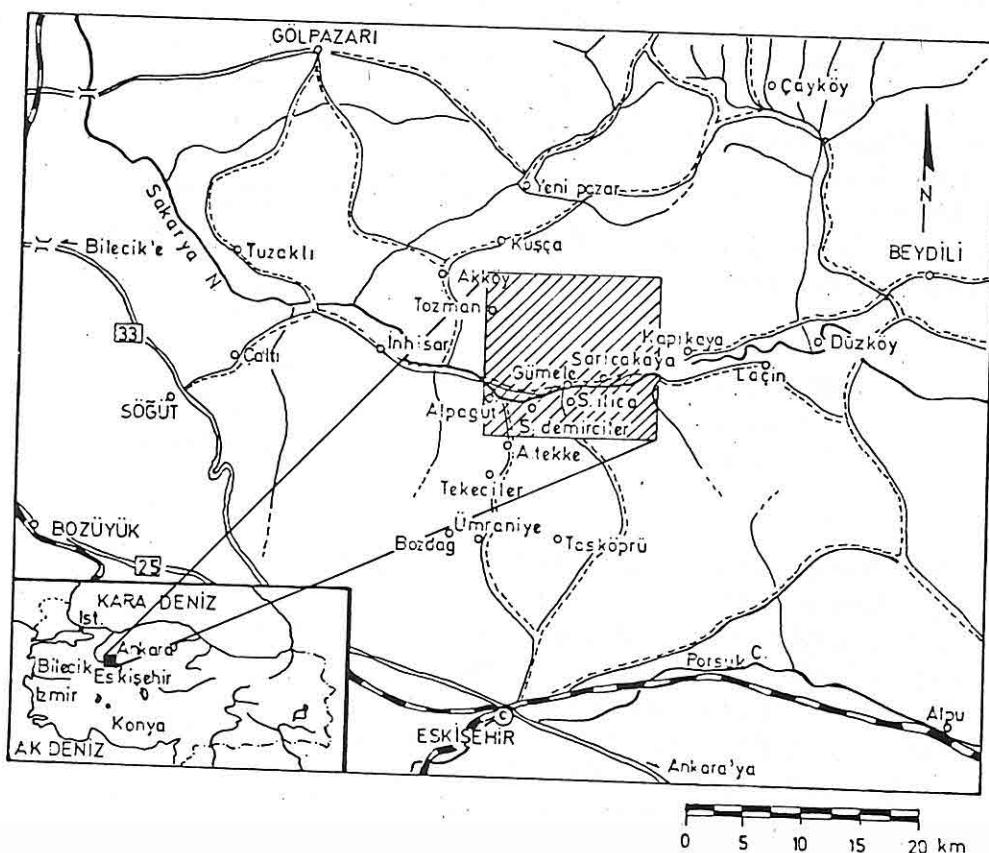
ABSTRACT : The metamorphic rocks crop out around Sarıcakaya (Eskişehir) in the central Western Anatolia. They are located at the South and North of the Sakarya Valley.

The oldest lithologic type in the area of investigation is Paleozoic aged metamorphic rock. Carbonifer age igneous rocks cut regional and contact metamorphic rocks. The different types of the metamorphic rocks have been distinguished in the region by their index minerals. The facies of these metamorphic rocks representing three different conditions of occurrence and they show different structure and texture.

In this paper, the petrographic features, phase changes and metamorphic facies mapped have been focused on and attempt has been deduce orogenic implication from different lines of evidence including chemical analyses and observations.

1. GİRİŞ

Bu makale, Eskişehir'in yaklaşık 59 km. kuzeyinde 1/25.000 ölçekli Adapazarı H-25-d4 topografik paftası üzerinde yapılan "Sarıcakaya Masifinin Jeolojisi, Petrografisi ve Petrolojik Etüdü" adlı doktora tezi çalışmasının bir kısmını kapsamaktadır (Şekil 1-2). Makalede hedeflenen amaç; Orta Sakarya Havzası'nda yer alan başkalaşım kayaçlarının petrografik özelliklerinin ve oluşum koşullarının araştırılmasıyla saptanan tipik indeks mineraller yardımıyla fasiyes ve subfasiyeslerin belirlenmesi ve fasiyes haritasının çizilmesidir (Şekil 3).



Şekil 1: İnceleme Alanının Yer Bulduru Haritası.

Çoğulu (1967), Orta Sakarya Havzası'nda Sakarya Nehri'nin kuzeyinde yer alan kristalen sistler içinde pegmatit filonları incelenmiştir. Altınlı (1973 a-b) Orta Sakarya Jeolojisi ve Bilecek Jurası adı altında sedimentitleri detayına inceleyen iki derleme hazırlanmıştır. Bingöl (1974) 1/2.500.000 ölçekli Türkiye metamorfizma haritası üzerinde inceleme alanını henüz ayırtlanmamış kesiminde göstermiştir. Demirkol (1979) Üzümlü-Tuzaklı (Bilecik) dolayının jeolojisini incelemiştir, metamorfitlerin yaşını Paleozoyik ve daha az bir olasılıkla Ante-Kambriyen olarak vermiştir. Ayaroğlu (1979) Bözüyük (Bilecik) metamorfitlerinin petrokimyasal özelliklerine degenmiş ve metamorfitlerin petrolojisi üzerinde çalışılmıştır. Yılmaz (1979) Söğüt-Bilecik bölgesindeki metamorfizmayı ortaya koymuştur.

2. GENEL JEOLOJİ

İnceleme alanının en yaşlı kayaç birimleri Paleozoyik yaşı başkalaşım kayaçları ile, bunları çeşitli doğrultularda kesen kuvarsdiyorit, granodiyorit, kuvarsmonzonit ve kalkoalkalen granitlerdir (Çoğulu, 1967). İnceleme alanında iki tip başkalaşım kuşağı saptanmıştır. Bunlar, bölgesel ve deforme başkalaşım kayaçlarının içinde yer aldığı fasiyes ve subfasiyeslerdir. Sakarya Nehri'nin güneyinde yer alan düşük ısılı bölgesel başkalaşım kayaçları, biyotitist, serisitist, grafitist ve metabazitlerden ibarettir. Sakarya Nehri'nin kuzeyinde yüzeylenen bölgesel başkalaşım kayaçları Barrow Tipi bir fasiyesi karakterize etmekte olup, Yeşilist Fasiyesi'ndedir.

Değme başkalaşım kayaçlarının büyük bir kısmı ise, granodiyorit-kuvarsdiyoritlerin güneyinde dar bir şerit halinde derinlik kayaçları ile 'Tuzaklı - Gümele Sürüklenimi' arasında sıkışmış durumdadır. Ayrıca, granodiyoritlerin kuzeyinde ve kalkoalkalen granit-kuvarsmonzonitlerin çevresinde yer alan deforme başkalaşım kayaçları bol sillimanit ve biyotit, az miktarda granat içermektedir.

Derinlik kayaçlarıyla başkalaşım kayaçlarını uyumsuz şekilde örten serinin tabanında arkozlar ve kumtaşları yer alır. Bu kayaçların üzerine Jura kireçtaşları gelir. Kretase kireçtaşları sürüklenim hattında ve Sakarya Nehri'nin güneyinde ve Paleosen serileri üzerinde klip oluşturmaktadır.

Çakıltaşı-kumtaşı-kıltası-marn ardalanmalı Paleosen serisi antiklinaller ve senklinaler oluşturmaktadır. Büyük bir kesimde, Paleosen serileri Eosen başında oluşan volkanizmanın andezit lavlarıyla örtülümüştür.

Kuvaterner ürünleri olarak görülen çakıltaşları andezitlerin üzerini bazı kesimlerde ince bir tabaka halinde örter. Sakarya Nehri boyunca akarsu terasları da görülmektedir.

İnceleme alanının en büyük tektonik hattı 'Tuzaklı - Gümele Sürüklenim Hattı'dır. Eosen boyunca Alpin Orogenesi ile granodiyorit, kuvarsdiyorit kalkoalkalen granit, kuvarsmonzonit, bölgesel ve deforme başkalaşım kayaçları, arkoz-kumtaşları ve kireçtaşlarından oluşan Jura ve Kretase yaşı sedimentitler Paleosen serileri üzerine sürüklenebilmiştir. Sürüklenim hattı DKB-BKB doğrultusundadır. Sürüklenim hattının dışında, yine Alpin

Orijenezi'nin etkisiyle oluşmuş küçük çapta faylanmalar mevcuttur. Bu faylar normal ve doğrultu atımlı faylardır.

3. BAŞKALAŞIM KAYAÇLARININ PETROGRAFİSİ

İnceleme alanında başkalaşımın nitelğini belirleyebilmek için çok değişik kayaç türlerinde bulunan ve alt fasiyelere adını veren karakteristik mineral grupları saptanmıştır. Bunun sonucu olarak, ayrıntılı petrografik incelemelerden sonra üç tip başkalaşım fasiyesi belirlenmiştir.

3.1 Bölgesel Başkalaşım Kayaçları

Epimetamorfiter, inceleme alanının güneyinde yer almaktadır. 6-7 km²'lik bir alanı kaplamaktadır. Biyotitist, kloritist, grafitist ve metabazit bileşiminde olan bu kayaç serisi Eskişehir Antiklinali'ndeki şist serisi olarak isimlendirilmiştir. Bu serinin çekirdeğini serpantin ve peridotitler oluşturmaktadır (Kibici, 1984).

Önceki çalışmalarında Yılmaz (1979) ve Ayaroğlu (1979) düşük sıcaklıkta oluşan epimetamorfiterin güneybatısında yer alan ve geniş bir alanda yüzeylenen başkalaşım kayaçlarını detaylı olarak incelemişler ve başkalaşım kayaçlarını düşük sıcaklıkta oluşan 'Yeşilist Fasiyesi'ne dahil etmişlerdir. Biyotitist, kloritist, incekesitleri yapılarak içerdikleri mineraller ve bunların özellikleri belirlenmiştir. Buna göre, kayaçların içinde bulunan minerallerin genel özellikleri şöyledir.

Metabazit örneklerinin içinde ksenomorf kristaller halinde ve oldukça az miktarda bulunan kuvars kristalleri çok küçük boyutlardadır. Boyutları 0.0314 mm. ile 0.0628 mm. arasındadır. Metabazit örneklerinin dışındaki örneklerde ise, iri kuvars mineralleri ile çok küçük boyutlardaki kuvars minerallerini beraber görmek olasıdır. Diğer düşük ıslı başkalaşım kayaçları içinde kuvars 0.0618 mm. - 1.444 mm. arasındaki boyutlardadır. Çoğunlukla kırıklı yapıya sahip olup, bazı incekesitlerde dalgalı sönme göstermektedir. Epimetamorfiter oldukça fazla tektonizmaya uğramışlardır.

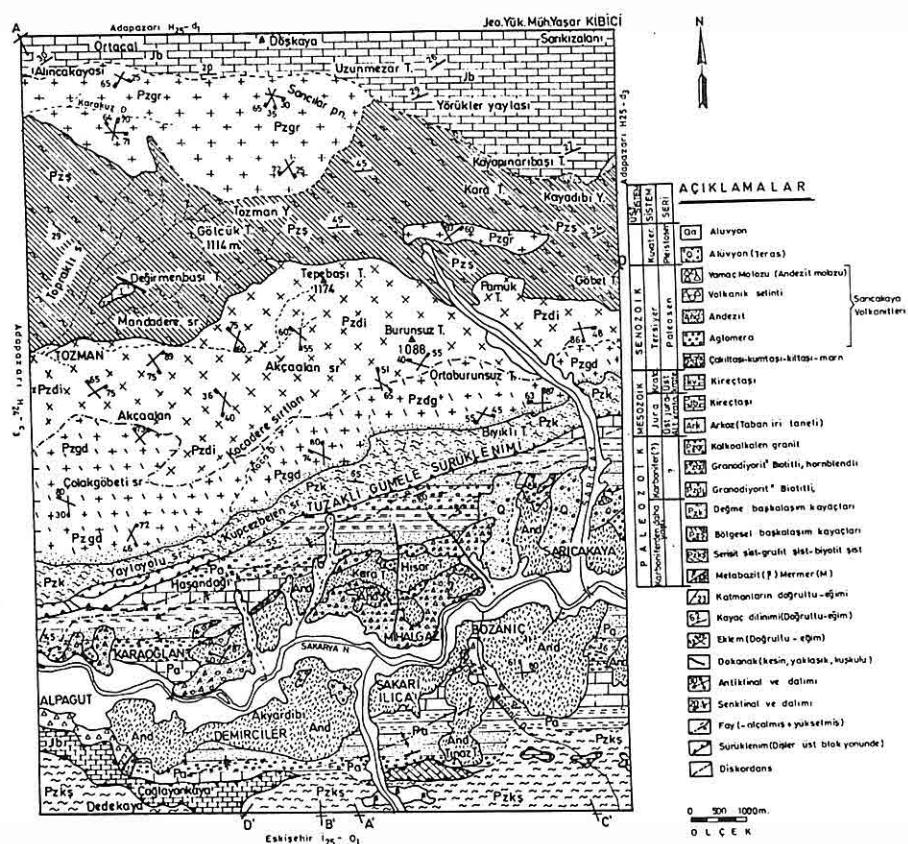
Epimetamorfiter içinde, genellikle subtomorf kristaller halinde bulunan plajiyoklas kristalleri oligoklas, andezin ve labrador bileşimindedir. Asit plajiyoklaslar (özellikle albit) çoğun kloritistler içerisinde görülmektedir. Plajiyoklaslar, bir çok incekesitte tamamen ayrılmıştır. Boyutları epimetamorfiter içinde 0.0942 mm. ile 0.2198 mm. arasındadır. Özellikle metabazitlerde bu boyut oldukça küçüldür. Ortalama olarak 0.1254 mm. - 0.2512 mm. arasındaki büyülüklüktedir.

Biyotit, otomorf ve subtomorf kristaller halindedir ve birçok incekesitte tamamen ayrılmıştır. Biyotit, çoğunlukla biyotitist, serisitist ve seriştlesmiş biyotitist içerisinde bulunur. Mineral büyülüklükleri 0.0942 mm. - 0.4710 mm. arasındadır.

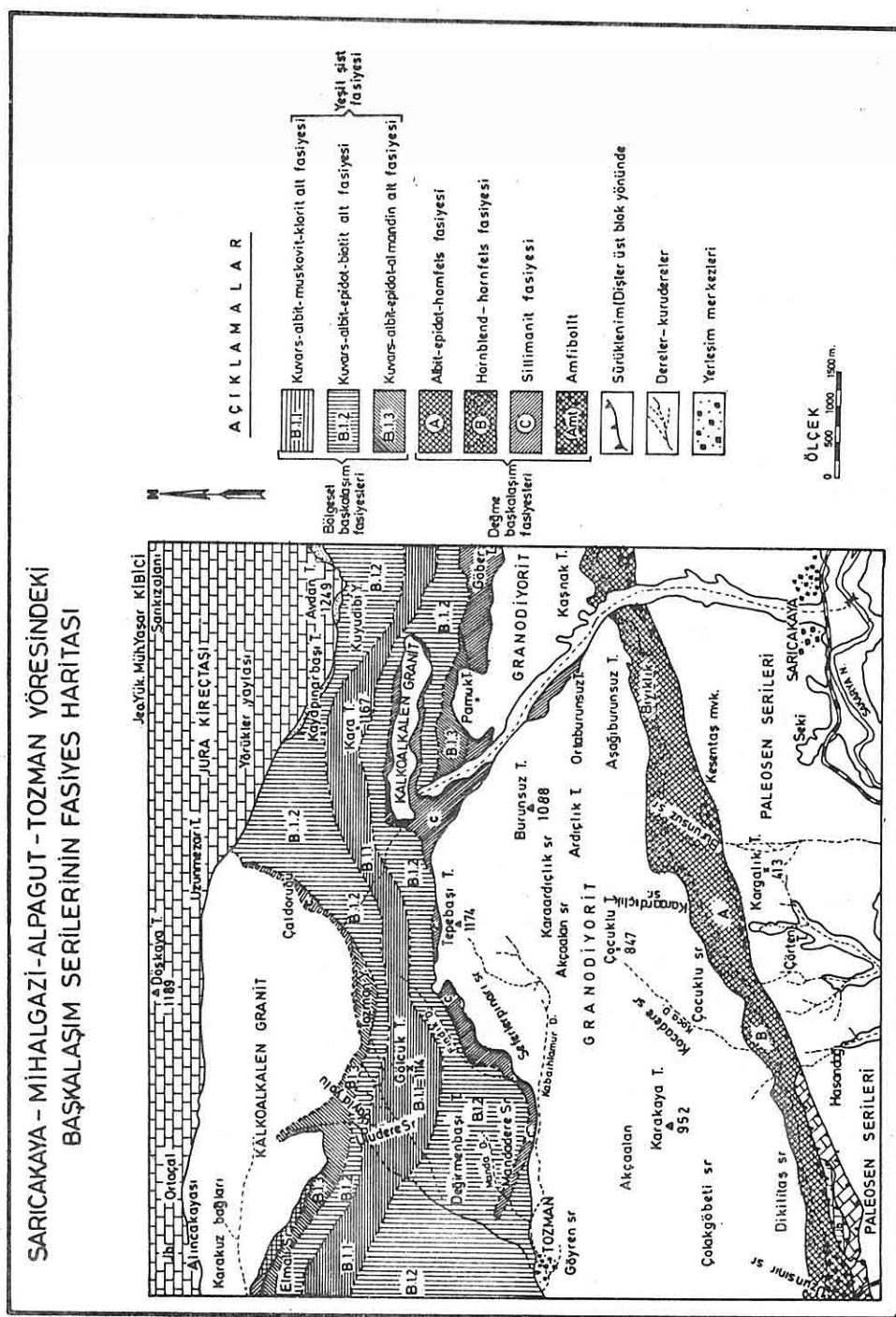
Hornblend, metabazitler içinde yoğun şekilde subtomorf kristaller halinde bulunur. Kayaç içinde 0.1884 mm. ile 0.9106 mm. arasındaki boyutlardadır. Bazı incekesit örneklerinde kısmen kloritleşmiştir.

SARICAKAYA-MİHALGAZI-ALPAGUT-TOZMAN YÖRESİNİN JEOLOJİ HARİTASI

ADAPAZARI H25- d 4



Şekil 2. İnceleme alanının jeoloji haritası.



Sekil 3. İnceleme alanındaki başkalaşım serilerinin fasiyeler haritası.

Piroksen, metabazitler içinde bazan iri kristaller halindedir. Otomorf ve subotomorfür. Piroksenler, bazı kesimlerde demirli sulardan dolayı kırmızılaşmıştır. Mineral büyülü 0.2512 mm. - 0.8792 mm. arasında değişmektedir. Diyopsit bileşiminde olan piroksen mineralleri bir çok örneklerde ayrılmıştır.

Serisit, epimetamorfiterden serisitist, serisitleşmiş kloritist ve serisitleşmiş biyotitist içinde yoğun şekilde bulunur. Subotomorf ve ksenomorf kristaller halindeki serisit pulları plajiyoklaslar içinde yer almaktadır.

Epidot, kloritistlerin dışında tüm epimetamorfiter içinde az veya çok oranda bulunur. Kayaçların incekesitlerinde ölçülen mineral büyülü 0.1884 mm. - 0.4710 mm. arasında değişmektedir. İçerisinde yer yer granat mineralleri bulunur ve dağılımı çok azdır. Otomorf kristaller halinde granatların tane boyutu 0.0942 mm. - 0.2198 mm. arasında değişmektedir.

Çoğunlukla metabazitler ve serisitleşmiş biyotitistler içinde görülen opak mineraller hematit, limonit şeklindedir. Kayaç içinde yayılım gösteren mineral boyutları 0.0942 mm. - 0.3768 mm. arasında değişmektedir.

İnceleme alanında Sakarya Nehri'nin kuzeyinde, granodiyorit-kuvarsdiyoritlerin kuzeyindeki alanda yeşilist fasiyesindeki bölgesel yaklaşım kayaçları yüzeylenir. Beyaz renkli, muskovit ve sodyum feldspatça zengin pegmatit filonları bölgesel başkalaşım kayaçlarının sistozite düzlemine uygun olarak yerleşmişlerdir.

İnceleme alanının kuzeydoğusunda sistlerin yönlem ve dalımı KD-GB'yadır. Bu seri üzerinde batıya doğru ilerlediğinde seri, D-B doğrultulu ve K'ya eğimli bir yapı kazanmaktadır. Tosman Köyü'nün kuzeyinde, serinin doğrultusu KB-GD, eğimi ise KD'ya doğrudur. Bu serinin içindeki pegmatit filonları ile, sistlerin kontağında belirgin ezilmeler ayırtlanmaktadır. Bu olay sistlerin başkalaşımından sonraki aşamada, tektonik hareketlere uğradığını göstermektedir.

Yeşilist fasiyesini karakterize eden bölgesel başkalaşım kayaçlarının harita üzerindeki yayılımı yaklaşık 30 km² yi bulmaktadır ve Tepebaşı Tepenin kuzeyinde, Tepebaşı Tepe ile Yolaçtı mevkii arasında daralır. Bu hattın doğusunda ve batısında genişler.

Bölgesel başkalaşım kayaçları gerek arazi çalışmalarında, gerek örneklerden yapılan kimyasal analizler, (Tablo 1) gerekse incekesitlerin incelenip yorumlanması sonucu, "Barrow Tipi Fasiyes Grubu"nu temsil ettiğini belirlenmiştir (Şekil 3).

Barrow tipi ile karakterize edilen inceleme alanındaki bölgesel başkalaşım kayaçları Yeşilist Fasiyesi'ne kadar etkilenmişlerdir. Bu fasiyes içindeki alt fasiyeler ısı artışına göre şöyledir;

- B.1.1. Kuvars - albit -muskovit - KLORİT alt fasiyesi
- B.1.2. Kuvars - albit - epidot - BİYOTİT alt fasiyesi
- B.1.3. Kuvars - albit - epidot - ALMANDİN alt fasiyesi

Tablo 1. Orta Sarıcakaya havzasındaki başkalaşım kayaçlarının kimyasal analiz sonuçları.

Element Örnek No		<i>SiO₂</i>	<i>Al₂O₃</i>	<i>Fe₂O₃</i>	<i>MgO</i>	<i>CaO</i>	<i>Na₂O</i>	<i>K₂O</i>	<i>TiO₂</i>	<i>P₂O₅</i>	<i>H₂O</i>	<i>T</i>	Ateşte kayıp	<i>Toplam</i>
Sillimanitşist	1	60.71	22.58	6.45	2.20	1.45	2.55	3.53	0.83	0.30	0.89	1.04	100.49	
Biyotitşist	5	70.19	12.78	3.76	1.84	1.05	3.67	2.57	0.56	2.30	0.15	1.25	99.12	
Biyotitşist	23	69.90	14.42	2.66	1.45	1.09	4.65	3.64	0.40	1.95	0.67	0.90	100.66	
Biyotitşist	28	73.15	13.78	1.38	1.08	1.09	2.90	4.91	0.31	1.10	1.18	0.94	100.14	
Biyotitşist	58	73.00	14.51	1.44	1.10	1.01	3.94	3.13	0.12	2.00	0.47	0.60	99.85	
Kloritşist	61	57.10	21.94	6.90	2.26	1.52	3.07	4.17	1.12	1.95	0.28	0.53	100.62	
Amfibolit	H-25	64.89	18.32	5.79	2.15	1.70	1.47	4.70	1.08	0.30	1.10	1.10	99.98	
Hornfels	H-25	60.10	18.76	2.55	2.55	1.57	1.34	4.46	0.96	0.30	2.25	2.17	99.79	

B.1.1. Kuvars - Albit - Muskovit - KLORİT Alt Fasiyesi

Yeşilşist fasiyesi kayaçlarının en düşük ısılı bu alt fasiyesinin mineral parajenezlerinde albit büyük miktarlarda oluşmuştur ve çoğunlukla ayrılmış durumdadır. Klorit, başkalaşım kayaçlarının çoğunda görülür. Ya primer olarak alt fasiyese adını verir, yahut biyotit ve hornblendin ayrışım ürünü olarak bulunur. Klorit, iyi gelişmiş şistozite düzlemini belirleyen bir mineraldir. Bu fasiyeste olağan minerallerden biride muskovittir.

B.1.1. alt fasiyesinde bulunan kayaçlardan yapılan incekesitlerin incelenmesi sonucu belirlenen mineraller ve özellikleri şöyledir;

Kuvars, ksenomorf taneler halinde oldukça boldur. Granolepidoblastik, lepidogranoblastik ve granoblastik dokudaki düşük ıslı başkalaşım zonundaki kayaçlarda ince taneliden porfiroblastlara kadar olanlarına her kesitte rastlamak mümkündür. Şistoziteye uyumlu olarak basınç yönünde bir miktar uzanım ve yer yer dalgalı sönme gösteren kuvars kristallerine lepidogranoblastik dokulu kloritistlerde rastlanır.

Plajiyoklas, albit ikizleri halinde kloritistlerde çok bol bulunur. Anortit yüzdeleri 1-7 arasında değişmektedir. Albit kristalleri, 0.1570 mm. - 1.2874 mm. arasındaki boyutlardadır. Otomorf ve subotomorf kristalleri halinde olan plajiyoklaslarda serisitleşme, bazen de kalsitleşme izlenebilir.

Klorit, B.1.1. Kuvars-albit-muskovit-KLORİT alt fasiyesine adını veren ve kayaç içine yaygın şekilde bulunan bir mineraldir. Kayacın şistozite düzlemine uyumludur. Mineral büyüğlüğü 0.0942 mm. - 0.9420 mm. arasındadır.

Muskovit, kayaç içinde subotomorf şekillidir. Genellikle bükülmüş ve deformelidir.

olmuşlardır. Dalgalı sönme kıvrımlanma yüzeylerini karakterize eder. Yer yer tek lameller şeklinde olmasına karşın, çoğun demet halindedir ve 0.0942 mm. - 0.5024 mm. arasındadır.

Serisit, bu alt fasiyeste ayrışım ürünü olürük bulunur. Albit içerisinde sekonder olarak yer alır. Bazı kayaçlarda serisit pulları çok yoğundur. Mineral boyutları muskovite yakındır.

Mikroklin, B.1.1. Kuvars-albit-muskovit-KLORİT alt fasiyesi içinde, düşük sıcaklıklarda klorit ile dengede kalmıştır. Sıcaklık yükseldikçe kayaç içindeki dağılımını yitirmiştir. 0.2198 mm. - 2.3550 mm. boyutlarında olan mikrolinin dalgalı sönme göstermesi ve kafes yapısı karakteristiktedir.

Opak mineraller olarak hematit ve limonite çok sık rastlanır. Limonit kayacın kırık ve çatlakları da doldurmuştur.

B.1.2. Kuvars - Albit - Epidot - BİYOTİT Alt Fasiyesi

Bu alt fasiyesin B.1.1. alt fasiyesine göre ayırcı özelliği, biyotitin açığa çıkmasıdır. Bu fasiye ismini veren biyotittir. Dolayısıyla B.1.2. alt fasiyesi "Biyotit Zonu" olarak kabul edilebilir.

KLORİT alt fasiyesi'nin kayaçlarında mikroklin ile klorite beraber rastlanmaktadır. Fakat sıcaklığın klorit zonuna göre arttuğu biyotit zonunda bu iki mineral dengede kalamazlar. Bu nedenle mikroklin kayaç içinde izlenmemektedir.

B.1.2. alt fasiyesinde yer alan kayaçlardan yapılan incekesitlerin incelenmesi sonucu belirlenen mineraller ve özellikleri şöyledir;

Kuvars, B.1.1. alt fasiyesinde olduğu gibi, çoğunlukla 0.0628 mm. - 1.2998 mm. boyutlarında ve ksenomorf taneler halindedir. Genellikle yassı, yapraklı minerallerin arasında yer alır. Dilinin düzlemlerine uyumlu olarak basınç yönünde bir miktar uzanım ve yer yer dalgalı sönme gösterir. İri fenokristaller halinde granolepidoblastik doku oluşturarak biyotitist ve kloritist biyotitist içinde görülür.

Plajiyoklas, anortit tenöründe ısı yükseliminin bir fonksiyonu olarak bir artış söz konusudur. B.1.1. alt fasiyesinde An_1 - An_7 arasında iken, B.1.2. alt fasiyesinde An_3 - An_{10} arasında değerler alır. Mineral büyülüüğü 0.1256 mm. - 0.9420 mm. arasındadır. Çoğun subtomorf kristaller halinde olan albit, bazen ksenomorf kristaller halindedir. Bazı incekesitlerde serisit ile muskovit beraber yer almaktadır. Muskovit ve serisit, albitin kısmen serisitleşmesi sonucu oluşan sekonder minerallerdir.

Epidot, subtomorf kristaller halindedir. B.1.2. kuvars-albit-epidot-BİYOTİT alt fasiyesinde duraylığını koruduğu için çoğun parçalanmıştır. Bazı incekesitlerde otomorf kristalleri yoğunluktadır. Epidotun mineral boyutu 0.0942 mm. - 0.4396 mm. arasında olup, diğer mineralere göre daha ufak tanelidir. Bazan ikitlenme de gösterir. Genellikle biyotit ile beraber bulunur.

Biyotit, bu fasiyeye ilişkin kayaçlar içinde belli seviyelerde geniş yüzeyler boyunca

dilinin düzlemlerine uyumlu olarak dizilmiştir. Biyotitşist, serisitleşmiş biyotitşist, kloritleşmiş biyotitşist içinde çok bol bulunur. Biyotit, çoğun tektonik olaylar sonucu büükülmeler gösterir. Bazı incekesitlerde büükülmeler gayet iyi izlenebilmektedir. Biyotit zonunda yer alan kayaçlar içinde mafik minerallerden olan biyotit 0.0942 mm. - 1.2556 mm. arası boyuttadır.

Apatit, çok az olarak bazı plajiyoklasların içinde inklüzyon halinde bulunur. 0.0628 mm. - 0.1570 nmm. arasındaki büyülüklükte otomorf kristaller halindedir.

Muskovit, B.1.2. Kuvars-albit-epidot-BİYOTİT alt fasiyesinde sekonder mineral olarak çok az miktarda bulunur. Serisit, biyotit zonunda yaygın değildir.

B.1.3. Kuvars - Albit - Epidot - ALMANDİN Alt Fasiyesi

Bu alt fasiyesi karakterize eden mineral almandindir.

Granat minerali (almandin) inceleme alanındaki B.1.3. alt fasiyesinde fazla miktarlarda olusmamıştır. İri fenokristaller halinde yüzde olarak kayaç içinde diğer minerallere göre daha az yayılım gösterir. Bu alt fasiyeste ayrıca, granatin yanısıra ısı yükselimi ile "Epidot" büyük bir gelişme göstermektedir. B.1.2. alt fasiyesine oranla B.1.3. alt fasiyedesinde epidot daha yoğun olarak bulunmaktadır.

B.1.3. kuvars-albit-epidot-ALMANDİN alt fasiyesindeki kayaçlarda mikroskopik inceleme sonucu belirlenen minerallerin özellikleri şöyledir;

Kuvars, 0.1260 mm.-0.6594 mm. arası boyutlarda olup, yer yer küçük taneler halindedir. Koyu renkli mafik minerallerin oluşturduğu yapraklanma düzlemlerinin arasında, diğer bir deyişle lepidogranoblastik doku gösteren sistelerde seviyeler halinde bulunurlar.

Plajiyoklas, anortit tenörü Yeşilşist Fasiyesi'nin düşük sıcaklıklı diğer alt fasiyesine göre daha fazladır. Bazı örneklerde Anortit miktarı An_{10} 'u aşmaktadır. Genellikle An_7 - An_{10} arasında değişmektedir. Albit bileşiminde olan plajiyoklaslar az miktarda serisitleşmiştir. Subotomorf albit, bazen oligoklas bileşimindeki plajiyoklasların içinde apatit kristallerine inklüzyon halinde rastlamak olasıdır. Özellikle granatşist ve epidot-granatşist içinde koyu renkli mineraller arasında yerleşmiş durumdadır. Plajiyoklas kristalleri incekesitler içinde 0.1884 mm.-0.4082 mm. arasındaki büyülüklüktedir.

Ortoz, ksenomorf ve subotomorf taneler halinde çok seyrek olarak görülür. Coğunlukla kuvars ile beraber bulunur. Ortoz ilk kez kuvars-albit-epidot-ALMANDİN alt fasiyesinde ortaya çıkmıştır. Kayaçların incekesitlerinin incelenmesi sonucu belirlenen ortoz tanelerinde ayırtma görülmektedir. Çok az serisitleşmiş ve kaolenleşmiştir.

Biyotit, subotomorf kristaller halinde bulunur. Oldukça fazla kloritleşerek, açığa çıkan demir mineralleri (hematit, magnetit vb.) dilinin düzlemleri boyunca dizilmişlerdir. Biyotit içinde, karakteristik şekliyle otomorf sfen ve apatit inklüzyonlarına rastlanır. Biyotit, kayaç içinde 0.1256 mm.-0.9734 mm. boyutlarındadır.

Epidot, B.1.3. alt fasiyesinde çok yoğundur. Diğer faziyeselere oranla yayılım olarak

büyük bir gelişim gösterir. Çoğunlukla iri tanelidir. Subotomorf mineraller halindedir. Mineral büyülüğu, 0.2198 mm.-1.7270 mm. arasındadır.

Sfen, ilk defa başkalaşım şiddetinin diğer fasiyeslere oranla yüksek olduğu bu fasiyeste ortaya çıkar. Baklava dilinimi ve yüksek rölyefi belirgindir.

Apatit, bazı albit kristalleri içinde çok az rastlanır. Sfen, ile beraber biyotit ve epidotun içinde inklüzyon halinde de bulunur. Otomorf ve iğnemsi kristalleri karakteristikdir.

Granat, otomorf kristaller halindedir. Koyu renkli mineraller ile (biyotit, epidot vb.) beraber rastlanır. Yüksek rölyefi ve izotrop özelliği ile kolayca tanınır. Kayaç içinde tane boyutları küçük olan granatlar ayıklanamamıştır. Mineral büyülüğu 0.0628 mm.-0.5024 mm. arasında değişmektedir.

3.2 Değme Başkalaşım Kayaçları

İnceleme alanında plütonitleri oluşturan magmanın intrüzyonu sonucu kökeni pelitik ve psammitik olan yan kayaçlar, değme başkalaşımı uğrayarak masif ve sert yapılı kayaçlar olmuştur. Termometamorfizma sonucu oluşan bu kayaçlardaki kayaç yapıcı mineraller, bölgesel başkalaşım kayaçlarında görülen yönlenmeyi göstermezler. Dıştan ugradığı darbelere karşı dayanıklı olup, çok zor kırılırlar. Bu zonun özellikle granodiyoritler ile temas eden iç kısımları en yüksek sıcaklıklara uğradıklarından dolayı en fazla başkalaşımı uğramış kayaçlardan oluşur. Intrüzyonun kenar kısımlarından güneye doğru ilerlediğinde kontağa göre daha düşük ısıda oluşmuş kayaçlara geçilir. Buralarda başkalaşım dereceleri daha düşüktür. Bu nedenle başkalaşım zonu içinde başkalaşma dereceleri dışa doğru gittikçe azalan zonlar, inceleme alanı içinde gerek makroskopik olarak, gerekse her zondan alınan örneklerin inceleserek belirlenmiştir.

Kalkoalkalen granitleri kontağında Şekil 3'te görüleceği üzere ince bir sillimanit zonu mevcuttur. Aynı sillimanit zonu Sarıçay Dere'de ve granodiyoritin kuzey sınırlarındaki dokanaklarda da belirlenmiştir

Granodiyoritlerin güneyinde sürükle nim hattına kadar olan bölgede hornfelsten amfibolite kadar değişen değme başkalaşım kayaçları yer almaktadır. Bu kayaçlar masif yapılı, ince taneli hiperbiyotitli hornfelsler ile, beyaz oldukça sert hornfelslerdir. KDD-GBB doğrultusunda uzanan değme başkalaşım kayaçları içinde kırılmalar, ezilmeler çok belirgindir. Bu kırılmalara neden olarak sürükle nim hattının üstünde yer almaları gösterilebilir.

Granodiyoritler ile kalkoalkalen granitlerin çevresinde üç çeşit değme başkalaşım fasiyesi vardır.

- A. Albit - Epidot - Hornfels Fasiyesi
- B. Hornblend - Hornfels Fasiyesi
- C. Sillimanit Fasiyesi

A. Albit - Epidot -Hornfels Fasiyesi

KDD-GBB doğrultusunda uzanan granodiyoritlerin güneyinde dar bir şerit halinde yer alan bu fasiyes kayaçları, kökeni pelitik kayaçlardan türemişlerdir. Bu kayaçlardan yapılan incekesitlerin etüdlerinde mikrolin'e rastlanması, albit - epidot - hornfels fasiyesindeki kayaçların potasyumca zengin, aluminyumca fakir killer ve kiltaşlarının başkalaşımıyla oluştuğunu belirler.

İnceleme alanındaki bu değme başkalaşının düşük sıcaklıklı fasiyesinde "muskovit, biyotit, albit, mikroklin" beraberliği saptanmıştır. Ayrıca bu belirtilen minerallerin dışında oldukça bol miktarda kuvars vardır. Alterasyonun çok yoğun olduğu kesimlerde ise klorit'te görülebilir.

B. Horblend - Hornfels Fasiyesi

Hornblend-Hornfels Fasiyesi'ni karakterize eden kayaçların incelenmesinde detayına inildiğinde, bazı mineral gruplarının yok olduğu görülmektedir. Değme başkalaşım kuşağı kordiyerit ile bazı alüminyum silikat minerallerinin belirgin eksikliği ile dikkati çeker. Sillimanit fasiyesinde sillimanit hariç, Al_2SiO_5 modifikasyonu olan andaluzit ve disten yok olmuştur.

Hornblend-hornfels Fasiyesi'ne ait kayaçlar özellikle, Tuzaklı-Gümele Sürüklenimi olarak isimlendirdiğimiz sürükle nim hattına yakın yörelerde (Sarıcakaya-Beyyayla Yolu üzerinde), inceleme alanının doğusunda geniş mostralalar vermektedir. Tuzaklı-Gümele Sürüklenimi'nin yaşı Paleosen-Eosen sınırı olarak bilindiğine göre, başkalaşımı uğramış kayaçlar Paleosen-Eosen'de sürükle nimin etkisiyle kırılmış, kırılmış, bazı kesimlerde alt fasiyeler adeta birbiri içine girmiştir. Bu yüzden değme başkalaşım kayaçlarında sağılıklı bir şekilde alt fasiyes ayırtlamak olanaksızdır.

C. Sillimanit Fasiyesi

İnceleme alanındaki kayaçlardan yapılan incekesitlerin etüdlerinde sillimanite değme başkalaşım zonunda rastlanmış, değme başkalaşım fasiyesine ismini vermiştir. Sillimanit, incekesitlerde kuvars billurları çevresinde, biyotit içinde işinsal demetler halinde belirlenmiştir.

Sillimanit genellikle uzun ince kristaller ve iğneler şeklinde sıkı paralel gruplar veya dağılgan topluluklar olarak bulunur. Rengi kahverenginden, gri-beyaza, gri-yeşile veya zeytin yeşiline kadar değişir.

Değme başkalaşım kayaçlarından yapılan incekesitlerin incelenmesi sonucu belirlenen mineraller ve özellikleri söyledir;

Kuvars, albit-epidot-hornfels fasiyesi ile hornblend-hornfels fasiyesi'nde iri taneli olan kuvars bazı, kesitlerde ufak tanelidir. Çoğun dalgalı sönme gösterir. Ksenomorf taneler halindedir. Bazen plajiyoklaslar ve hornblendler içinde inklüzyon halinde rastlanır. 0.1256 mm. ile 0.9429 mm. arasında büyülüğe sahiptir.

Plajiyoklas, subtomorf kristaller halinde görülen plajiyoklaslar albit ikizlenmesi gösterirler. Coğunlukla az miktarda serisitleşmiştir. Albit - epidot hornfels fasiyesi'nde albit bileşiminde olan plajiyoklaslar, hornblend - hornfels ve sillimanit fasiyesi'nde oligoklas ve coğunlukla andezin bileşimindedir. Bazen ortoz ve mikroklinler üzerinde altere olmuş tabletler halindedir. Sekonder olarak plajiyoklaslar genellikle albit olup otomorf'tur. Mineraller 0.1884 mm.-0.628 mm. büyülüğündedir.

Ortoz, potasyumlu feldspatlardan ortoz genellikle hornblend - hornfels ve sillimanit fasiyesinde ortaya çıkar. Albit-epidot-hornfels fasiyesinde de yer alırlar. Subtomorf kristaller halindeki ortoz kristalleri çoğun ayrılmıştır. Bazı kesitlerde büyük basınçlar altında mikroklin'e dönüştüğü belirlenmiştir. Ortoz kristalleri üzerinde bazen kuvars ve plajiyoklas kristalleri bulunur ve 0.2512 mm.-1.8212 mm. boyutundadır.

Mikroklin, subtomorf kristaller halindeki mikroklin'in varlığı başkalaşım kayaçlarının kökeni için iyi bir ayırtmandır. % K₂O bakımından zengin kilitaşlarının başkalaşımı uğraması ile kayaç içinde bol miktarda mikroklin oluşmuştur. Özellikle albit-epidot-hornfels fasiyesinde yoğun olarak bulunur. Ayışmamış veya çok az ayışmamış olup otomorf plajiyoklas ve ksenomorf kuvars kristallerini içerir. Karakteristik kafes ayırtmandır ve 0.1254 mm.-0.7850 mm. arasında tane boyutuna sahiptir.

Muskovit, özellikle albit-epidot-hornfels fasiyesi'nde, az olarakta hornblend - hornfels fasiyesi'nde yer alan ksenomorf, çift kırmazı yüksek, büükümüş kristaller halinde bulunan muskovit, başkalaşımın arttığı sillimanit fasiyesinde duraylılığını kaybederek ortamdan kaybolur. Ortoz bazen mikroklin ve özellikle plajiyoklas kristalleri üzerinde sekonder olarak görülür. Mikroklin ve ortoz'un çatlıklarında da görülebilir. Çoğun eğilmiş ve büükümüştür. Mineraller 0.0628 mm.-0.1570 mm. arasındadır.

Biyotit, subtomorf kristaller halinde özellikle sillimanit fasiyesi'nde çok yoğun olarak bulunur. Kloritleşmiş, tek nikolde kahverengi pleoroizması karakteristikdir. İnklüzyon halinde sfen, apatit sekonder olarak kuvars içerir. Özellikle sillimanit zonundaki sillimanit kristalleri işinsal taneler halinde biyotitin kenarlarında ve üzerinde oluşmuştur. Bazı kesitlerde tamamen biyotitin yerini alır. Biyotit kristalleri incekesit içinde 0.0628 mm.-1.570 mm. arasındadır. Sıcaklığın artmaya başladığı anda biyotit çevresinde az miktarda sillimanit oluşmasına karşın, sıcaklığın maximuma ulaştığı kesimlerde iğnemsi sillimanit kristalleri demetler halinde oluşur.

Epidot, subtomorf kristaller halindeki epidot, albit-epidot-hornfels fasiyesinde yoğunmasına karşın hornfels fasiyesinde epidotlaşma sonucu hornblend'den ve piroksenden dönüşmüş olabilir. Yüksek rölyefi, çok zayıf pleokroizması ile karakteristikdir. Genellikle kesitlerde parçalanmıştır. 0.0942 mm.-0.2512 mm. arası boyuttadır.

Hornblend, subtomorf kristaller halindeki hornblend, ilk kez hornblend-hornfels fasiyesi'nde ortaya çıkar. Çift yönde karakteristik dilinimleri belirgindir. Baklava dilinimleri halindeki dilinimler arasındaki açı ölçülmüş 55°-125° bulunmuştur. Hornblend otomorf apatit kristalleri inklüzyon halinde kuvarsı ise sekonder olarak içerir. İkizlenmesi

vardır. Kloritleşmiş olan hornblendler üzerinde bazı incekesitlerde dilinim düzlemleri boyunca opak mineraller dizilmişlerdir. Yeşil renkli pleokroizması karakteristiktedir. Hornblend kristalleri 0.2826 mm.-2.3550 mm. büyülüğündedir.

Piroksen, hornblend-hornfels fasiyesi'nde ilk defa ortaya çıkar. Diopsit olarak belirlenen piroksen kristalleri hornblend ile beraber bulunur. Çift yönde dilinim gösteren diopsit kristallerinde dilinim açıları yaklaşık 90° dir. Birbirine dik dilinim düzlemleri tek nikolde gayet iyi belirlenir. Çapraz nikolde açık renkte olan diopsit tek nikolde rensizdir ve çift kırması yüksektir. 0.1256 mm.-0.8478 mm. arası büyülüktedir.

Apatit, otomorf iri kirstaller halinde albit - epidot - hornfels fasiyesi ile hornblend - hornfels fasiyesi'nde yoğun olan apatit kristalleri, sillimanit zonunda çok azdır ve küçük boyuttadır. Biyotit üzerinde inklüzyon halında yer alır. İnce uzun kristaller halinde olan apatit kristalleri çapraz nikolde gri-beyaz renktedir. Otomorf apatit kristalleri 0.0628 mm. ilâ 0.1570 mm. büyülüğe sahiptir.

Sfen, otomorf, rölyefinin yüksekliği ile karakteristik baklava dilimi şeklindeki şekliyle hemen ayırtlanır. Çok az olarak sillimanit zonunda biyotitler üzerinde görülür.

Sillimanit, bu mineral " Sillimanit Zonu"na adını verir. kontakt zonlarında dar bir alanda görülür. Kıt ışınsal demetler halinde biyotit çevresinde, bünyesinde ve kuvars kristallerinin kenarlarında yoğun şekilde bulunurlar. Rölyefi oldukça yüksektir. Tek nikolde gri-beyaz renkte ve saç kılı gibi bir görünüm arzeder.

Granat "Almandin", otomorf kristaller halindeki granat mineralleri değme başkalaşım kayaçlarının oluşturduğu alt fasiyeslerden ilk olarak hornblend-hornfels fasiyesi'nde ortaya çıkar. Granatlar demirce zengindir. Zonlu yapı gösterirler. İzotrop olan bu mineraller çapraz nikolde opak gibi görünümlerine karşın tek nikolde ışığı geçirirler. Granat minerallerine demirli sular girmiştir. Granat mineralleri 0.3140 mm. büyülüktedir.

Opak mineraller, incekesitlerdeki opak mineraller genellikle hematit, limonit şeklindedir.

4. BAŞKALAŞIM KAYAÇLARININ KÖKENSEL YORUMU

Sarıcakaya masifindeki başkalaşım kayaçları petrografik yönden detayına incelenmiş ve her başkalaşım serisinin ayrı ayrı fasiyes haritaları yapılmıştır. Bu petrografik çalışmaların yanısıra 8 adet örneğin kimyasal analizi yapılarak petrokimya çalışmaları da yapılmıştır.

Özellikle başkalaşım kayaçlarının kimyasal analizlerinden hareket ederek bu kayaçların köken kayaçları araştırılmış, bir takım oksitlerin azlık veya çokluğuna göre başkalaşım şiddeti belirlenmiştir.

A. Osann Diyagramı ve Anlamı

Osann (1942) tarafından Al, S, F ve C, Al, Alk tıçgen diyagramlarında başkalaşım kayaçlarının köken kayaçları bölgeleri belirlenmiştir. Kimyasal analizlerden elde edilen 24

Osann Parametreleri Al, S, F ve C, Al, Alk üçgen diyagramlarına uygulanmış ve bu kayaçların "Paraköken" yani sedimanter kayaç kökenli olduğu belirlenmiştir. Osann Parametreleri değerleri Tablo 2'de ve Al, S, F - C, Al, Alk üçgen diyagramları Şekil 4'te verilmiştir.

Osann Parametreleri aşağıdaki şekilde hesaplanmıştır.

$$\begin{aligned} \text{Al} &= \text{Al}_2\text{O}_3 \\ \text{S} &= \text{SiO}_2 + \text{TiO}_2 + \text{P}_2\text{O}_5 \\ \text{F} &= \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{CaO} + \text{MgO} + \text{MnO} \\ \text{C} &= \text{CaO} \\ \text{Alk} &= \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} \end{aligned}$$

Yukarıdaki elementlerin % değerleri üzerinden parametreler hesaplanmıştır.

Örnek Parametre	1	5	23	28	58	61	H-25	H-35
Al	22.58	12.78	14.42	13.78	14.51	21.94	18.32	18.76
S	61.84	73.05	62.25	73.56	75.12	60.17	66.17	61.36
F	10.10	6.65	5.13	3.55	3.55	10.68	9.64	6.67
C	1.45	1.05	1.02	1.09	1.01	.1.52	1.70	1.57
Alk	6.08	6.24	8.29	7.81	7.07	7.24	6.17	5.80

Tablo 2. Orta Sakarya Havzasındaki Başkalaşım Kayaçlarının Osann Parametreleri.

Örnek Parametre	1	5	23	28	58	61	H-25	H-35
Al	23.89	13.80	17.63	15.16	15.57	23.64	19.64	21.61
S	65.42	70.11	76.10	80.93	80.62	64.84	70.30	70.70
F	10.69	7.19	6.27	3.91	3.81	11.24	7.69	

Tablo 3. Orta Sakarya Havzasındaki Başkalaşım Kayaçlarını Al, S, F Parametreleri (örnek yüzdeleri % 100'e tamamlanmıştır)

Örnek Parametre	1	5	23	28	58	61	H-25	H-35
Al	74.99	63.68	60.77	60.76	64.23	71.47	69.95	71.79
S	4.89	5.23	4.30	4.81	4.47	4.95	4.49	6.01
F	2.19	3.19	34.93	34.43	31.30	23.58	23.56	22.20

Tablo 4. Orta Sakarya Havzasındaki Başkalaşım Kayaçlarının C, Al, Alk Parametreleri (örnek yüzdeleri % 100'e tamamlanmıştır)

B. Simpson Çizelgesi ve Anlamı

Başkalaşım kayaçlarının kimyasal analizlerinden hareket ederek köken kayaçları hakkında kesin bulgular elde edilebilir. Buna göre kayaç içinde:

- SiO ₂	yüzdesi	% 60 dan fazla		
- Na ₂ O	"	<	K ₂ O	yüzdesi
- MgO	"	>	CaO	"
- Fe ₂ O ₃	"	>	FeO	"
Al ₂ O ₃				
Na ₂ O + K ₂ O + CaO				> 1

olursa kayaç parakökenlidir. Yani başkalaşım kayacın kökeni sedimanter kayaçtır.

İnceleme alanındaki başkalaşım kayaçlarında:

- SiO₂ yüzdesi % 60.10 ilâ % 73.00 arasında değerler taşır (61 nolu örnek hariç).
- Na₂O yüzdesi % 1.34 - % 4.65 arasındadır. Buna karşın K₂O yüzdesi % 3.13 - % 4.91 arasındaki değerlerdedir.
- MgO yüzdesi % 1.10 ilâ % 2.55 arasında olup, CaO % 1.01-% 2.26 arasında değişir.
- Başkalaşım kayaçları içinde;

$$\frac{\text{Al}_2\text{O}_3}{\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{CaO}} > 1$$

değerlerindedir. Bu bulgular inceleme alanındaki başkalaşım kayaçlarının sedimanter kökenli olduğunu belirler.

C. TiO₂ - F Diyagramı

TiO₂ - F Diyagramında Orta Sakarya Havzasındaki başkalaşım kayaçlarının örneklerinden yapılan kimyasal analiz sonuçları yer almaktadır. Buna göre, diyagram üzerinde de görüleceği üzere başkalaşım kayaçları köken olarak "Parakökenli"dir (Şekil 6).

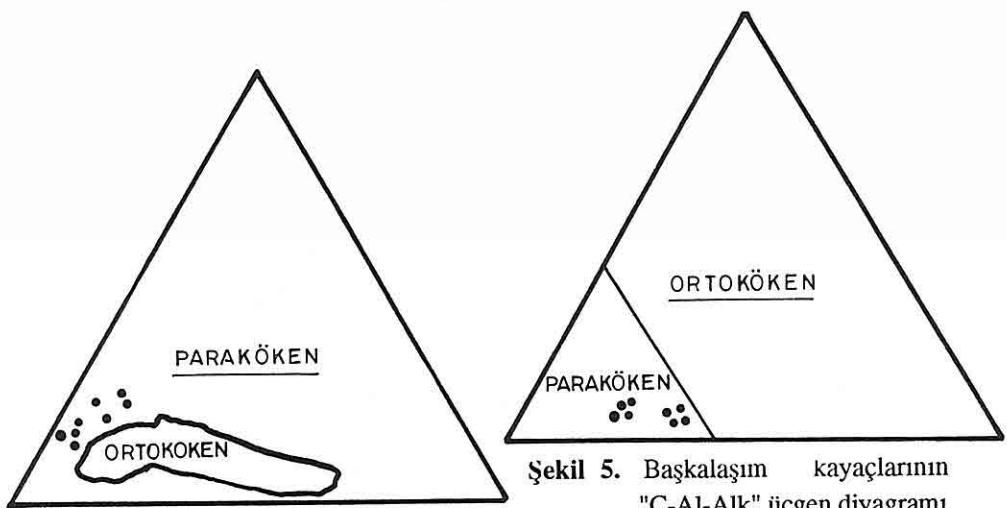
Bu diyagramda bulunan bulgular köken araştırması yapılan diğer diyagramlar ile de sağlanmaktadır.

5. SONUÇLAR VE TARTIŞMALAR

İnceleme alanının en yaşlı litolojik birimi olan başkalaşım kayaçları 3 ayrı başkalaşım koşullarında oluşmuş, ayrı tip başkalaşım fasiyesini karakterize etmektedir.

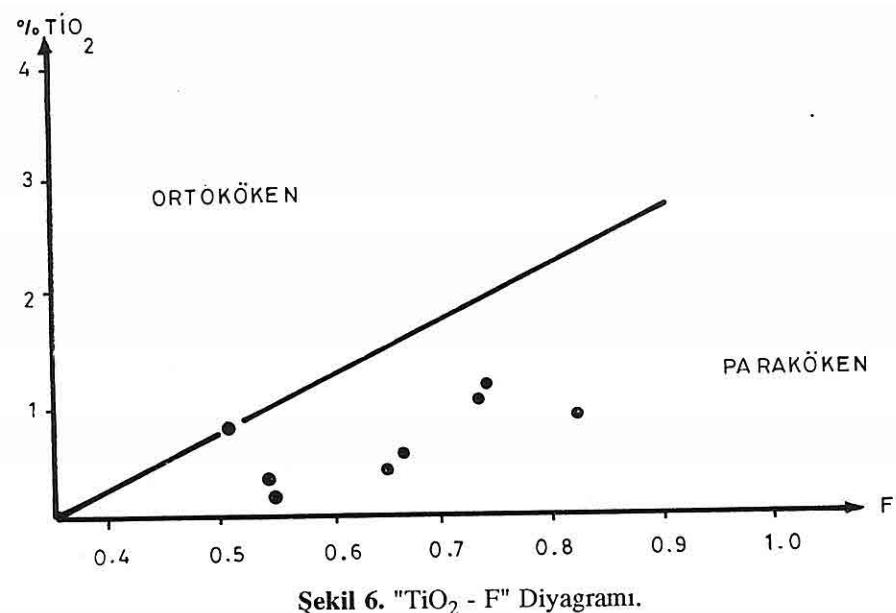
En düşük sıcaklıklı başkalaşım kayaçları "epinetamorfiter" olup, biyotitist-serisitist - grafitist-metabazit görünümündedir. Metabazitler hariç, bu başkalaşım kayaçları çok iyi şistozite düzlemlerine sahiptir.

Bölgelerel başkalaşım kayaçları yeşilist fasiyesinde olup, bu fasiyesin düşük sıcaklıklı alt fasiyesleri ve karakteristik kayaçlarıyla temsil edilmektedir. Gayet iyi şistozite



Şekil 4. Başkalaşım kayaçlarının "Al-S-F" üçgen diyagramı.

Şekil 5. Başkalaşım kayaçlarının "C-Al-Alk" üçgen diyagramı.



Şekil 6. "TiO₂ - F" Diyagramı.

düzlemlerine sahip olup, ekonomik sayılabilen pegmatit filonları içermektedir.

Bölgelik başkalaşım kayaçları, biyotitist, kloritleşmiş biyotitist, serisitleşmiş biyotitist, epidotist, granatist, gibi türlerde görülmüş ve bu kayaçları karakterize eden fasiyes ve alt fasiyeler belirlenmiştir. Konuya ilişkin olarak fasiyes haritası çizilmiştir.

Değme başkalaşım kayaçları hornfels ve amfibolit karakterinde olup, masif ve serisittir. Kayaç mineralleri arasındaki bağ çok sağlamdır. Yapraklanma düzlemleri yoktur.

Bölgelik ve değme başkalaşım kayaçlarının makroskopik ve mikroskopik gözlemlerinde ek olarak, fasiyes içinde yer alan 8 adet örneğin kimyasal analiz sonuçlarına dayanarak çizilen Al-S-F, C-Al-Alk Osann Diyagramları, F-TiO₂ diyagramı ve Simpson çizelgesine göre başkalaşım kayaçları (sedimenter) parakökenli olduğu belirlenmiştir.

6. KATKI BELİRLEME

Yazar, 1983 yılında tamamlanarak Anadolu Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü'ne sunulan doktora tezinin özleştirmiş bir bölümü olan bu makalesinde, doktora çalışmaları sırasında değerli yardımlarını esirgemeyen doktora yönetici sayın Prof.Dr.Altan GÜMÜŞ'e, Dokuz Eylül Üniversitesi Öğretim Üyelerinden sayın Prof.Dr.Özcan DORA'ya, Prof.Dr.Erkan NAKOMAN'a, Prof.Dr.Yılmaz SAVAŞÇIN'a, Anadolu Üniversitesi Öğretim Üyelerinden Prof.Dr.Rıfat BOZKURT'a teşekkürlerini borç bilir.

7. DEĞİNİLEN BELGELER

1. Altınlu, İ.E., *Orta Sakarya Jeolojisi: Cumhuriyetin 50.Yılı Yerbilimleri Kongresi*, 159-192, Ankara, 1973.
2. Ayaroglu,H., *Bozüyüük Metamorfiterinin (Bilecik) Petrokimyasal Özellikleri: Türkiye Jeol.Kur.Bült.*, 22/1, 85-101, Ankara, 1979.
3. Bingöl,E., *Discussions on the Metamorphic Map of Turkey in a Scale of 1/2.500.000 and Geotectonic Evulation of Some Metamorphic Belts: Bulletin of Mineral Research and Exploration Institute*, 83, 132-139, Ankara, 1974.
4. Çoğulu,H.E., *Sarıcakaya-Eskişehir Pegmatitlerinin Jeolojik ve Petrografik Etüdü: M.T.A. Enstitüsü Raporu*, 1709, Ankara, 1967.
5. Demirkol,C., *Üzümlü-Tuzaklı (Bilecik) Dolayının Jeolojisi: Türkiye Jeoloji Kurultayı Bülteni*, 20/1, 9-16, Ankara, 1977.
6. Kibici,Y., *Sarıcakaya Masifinin Jeolojisi, Petrografisi ve Petrolojik Etüdü (Doktora Tezi)*: Anadolu Üniversitesi Yayınları, 68, Eskişehir, 1984.
7. F.H., *Petrogenesis of Metamorphic Rocks: Newyork, Berlin*.
8. Yılmaz,Y., *Söğüt - Bilecik Bölgesinde Polimetamorfizma ve Bunların Jeoteknik Anlamı: Türkiye Jeoloji Kurultayı Bülteni*, 22/1, 77-85, Ankara, 1979.

**ÇATAKYURDU VE MADEN DERESİ (ACIPAYAM-DENİZLİ)
KROMİT YATAKLARININ ÖZELLİKLERİ**

Mehmet YILDIZ

MTA Batı Anadolu Bölge Müdürlüğü, Bornova-İzmir / Türkiye

Ahmet AYHAN

*Selçuk Üniversitesi, Mühendislik-Mimarlık Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü,
Konya / Türkiye*

ÖZET : Acipayam peridotitleri olarak anılan birim; a) başlıca dunit seviyeli harzburjit ve serpentinitlerle temsil edilen tektonitler, b) dunit, verlit, piroksenit, serpentinit ve gabro ile temsil edilen kümülatlardan meydana gelmektedir. Tüm istif, çok sayıdaki bazik dayklar tarafından kesilmiştir.

Kromit yatakları, inceleme alanının doğu kesiminde Çatak Dereesi ve Maden Dereşini katedecek şekilde uzanan K-G doğrultulu kesikli bir zon boyunca izlenmektedir. Tektonitler içinde yer alan ve dunitik bir kılıf ile kuşatılan zonların genel uzanımları, magmatik bantlanmalara uyumludur.

Cevherli zonlarda, nodüllü ve saçılımlı cevher tipleri bulunmaktadır. Cevher bantlarında ritmik oluşumlar, çapraz bantlanmalar, jeopedal, akma ve kayma yapıları ayırtedilmektedir. Bu tip özellikler, kromit cevherlerinin küçük hacimli magma odalarında bazen sakin, bazen de bileşimin değişmesini ve farklı cevher tiplerinin oluşmasını sağlayan türbülans hareketlerle litostatik basıncın etkisi altında gelişiklerine işaret etmektedir.

**PROPERTIES OF CHROMITE DEPOSITS OF ÇATAKYURDU AND
MADEN DERESİ (ACIPAYAM-DENİZLİ) REGION**

ABSTRACT : The complex known as Acipayam peridotite is divided into two subunits; tectonites and cumulates. Tectonites are represented by harzburgites and dunite levels associated with serpentinites, cumulates by dunites, wherlites, proxenites, serpentinites and gabbros. Both subunits are cut by basic dykes.

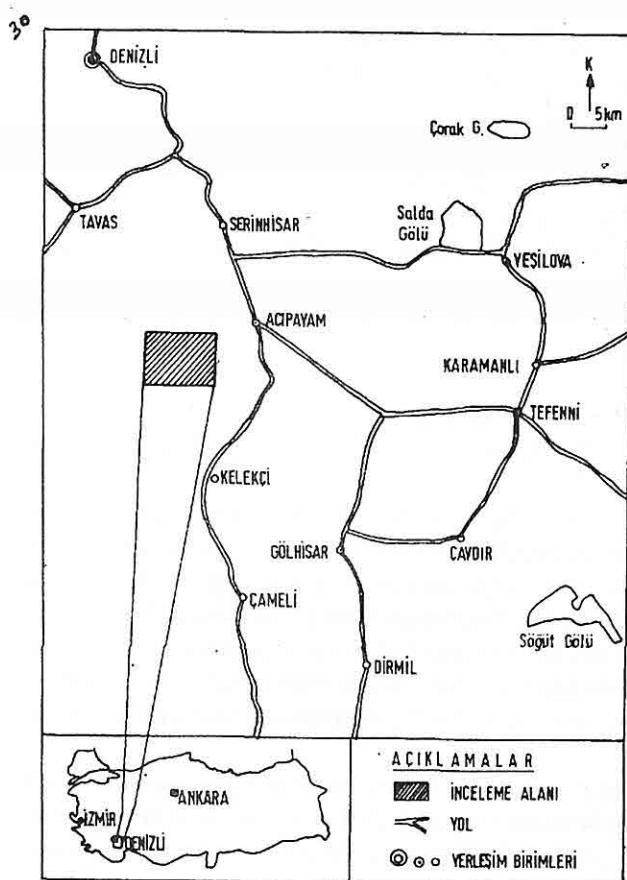
Chromite deposits are observed along a N-S trending discontinuous zone, which crosses Çatak and Maden Creeks. The general trend of the chromitite zones occurring with the dunite envelope in harzburgite (tectonite) and are aligned parallel to the magmatic layering.

Massive, nodular and disseminated ore types are present in ore-bearing zones. Rythmites, cross banding, geopedal, flow and slump structures are recognizable within ore bands. Such features indicate that chromite ores were developed in small magma chambers sometimes under tranquil conditions and sometimes under turbulent conditions associated with lithostatic pressure, which cause the formation of ores in differing types and composition.

1. GİRİŞ

İnceleme alanı; Denizli ili, Acıpayam ilçesinin 5.5 km güneybatısında, Çatakyurdu ile güneyindeki kesimleri kapsamaktadır (Şekil 1).

İncelenen saha, Batı Toroslarda Acıpayam peridotitinin bir bölümünü oluşturmaktadır. Bu peridotit, Yeşilova-Tefenni ofiyolitleri olarak adlandırılan ultrabazik kayaçların bir parçasını temsil etmektedir. Bölgede daha önce genel jeoloji kapsamlı (Brunn ve Poisson, 1973; Sarp, 1976; Juteau, 1975) ve maden jeolojisine yönelik (Balci, Yıldız ve Sarıkaya, 1976) bazı çalışmalar yapılmıştır. Ancak, doğrudan doğruya inceleme alanını kapsayan ayrıntılı bir araştırma bulunmamaktadır. Bu nedenle bu çalışmada ayrıntılı harita alımı yürütülerek peridotitler as birimlere ayrılmış, petrografik tanımlamaları gerçekleştirilmiş, kromit yataklarının ofiyolitik dizi içindeki yeri ve özellikleri araştırılmış, oluşum mekanizmaları yorumlanmaya çalışılmıştır.



Şekil 1. İnceleme alanının yer bulduru haritası.

2. STRATİGRAFİ

İnceleme alanı, Batı Toroslar'ın Yeşilova-Tefenni sürüklenim kuşağının kuzeybatı ucunda Acipayam Peridotit birimi içinde yer almaktadır.

Bölgede, Jura-Kretase yaşı dolomitik kireçtaşları ve bu kireçtaşları üzerine tektonik hareketlerle yerleşmiş ultrabazik-bazik kayaçlar ile tüm birimleri uyumsuz olarak ören Tersiyer yaş tortullar bulunmaktadır. Bu çalışmanın doğrudan doğruya kromitlerle ilgili olması sebebiyle istifte yer alan birimlerden sadece Acipayam Peridotitlerinin özellikleri üzerinde durulacaktır.

2.1. Acipayam Peridotitlerinin Genel Özellikleri

Acipayam peridotit biriminde yapılan detay etüdler ve mikroskopik incelemelere göre birim, tektonitler ve onları üzerleyen kümülatlar olmak üzere iki asbirim ile bunları kateden bazik dayklar şeklinde ayrılmıştır (Şekil 2 ve 3).

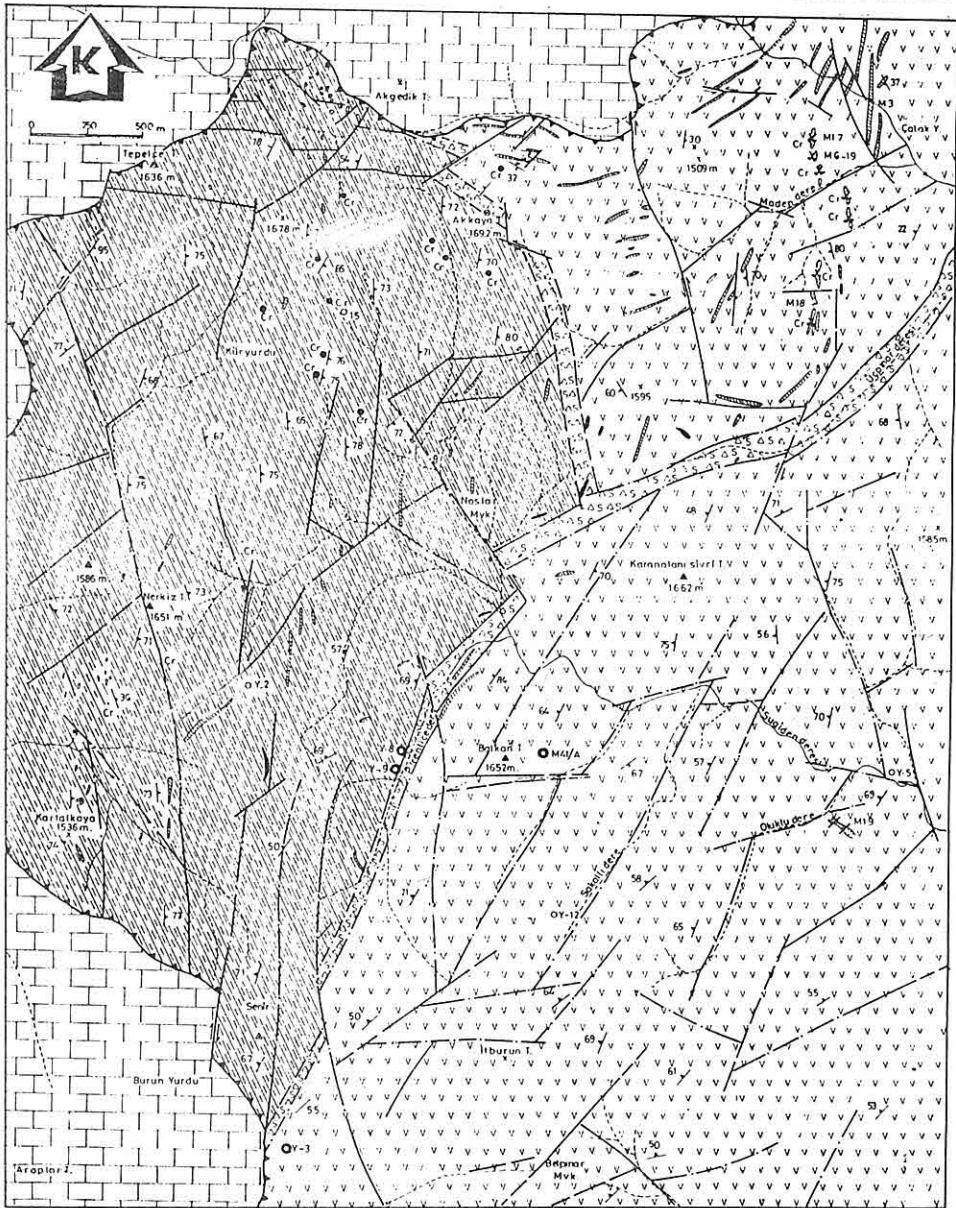
2.1.1. Tektonitler

İnceleme alanının güneydoğusunda İtburun Tepe, Kocagüney Sırtı, Balkan Tepe ve Karalan Sivrisi Tepesini içine alan geniş bir bölgede yayılım gösteren tektonitler, toplam 1800 m'lik bir istif kalınlığına sahiptir. İstif; başlıca harzburjıt, daha az olarak dunit kılıflı kromit kütelerinden oluşmaktadır. Dunitler, çoğunlukla tektonit karakterli istifin en üst bölümünde yer almaktadır.

Harzburjıtler, zeytin yeşili bir renge sahiptir. Ancak, atmosferik etkilerle yüzeylerinde kalınlığı 5-10 cm'yi bulan kiremit kırmızısı renkli okside bir kılıf gözlenir. Bu durum, harzburjıtlerin bünyesindeki +2 değerli demirin oksidasyon süreçlerinin etkisi sonucu +3 değerlikli hâle geçmesi ile ilgilidir. Sözkonusu renklerin varlığı, harzburjıtlerin arazide daha kolay bir şekilde ayırtedilerek tanınmalarına imkân sağlamaktadır. Tektonitler, inceleme alanında yüksek tepeler ve derin vadiler şeklinde izlenebilen sert morfolojiler sunarlar.

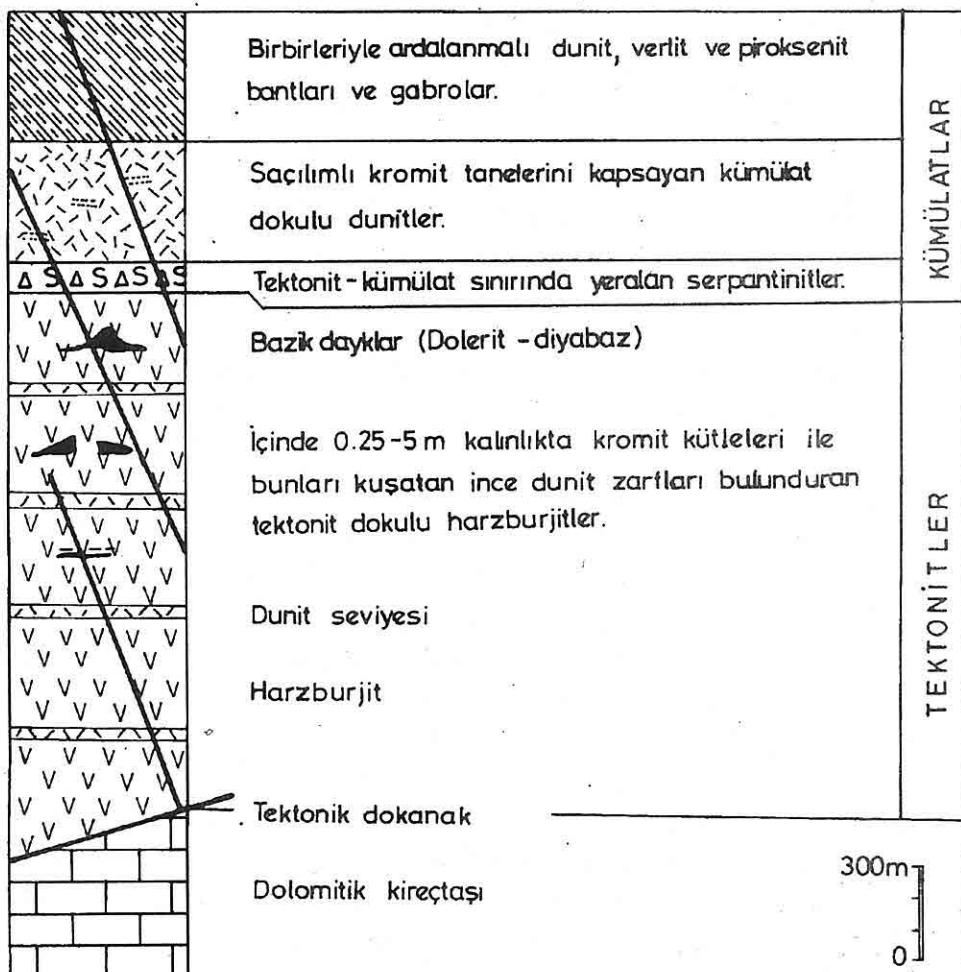
Harzburjıtlerde belirgin bir bantlanma gözlenir. Bantlanma, kayaç yüzeylerinin aşınmasıyla birlikte, olivinli kısımlara göre daha dayanıklı olan ve belirli yönlerde dizilmiş durumda bulunan piroksen kristalleri ile kendini göstermektedir. Olivin ve piroksen kristallerinin ayrı ayrı düzlemlerde toplanmasıyla oluşan bantlar, bazen bantlanma düzlemlerini geniş açılarla kesmektedir. Bu durumda kromit tanelerinin belirli yönlerde dizilmeleri ile ortaya çıkan çizgisellik özellikleri, bantlanmanın varlığının sağlıklı biçimde belirlenmesinde özel bir öneme sahiptir. Harzburjıtler, esas olarak olivin (% 80-85), daha az miktarda ortopiroksen (enstatit) ve klinopiroksen (% 15-20) ile çok az miktarda kromitten meydana gelmektedir.

Harzburjıtler, serpentin mineralleri, talk ve klorit gibi ikincil mineralleri kapsarlar. Bunların yayılımları, cm mertebesinde bile çok farklılıklar gösterir. Olivin kristalleri, özsekilsiz taneler halinde olup, çoğunlukla bol çatlaklı ve değişen oranlarda



AÇIKLAMALAR

Şekil 2. İnceleme alanının ayrıntılı jeoloji haritası.



Şekil 3. Çatakyurdu ve Maden Deresi (Acipayam) çevresi peridotitlerine ait dikme kesit.

parçalanmışlardır. Yer yer porfiroblast şeklindeki büyük tanelerin etrafında küçük taneler şeklinde bulunmaktadır. Olivinlerde seyrek olarak izlenen uzama izleri, muhtemelen plastik deformasyonla ilgilidir. Olivin kristalleri genellikle kenarlarından itibaren ve çatlakları boyunca serpentinleşmişlerdir. Serpentinleşmenin ileri derecede geliştiği kesitlerde yaygın ağ (mesh) dokusu ortaya çıkmıştır. Harzburjitel içerisindeki

ortopiroksenlerde sıkça kink-band ve olivinlerde mekanik ikizler gibi deformasyon oluşumları izlenmektedir. Mekanik ikizler, plajiolas ikizlerine benzemekte ve dalgalı sönmeler göstermektedirler.

Ortopiroksen (enstatit), harzburjitterde ikinci önemli mineraldir. Genellikle yarı özçekilli kristaller şeklinde gözlenen piroksenler, olivinlere oranla daha iri olmalarına rağmen, daha az oranda serpantinleşmişlerdir. Ortopiroksenlerin dilinimleri boyunca yer yer klinopiroksen ayrımları izlenmektedir. Bunlar, muhtemelen plastik deformasyon sırasında düşük sıcaklıklarda oluşmuşlardır (Anıl, 1986). Tektonik hareketlerin etkili olduğu fay zonlarına yakın kısımlarda yeralan harzburjittlere ait olivinler tamamen, piroksenler ise kısmen serpantinleşmişlerdir.

Genellikle ksenomorf taneli dokuya sahip olan harzburjitter, tektonığın etkili olduğu bölgelerde porfiroklastik doku gösterirler. Porfiroklastik dokulu kaya örneklerinde iri tanelerin etrafı adeta matriks görünümünde olan küçük taneler tarafından sarılmışlardır.

Harzburjitter içinde birkaç cm ile birkaç on metre kalınlıklara sahip olan dunit bantları vardır. Açık kahve veya yeşilimtrak kahve renkler gösteren dunit bantları, bazen harzburjitterle düzenli olarak ardalanmalı, bazen de bu kayaçlar içinde mercekler halinde bulunurlar. Sözkonusu dunit bantları tektonik segrerasyonla oluşmaktadır (Anıl, 1986; Nicolas ve Porier, 1976). Balkan Tepe ve İtburun Tepe'de tipik örnekleri gözlenir. Harzburjittlere göre daha yumuşak olan ve daha çabuk ayırsabilen dunitlerde bantların doğrultuları boyunca oluk şeklinde profiller gelişmiştir. Taze dunitler, zeytin yeşili renklerdedirler. Serpantinleşmenin yoğun olduğu kesimlerde daha koyu renkler sunarlar. Atmosferik etkilerle dış yüzeylerinde ve çatlaklarından itibaren 5-10 cm kalınlıkta bir oksidasyon kılıfı oluşarak kiremit rengini almışlardır.

Tektonitler içinde bulunan dunitlerin çok büyük bir bölümü olivinden ibarettir. Harzburjitterle geçişli olduklarıdan incekesit yapmak amacıyla alınan numunelerin sınırlarına yakınlığına ve uzaklığuna göre içerisindeki ortopiroksen oranları değişmekte, ya da ortopiroksen hiç görülmemektedir. Dunitlerin içerisinde sıkça yarı özkekili ve özkekilsiz kromit tanelere rastlanmaktadır. Dunitleri meydana getiren olivinler, genellikle küçük taneli ve özkekilsizdirler. Bunlar kenarlarından itibaren değişen oranlarda serpantinleşmişlerdir. Serpantinleşmenin yoğun olduğu kesimlerde harzburjitterde olduğu gibi tipik ağ (mesh) dokusu gelişmiştir.

Tektonit dokulu dunitlere ait olivinlerde plastik deformasyon izlerinden başka, bazı kesitlerde uzamış ve yassılaşmış kromit taneleri de belirli bir yönlenme kazanmışlardır. İncelenen kesitlerde gözlenen dokusal özellikler, tektonitlerin plastik deformasyonlara maruz kaldıklarını göstermektedir. Tektonit dokulu kayaçlarda izlenen bir diğer özellik de kristaller arasındaki sınırlar boyunca kısmî ergimelerle oluşmuş sinüsoidal ilişkilerdir.

2.1.2. Kümülatlar

İnceleme alanının kuzeydoğusundan başlayıp, güneybatı yönünde sahayı boydan boyaa kateden kayaçlarda ileri derecede serpantinleşmiş ve yer yer bresik özellik kazanmış tektonik bir hat bulunmaktadır. Bu hattın kuzeyinde ve güneybatisında kalan bölgede yaklaşık 750 metrelük bir istif kalınlığı sunan kümülatlar yüzeylemektedir (Şekil 2).

Tektonitlerle olan dokanakları oldukça bresik ve serpantinize olan kümülatlar; başlıca dunit, serpantinit, verlit, piroksenit ve gabrolarla temsil edilmektedir. İstifin tabanından itibaren gözlenen dunitler, Pirenlice Dere'nin batısından itibaren Nergis Tepe'ye kadar uzanan bir alanda yüzeylemişlerdir. Açık kahverengimsi tonlarda oksidasyon kılıfı ile sarılmış bulunan dunitler, yer yer elle ufalanabilecek ölçüde ayrılmışlardır. İçlerinde az miktarda saçılımlı ve yer yer çok ince bantlı kromitler izlenmektedir. Kümülatlar, Nergis Tepe kuzeyinden itibaren Küryurdu ve Akkaya Tepe batısında belirgin bir şekilde dunit, verlit ve piroksenit bantlarının ardalanmaları ile temsil edilmektedir. Bu ardalanmalı bantların kalınlıkları birkaç cm ile dm arasında değişmesine rağmen, bu bölümdeki uzanımları yüzlerce metreyi bulmaktadır.

Çoğunlukla olivinlerden meydana gelen kümülat dunitler, az miktarda piroksen ile yer yer kromit kristallerini kapsarlar. Olivin kristallerinde parçalanma, uzama ve bükülme gibi deformasyon izleri görülmektedir. Dunitlerin üst seviyeleri ile piroksenitlere geçiş zonlarında dunit ve piroksenit bantlarıyla ardalanmalı olarak bulunan verlitler gözlenmektedir. Daha üst seviyelerde yeralan piroksenitler, makro seviyedeki iri kristalleriyle tabakamsı bir görünüm sunarlar. Bunlar, klinopiroksen, ortopiroksen, olivin ve plajiolasdan ibaret bir bileşime sahiptir. Kümülatları oluşturan mineraler; kümülüs ve interkümülüs kristallerden ibarettir. Kümülüs kristaller magma içinde oluşan, daha sonra dibe doğru çökelerek magma haznesi tabanında biriken ilk kristallerdir (Özkan, 1985; Karaman, 1987). İnterkümülü ise tortul kayaçlardaki çimentoya benzer şekilde kümülüs kristaller arasındaki boşlukları dolduran, magma sıvılarının olduğu yerde katılaşması ile oluşmuş kristallerdir. Bu tür yapılar piroksenlerde yaygın olup, piroksenler, kümülüs taneleri arasında boşlukları doldurmuş özçekilli, ya da yarı özçekilli kristaller halindedirler. Serpantinleşmiş olan örneklerde olivinler, meydana gelen elek dokusunun içinde kalıntılar şeklindedirler.

Verlitler, olivin ve klinopiroksenlerden ibarettir. Piroksenitler de oldukça iri klinopiroksen kristallerini kapsar. Gabrolarda ise klinopiroksen (ojit), labrador türü plajiolas ve çok az miktarda olivin gözlenmektedir.

Kümülat istifin tabanında yeralan dunit, verlit ve piroksenit arasında geçiş kayacı durumunda olan gabrolarda plajiolas miktarı artarken, olivin miktarı belirgin şekilde azalmaktadır. Normal gabroların üst seviyelerinde ise olivin tamamen kaybolmaktadır.

2.1.3. Bazik Dayklar

Çatakyurdu civarında, Akkaya Tepe ve Nostar mevkiinde çok yaygın olarak bulunan bazik dayklar, peridotitlerle ilgili bütün birimleri kesmektedir. Bu daykların kalınlıkları 3 ile 30 m arasında değişmektedir. Uzunlukları ise birkaç yüz metreye kadar ulaşmaktadır. Çoğunlukla dike yakın konumludur. Genel uzanım yönleri, genellikle K-G ve KD-GB olan daykların, katettikleri birimlerle köken açısından herhangi bir ilişkileri yoktur.

Bazik dayklar, jeokimyasal ve petrografik açıdan diğer kayaçlardan farklı özelliklere sahiptirler. Tektonit ve kümülatları kesmeleri sebebiyle bu kayaçların sözkonusu bölgeye yerleşmelerinden önce oluşmuş olmaları gerekmektedir. Daykların, ultrabazik kayaçlarla olan dokanakları aşırı derecede ezikli olup, buralar büyük ölçüde serpantinleşmişlerdir. Yerleşim sonrası etkili olan tektonik olaylarla önemli ölçüde parçalanınan bazik dayklar, daha sonra aynı hareketlerin devam etmesi sebebiyle değişen oranlarda parçalanarak daha küçük bloklara ayrılmışlardır. Çevresindeki kayaçlara oranla daha sert bir yapıya sahibolmaları ve ayırmaya karşı dayanıklılıkları nedeniyle de düz arazilerde ve peneplenlerde kale duvarları gibi sert ve keskin morfolojik şekillerde izlenirler. Buna karşılık, yamaçlarda ve vadilerde gravite hareketleri etkisinde iri bloklu yığınlar oluşturmuşturlardır.

Tektonik etkinin yoğun olduğu Nostar Mevkii ve Çatak Deresi gibi kesimlerdeki bazik dayklar, rodenjite dönüşmüşlerdir. Rodenitleşmiş olan bazik dayklar; beyaz, kirlibeyaz ve gri renk tonları kazanmışlardır.

Dayklara ait örneklerin mikroskopik incelemelerinde, bunların orta ve ince taneli bileşenlerden meydana gelen bir doleritik dokuya sahip oldukları görülmüştür. Tipik soğuma kenarlarından alınan incekesitlerde ofitik doku sunarlar. Diyabazın fenokristalleri ojit ve plajiolaslardan, matriksi ise aynı şekilde ojit ve plajiolas mikrolitlerinden ibarettir. Ojit fenokristalleri; yarı özçekilli ve özçekillidir. Bunlarda sıkça zonlanma ve ikizlenme gözlenir. Plajiolaslar kloritleşmiş ve epidotlaşmışlardır. Diyabazlarda çok az miktarda opak mineraller de bulunmaktadır. Daykların soğuma kenarlarından iç kısımlara doğru yapılan incekesitlerde tane boyutlarında büyümeye ile birlikte tipik diyabaz dokusu görülmektedir. Plajiolas kristallerinin meydana getirdiği çokgen boşluklarda ojit kristalleri yer almıştır. Rodenitleşmiş olan diyabaz dayklarında plajiolaslar, büyük ölçüde hibsite (hidrogranat) dönüşmüşler, buna karşılık klinopiroksenler büükülmüş, opaklaşmış ve hatta yer yer uralitleşmiş ve karbonatlaşmışlardır.

3. KROMİT YATAKLARI

Acıpayam Peridotit birimi içerisinde; Mevlütler, Çatakyurdu Mevkii ve Maden Deresi civarında çok sayıda kromit yatağı bulunmaktadır. Bunlardan inceleme alanı bitişinde

bulunan Mevlütler zuhuru da köken ve oluşum özellikleri bakımından diğer zuhurlara benzerlik göstermektedir. Bu çalışmada incelenen Çatakyurdu ve Maden Deresi kromit zuhurları, K-G yönünde 1 km kadar uzanan mercek dizileri hâlinde izlenirler. Sözkonusu hat, yanal atımlı faylarla yer yer ötelenmiştir. Kromit mercek dizileri, Çatak Deresi kuzey yamacından itibaren 50-60 m uzunluk, 4-5 m genişlik ve en çok 25 m derinlik sunan bir mercek ile başlamaktadır. Güney yönünde Çatak Deresi'ne kadar olan 400 m'lik mesafede yaklaşık aynı boyutlarda aralarında 50 m mesafe ile üç ayrı mercek dizisi daha bulunmaktadır. Çatak Deresi kuzeyindeki mercek dizilerinin bir bölümü, Maden Deresi güney yamacından itibaren kuzeybatıya doğru ötelenmiş ve 600 metrelük bir mesafe boyunca birbirlerinden 40-50 m uzaklıkta 4 ayrı mercek dizisi şeklinde "Maden Deresi zuhurlarını" oluşturmuştur.

Çatakyurdu ve Maden Deresi kromit zuhurlarında cevherli zon, dunitik bir kılıf özelliği gösteren yankayaç içerisinde birincil sınırlı saçılımlı cevher ile başlamaktadır. Daha sonra dunit bantları, birbirine paralel şekilde uzanan birçok saçılımlı, nodüllü ve masif karakterli cevher bantları ile ardalanma gösterirler. Bu ardalanmalı zonun kalınlığı en fazla 5 m kadardır. Sözkonusu zon içinde cevher-yantaş oranı % 70 civarındadır. Ancak, Maden Deresi'nin en güney ucunda bulunan kromit merceğinde, cevherli zonun kalınlığı 10 m'den biraz fazla olup, bantlar diğerlerine göre çok daha yaygındır. Burada cevher-yantaş oranı % 50 civarındadır ve cevher-yantaş ilişkisi lokal olarak değişen oranlarda tektonik hareketlerden etkilenmiştir.

Cevherli bantların tenörleri oldukça farklıdır; Tenör, masif cevherli bantlarda % 45-50, nodüllü cevher bantlarında % 30-35, saçılımlı bantlarda ise % 25-30 Cr₂O₃'dür. Cevher zonu içinde yer alan kromit bantlarında ölçülen doğrultu ve eğim değerleri (K7°D/69°GD), bunları çevreleyen kayaçlarda belirlenen magmatik bantlanmalarda ölçülenlere (K5°D/62°GD) büyük ölçüde uyumluluk göstermektedir.

Cevherli zondan alınan örneklerin mikroskopik incelemelerinde, çoğunlukla yarıözşekilli olan bazı kromit tanelerinin kenarlarında korrozif şekiller ve düzensizliklerle birlikte genel olarak kataklastik ve yönlü kırımlar yaygındır. Kataklastik kırımlı kromit tanelerinin araları, serpentin mineralleri ile doldurulmuştur.

4. TİPİK MAGMATİK YAPILAR

Magmatik oluşuklar, tipki sedimanter kayaçlarda gözlenebilen çok sayıdaki birincil yapıya sahiptir. En önemli birincil yapılar arasında magmatik tabakalanma (magmatic layering) sözkonusudur. Magmatik tabakalanma süreçleri sırasında farklı türde madde gelimine göre de ritmik tabakalar ortaya çıkmaktadır. Çatakyurdu ve Maden Deresi yataklarında ritmik tabakalanmanın mükemmel örnekleri izlenmektedir. Özellikle dunit

bantları ile saçılımlıdan masife kadar değişen kromit cevherli bantlar, birbirleriyle ardalanmalıdır (Şekil 4a). Bu tür ritmik oluşumlar, magmanın ısı kaybetmesi sonucunda, sürekli veya kesintili konveksiyon akıntılarının yaratılması ve çökelen minerallerin tür ve nisbi oranlarındaki değişimlerle ilgilidir (Özkan, 1985).

İnceleme alanında tipik magmatik yapılar, esas olarak farklı tipleri yansitan cevher bantlarında gözlenmektedir. Bunların başlıcaları; torbalanma, çapraz bantlanma, kayma, jeopedal, merceksi ve akma yapılarıdır. Bunlardan jeopedal yapılar, ince kromit bantları ile nodüler şekilli kromit toplulukları arasında gelişmiştir. Nodüler kromitlerin hemen altında veya üzerlerinde yer alan kromit bantlarında belirgin büükülmeler görülmektedir (Şekil 4b). Benzer yapılar, birçok sedimanter maden yatağı için tipiktir (Zimmermann, 1969; Zimmermann, 1970; Ayhan, 1979; Ayhan, 1991) ve bunlar diyajenetik süreçlerle şekillenmişlerdir. Oysa; kromitlerde gözlenen jeopedal yapılar, henüz plastik veya yarı plastik hâldeki dunit ve kromit minerallerinin belirli bir litostatik basınç altında farklı davranışlarının bir sonucudur.

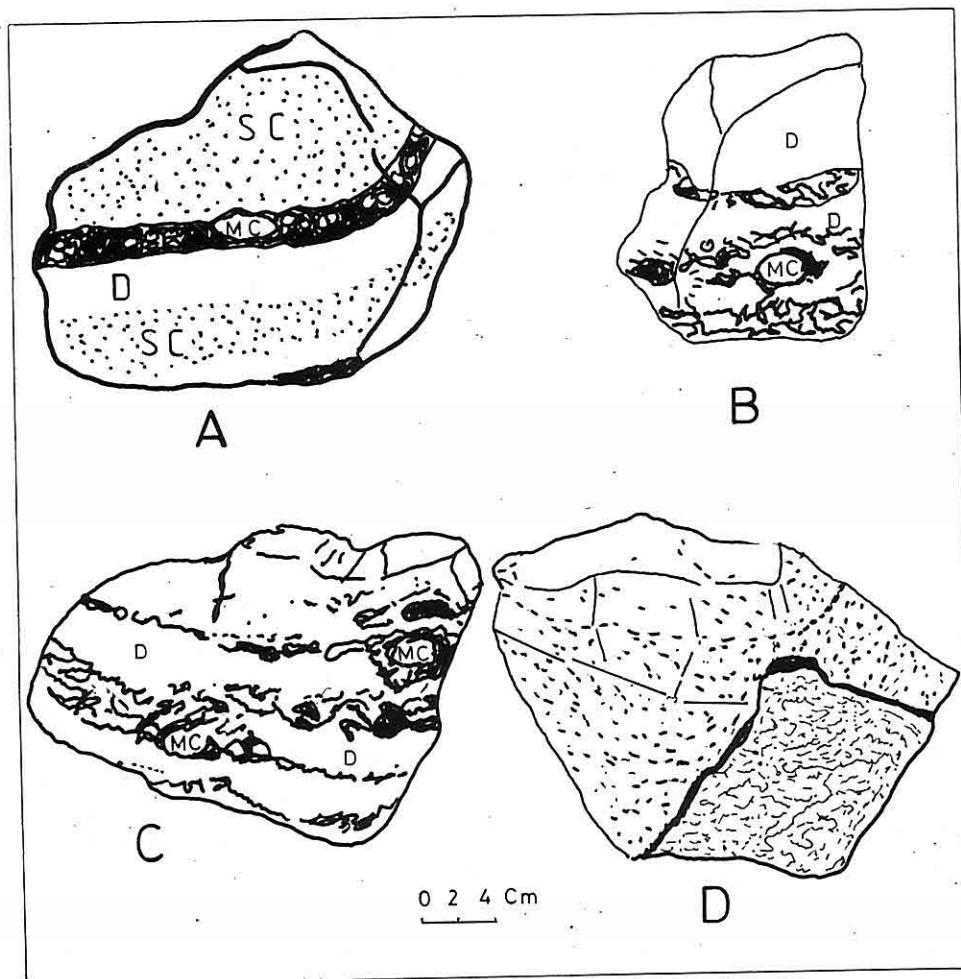
Jeopedal yapılara göre daha az gözlenen bir yapı türü de torbalanmadır (Şekil 4c). Bu yapı da henüz plastik halde bulunan dunit bantları üzerinde yer alan kromit yığışları ile ilgilidir. Dunitlere göre daha yoğun olan kromit topluluklarının özellikle, düşey yönde gerçekleşen hareketleri, sarkma ve torbalanmalara yol açmıştır.

Tipki sedimanter kayaçlarda olduğu gibi kromit ve dunit bant toplulukları arasında çapraz tabakaların gözlenmektedir. Birbirine paralel konumda bulunan iki bantlanma grubu arasında belirgin bir açı bulunmaktadır (Şekil 4d). Bilindiği gibi oldukça yavaş bir şekilde soğuyan kromit ve dunitlere ait kristallerin çok yavaş hızlarda çökelmeleri sonucunda bir açonin ortaya çıkması, tamamen eştektonik (sintektonik) olayların bir sonucudur. Çapraz konumun, ya alta bulunan bant topluluklarının ilksel çökelme konumlarını kaybetmeleri veya türbülanslı bir gelimle ilgili olabileceği düşünülmektedir. Bunların yanısıra henüz tam katılaşmamış bant topluluklarının eştektonik hareketlerle birlikte birbiri üzerinde kaymaları sonucunda da çapraz konumlu bant topluluklarının gelişebileceği hususunu da gözardı etmemek gerekir.

İncelenen kromit bantlarında plastik deformasyonla ilgili yapılara sıkça rastlanmaktadır. Bu tür yapıların en yaygın olanları; mercek ve kayma (slumping) yapılarıdır. Gerek eştektonik hareketler, gerekse litostatik basınç ve yoğunluk farklılıklarını, el örneği ve mikroskopik ölçeklerle gözlenebilen merceksi yapının olmasını sağlayan ana unsurlardır.

5. KROMİTLERİN KÖKENİ

Inceleme alanı ve yakın çevresinde bulunan kromit zuhurları, yanal atımlı faylarla yer yer ötelenmelerine rağmen, istifin tektonit bölümünün üst kesiminde belirgin bir zon



Şekil 4. Kromit yatakları ile ilgili bazı yapı örnekleri;

- Saçılımlı (SC) ve masif (MC) cevher bantları ile dunit (D) bantlarının ardalanması.
- Bir kromit nodülü (MC) ile üzerinde yer alan bir kromit bandı arasında izlenen jeopedal yapı örneği.
- Kromit bantlarında çapraz bantlanma, torbalanma (şeklin sağ yarısında) ve belirgin akma yapıları.
- Bir çapraz bantlanma örneği.

hâlinde uzanırlar. Oluşum sonrası ilksel konumlarını tektonik etkilerle yer yer kaybetmelerine rağmen, harzburjit ve dunit gibi çevrelerinde yüzeylenen kayaçların genel uzanım yönüne paralellik gösterirler. Belirtilen özellikleri ile incelenen kromitlerin stratigrafik bir kontrole sahiboldukları anlaşılmaktadır.

Yataklar, genel görünümleri itibariyle merceksi bir geometride, çoğunlukla birkaç metreyi geçmeyen dunitik kılıfla ilksel kontak ilişkilerine sahiptir. Kalınlıkları birbirinden farklı olan merceksi cevher kütelerinin uzunlukları da farklıdır. Bu durum, genellikle birincil cevher geometrisini yansıtma olup, oluşum sonrası tektonik olayların etkileri tali bir nitelik taşımaktadır. Ancak, masif kromitlerde önemli deformasyon izleri gözlenmektedir. Herbir mercekte masif, nodüler ve saçılımlı kromit cevherleri görülmektedir. Ancak, bunların karakterleri birkaç metre ve hatta bazen birkaç dm mesafede bile değişmektedir. Böyle bir durum, değişik hızlarda ve farklı zamanlarda farklı oranlarda malzeme gelimi ile ilgili olabilir. Ritmik bantlanmalar da aynı şekilde anılan faktörlerin kontrolünde olmuşlardır. Tüm bu veriler, kromit cevherinin yer yer oldukça sakin, yer yer de bileşimi değiştiren ve cevher tiplerinin olmasını sağlayan türbülanslı hareketlerin ve konveksiyon akımlarının etkili olduğu küçük hacimli magma odalarında ortaya çıkabileceklerini göstermektedir.

Maden Deresi ve Çatakyurdu kromit yataklarında yaygın nodüler kromitin bulunması, Juteau (1975) ve Üşümezsoy (1986) tarafından magmadan kaynaklanan pirolitik diyapirin magma odası içinde yükselmesi şeklinde tanımlanan kromit yatak oluşum model kapsamına girebileceğine işaret etmektedir.

6. SONUÇLAR

İnceleme alanında, Acıpayam Peridotiti olarak isimlendirilen birimin; esas olarak harzburjit, daha az oranda dunitten ibaret tektonit ile dunit, verlit, piroksenit, gabro ve serpentinitten ibaret kümülat asbirimlerinden meydana geldikleri, bunlardan kümülatların eksik bir dizi karakterinde oldukları belirlenmiştir. İki asbirim arasında yoğun tektonik etkilerle parçalanmış ve serpentinleşmiş bir zon yer almaktadır. Heriki asbirim, genel konumları K-G olan çok sayıda diyabaz dayakları ile kesilmiştir. Bölgedeki ofiyolitik kompleks, Kretase yaşıdır. Bu kompleks, Üst Kretase'de, Liyas-Senomaniyen yaşı birimler üzerine yerleşmiş ve böylece bugünkü konumunu almıştır.

Merceksi bir geometriye sahibolan kromit küteleri, tektonitlerin kümülatlara yakın üst bölgelerinde olmuşlardır. Stratigrafik kontrollü olan cevher küteleri, oluşum sonrası ortaya çıkan faylarla yer yer ötelenmişlerdir. Dunitik bir kılıfla sarılı olan kromit mercek dizilerinde bantlı yapılar hakim olup masif, nodüler ve saçılımlı cevher tipleri ayırtedilmektedir.

Yataklarda tipik magmatik tabakalanma (bantlanma), ritmik bantlanma, çapraz bantlanma, torbalanma ile jeopedal, kayma ve akma yapıları ayrırtılmıştır. Tüm arazi ve petrografik gözlemler, Alpin tipi karakterize eden kromit yataklarının zaman zaman sakin olan, zaman zaman türbülans hareketlerinin ve magmatik konveksiyon akımlarının etkili oldukları bir ortamda oluşturuları, daha sonra ofiyolitik kompleksin bölgeye yerleşmesi sırasında kromit seviyelerinin yankayaçları ile birlikte bu tektonik olaydan önemli ölçüde etkilenderek bazı yapısal özellikler kazandıkları belirlenmiştir.

Arazi bazında ve petrografik olarak yürütülen çalışmalarla göre, incelenen kromit yataklarının birçok özelliği ile yataklanma özellikleri bakımından, Toros kuşağında yüzeylenen ofiyolitik seviyelere bağlı kromit yataklarına büyük ölçüde benzerlik gösterdikleri anlaşılmaktadır.

7. KAYNAKLAR

1. Anıl,M., Pozanti-Karsanti Ofiyolit Karmaşığı İçinde Seyrek Görülen Bantlı Kromit Cevherleşmeleri; Tekneli ve Sarıçobandere Ocakları. S.Ü. Müh.Mim.Fak. Derg., 1:2, 42-57, 1986.
2. Ayhan,A., *Geologie und Mineralogie der Blei-Zink-Baryt-Lagerstaetten Zwischen Burhan Mahallesi und Yuları Bei Gazipaşa/Antalya-Südtürkei*. Doktora Tezi, Heidelberg Üniversitesi, 175 s., 1979.
3. Ayhan,A., *Genesis of Barite Deposits Between Hüyük (Konya) and Şarkikaraağaç (Isparta)*: In, Savaşçın,M.Y. and Eronat,A.H. (Eds.); *International Earth Sciences Congress on Aegean Regions-Proceeding*, Vol. 1, İzmir, 1-11, 1991.
- 4a. Balci,M., Yıldız,M. ve Sarıkaya,A., Denizli, Acıpayam Peridotit Masifinin (Çatakyurdu ve Mevlütler) Jeolojisi. MTA Rap. No: 2130, Ankara, 1976.
- 4b. Borchert,H., *Die Chromitvorkommen in der Umgebung von Yeşilova-Burdur*. MTA Yayınları, No:105, 63 s., 1960a.
- 4c. Borchert,H., *Die Chromitvorkommen im Peridotitmassiv Westlich von Acıpayam-Denizli*. MTA Yayınları, No:106, 55 s., 1960b.
5. Brunn,J. ve Poisson,A., *Antalya'nın Ofiyolitik Naplarının Orijini Lehindeki Kanıtlar*: Cumhuriyetin 50.Yıl Simpozyumu, 1973.
6. Juteau,Th., *Les Ophiolites des Nappes d'Antalya (Taurides Occidentales, Turquie) Petrologie d'un Fragement de L'ancienne Croute Oceanique Tethysienne*. Sci. de la Terre, Mem. 32, 692 p., 1975.
7. Karaman,Ü., *Yeşilova ve Tefenni (Burdur) Bassisinda Kalan Alanın Jeolojisi ve Petrografisi*. Yüksek Lisans tezi, S.Ü., Fen.Bil.Enst., 84 s., Konya, 1987.
8. Nicolas,A. and Porier,J.P., *Cyristalline Plasticity and Solid State Flow in*

Metamorphic Rock. Wiley and Sons, 442 s., 1976.

9. Özkan,Y.Z., *Petrolojik Bir Katılışma Termodinamiği Sorunu; Magmatik Katmanların Oluşumu. TMMOB Jeoloji Müh. Derg., 22, 27-39, 1985.*

10. Sarp,H., *Etude Geologique et Petrographique du Cortege Ophiolitique de la Region Situee Au Nord-Ouest de Yeşilova (Burdur-Turquie). These No: 1731, Univ. Geneve, 408 s., 1976.*

11. Üşümezsoy,Ş., *Kefdağ ve Soridağ (Guleman) Kromit Kütlelerinin Oluşumu Üzerine Yeni Bir Yaklaşım. TMMOB Jeoloji Müh. Derg., 29, 47-60, 1986.*

12. Zimmerman,R.A., *Strata-Bound Barite Deposits in Nevada; Rhythmic Layering, Diagenetic Features and a Comparison with Similar Deposits of Arkansas. Min.Deposita, 4, 401-409, 1969.*

13. Zimmerman,R.A., *Sedimentary Features in the Meggen Barite-Pyrite-Sphalerite Deposits and a Comparison with the Arkansas Barite Deposits. N.Jb. Mineral. Abhand., 113, 173-214, 1970.*

**FACIES CHANGES AND NEW STRATIGRAPHICAL
PALEONTOLOGICAL DATA IN THE CRETACEOUS TERTIARY
BOUNDARY AROUND SÖBÜDAĞ (ÇÜNÜR - ISPARTA)**

Muhittin GÖRMÜŞ, Erkan KARAMAN

Engineering Faculty, Geology Department, Isparta / Türkiye

ABSTRACT: The study area is located at the northwest of the Isparta Engineering Faculty's Campus area. The investigation includes the micritic limestones of the Senirce limestone and the mudstones of the Kızılıkırma formation in the Cretaceous - Tertiary boundary. The Senirce limestone is the top most geological unit of the Upper Cretaceous sequences and the Kızılıkırma formation is the bottom geological unit of the Tertiary sequences in the region. Both formations indicate deep sea environments in the boundary. A stratigraphical section was measured and systematic samples were collected from these two formations with the aims of investigation and interpretation of the C/T boundary.

The top most unit of the Upper Cretaceous sequences is fossiliferous limestones having abundant *Globotruncana* fossils. The limestones known as the Senirce limestone includes micritic and turbiditic levels having very shallow to shallow microfauna. The upper part of the formation contain rhythmically deposited, grey and red coloured micritic limestones. The Paleocene - Eocene aged, red coloured Kızılıkırma formation overlies the Upper Cretaceous deposits and have abundant globigerins. It starts with rhythmically developed calcarenitic sandstone and mudstone levels. Sandstones which increase towards the upper part of the formation are mostly composed of lithic fragments, ophiolitic pebbles and benthic foraminifera such as *Nummulites* in the calcareous cement.

In the boundary, the age of the upper part of the Senirce limestone was found to be Upper Maastrichtian according to *Abathomphalus mayaroensis* (Bolli) and the age of the bottom leveles of the Kızılıkırma formation was determined to be Montian according to globigerin species. The paleoenvironmental interpretations and the relationships between the formations are also presented.

SÖBÜDAĞ (ÇÜNÜR - ISPARTA) CIVARINDAKİ KRETASE - TERSİYER GEÇİŞİNDE FASİYES DEĞİŞİMLERİ VE YENİ STRATİGRAFİK - PALEONTOLOJİK BULGULAR

ÖZET: Çalışma alanı Isparta Mühendislik Fakültesi Kampüsü sahasının yakın kuzeybatisında yer alır. İnceleme konusunu Kretase - Tersiyer geçişindeki altta gözlenen mikritik derin denizel karakterdeki Senirce kireçtaşları ile bunun üzerine gelen yine derin denizel özellikteki Kızılıkırma formasyonuna ait çamurtaşları oluşturur. Bu çalışma ile K/T geçişindeki bu kaya birimlerinde ayrıntılı stratigrafik kesit ölçülmüş ve sistematik örnekler alınarak değerlendirilmiştir.

Yörede Üst Kretase çökellerinin en üst seviyelerini bol *Globotruncana* fosilli kireçtaşları oluşturur. Senirce kireçtaşları olarak bilinen bu plaketli kireçtaşları içerisinde turbiditik düzeylere rastlanılır. Kalkarenitik özellikteki turbiditik seviyelerde sıç ortamdan taşınmış bentik fosiller gözlenir. Formasyonun en üst düzeyleri ise ritmik olarak gelişmiş gri ve kırmızı renkli mikritik seviyelerle temsil edilir. Paleosen - Eosen yaşı Kızılıkırma formasyonunun çökelleri, Üst Kretase istifini üzerler. Bu formasyon kırmızı renkli, killi kireçtaşı düzeyi ile başlar ve üstte doğru şarabi renkli çamurtaşları ile devam eder. Daha üst düzeylerde ise kumtaşları ile çamurtaşları ardaşıklı olarak görülür. Kalkarenitik nitelikteki kumtaşları sıç - bentik fauna, çamurtaşları ise bol globigerin fosilleri içerir. Ofiyolitik kirintıların ve *Nummulites*'lerin gözlendiği kumtaşları üstte doğru artar.

K/T geçişinin alt sınırını oluşturan Senirce kireçtaşlarının yaşının Üst Maastrichtyen'e kadar çıktıığı *Abathomphalus mayaroensis* (Bolli) karakteristik fosilinin; geçisin üst sınırını belirten Kızılıkırma formasyonunun yaşının da globigerin türlerinin görünlüğü ile ortaya konmuştur. K/T geçişindeki ortamsal yorumlar ve birimler arası ilişkiler de alternatifli olarak değerlendirilmiştir.

1. INTRODUCTION

In the C/T boundary of the region, the Upper Cretaceous aged Senirce limestone and Paleocene - Lower Eocene aged Kızılıkırma formation were investigated with the aims of stratigraphic establishment (Karaman and others, 1988) and paleontological features of the C/T deposits (Yıldız and Toker, 1991). The relationship between Tertiary and Cretaceous sequences is controversial. While some investigators accept that the boundary is conformable (Sarız, 1985), others consider it as unconformable (Yalçınkaya and others, 1986; Yalçınkaya, 1989; Karaman and others, 1988; Yıldız and Toker, 1991). In addition to these, some works explain the stratigraphical establishment and tectonical evolution of the region (Blumenthal, 1947; Gütnic and others, 1979; Özgül, 1976; Poisson, 1977; Poisson and others, 1984; Waldron, 1982). Acar (1975) and Özgüner (1979) give the geological maps of the area and some new geological contributions.

The aim of the present study is to determine the facies changes of the C/T boundary by examining lithological and faunal contents.

A detailed stratigraphical study in the boundary was done. The measured stratigraphic section, approximately 6 - 10 m in thickness, was prepared (Figs. 1 -2) and thin section and washing samples were collected. Particularly, hard rock samples from the Senirce limestone and the sandstones of the Kızılıkırma formation and washing samples from the mudstones of the Kızılıkırma formation were taken out. Hidrogene peroxide method was used for washing material.

2. LOCATION OF THE MEASURED STRATIGRAPHIC SECTION

It is located at southwestern slope of the Söbüdağ (Fig. 1, Plate 1, photo 1). Grey coloured, thick bedded the Söbüdağ limestones outcrops at the basement of sequences. Light grey coloured, thin to medium bedded, flaky the Senirce limestones overlies the basement. The formation includes micritic limestones having turbiditic and silicified levels. The Tertiary deposits starts with clayey limestones of the Kızılıkırma formation. It also contain mudstones and rhythmitically deposited sandstones and mudstones. The Kayıköy formation conformably overlies the Kızılıkırma formation. Both formations dip towards southwest with 15 - 20°. The strike is N30°W.

Previously, a measured stratigraphic section in the same location was also presented by Karaman and others (1988) and Yıldız and Toker (1991). Karaman and others (1988) gives the age of the Senirce limestone as Middle Maastrichtian and the age of the Kızılıkırma formation as Upper Paleocene to Lower Eocene. Yıldız and Toker (1991) indicate that the age of the upper part of the Senirce limestone is Campanian to Maastrichtian and the lower part of the Kızılıkırma formation starts from Lutetian. The present study, however, contributes new data and new conclusions with the poofs.

3. STRATIGRAPHY AND PETROGRAPHY

The deposits of the Senirce limestone and the Kızılıkırma formation present various lithological features. Description of these lithological levels and their characteristics will be explained under the formation headings.

SENİRCE LIMESTONE (Cs)

It was named the first time from the best seen locality by Karaman and others (1988) and includes micritic limestones.

The outcrops of the formation are given in different geological maps of the area by Karaman and others (1988) and Yıldız and Toker (1991). Yıldız and Toker show the Senirce limestone as the Söbüdağ limestone in their geological map. However, the formation expose in the northwest and east of the University Campus Area and the west of Söbüdağ (Fig. 1). Also, Yalçınkaya gives almost same geological map as well as

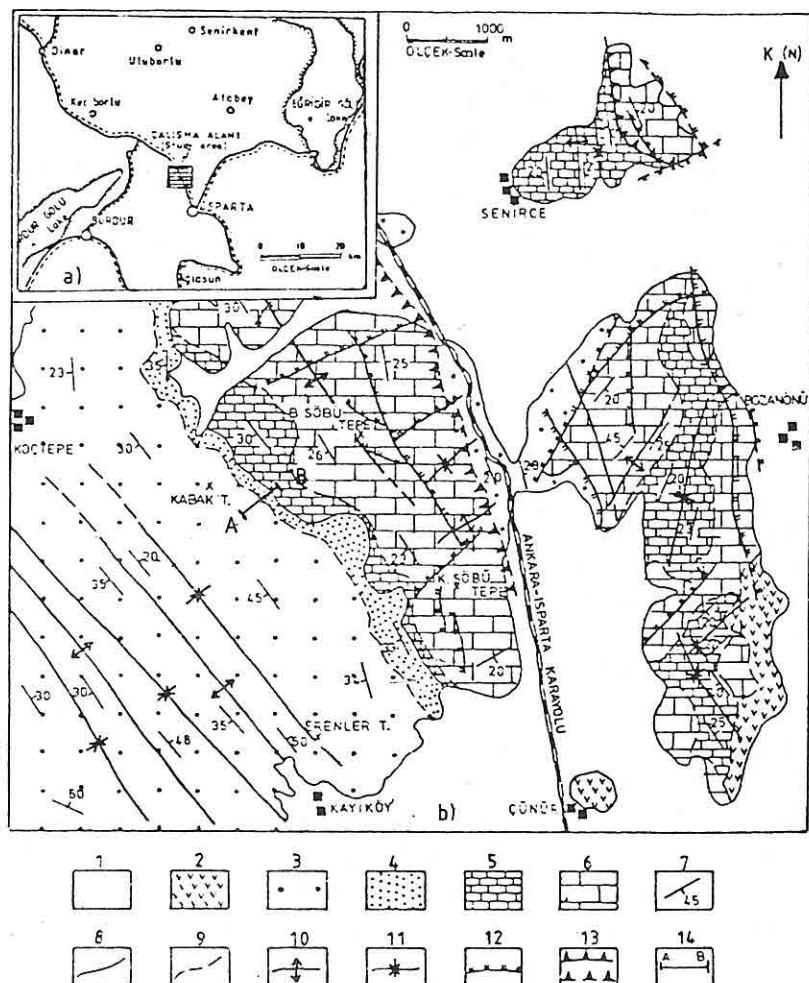


Figure 1. Location (a) and a simplified geological map (b) of the study area. 1. Alluvium - Quaternary; 2. Volcanic units - Pliocene; 3. Kayıköy formation -Middle Eocene; 4. Kızılıkırma formation - Paleocene/Lower Eocene; 5. Senirce limestone - Middle/Upper Maastrichtian; 6. Söbüdağ limestone - Cenomanian/Turonian; 7. Strike and dip of bed; 8. Boundary; 9. Approximately boundary; 10. Anticline axis; 11. Syncline axis; 12. Normal fault; 13. Reverse fault/approximately reverse fault; 14. Strike of the measured stratigraphical section (After Karaman and others, 1988).

Karaman and others (1988)'s map.

The thickness of the Senirce limestone is approximately 70-80 meters in the studied location. The underlying formation is the Söbüdağ limestone and the overlying formation is the Kızılıkırma formation. Both contacts of the formation are unconformable (Karaman 46

and others, 1988; Yıldız and Toker, 1991). However, the boundaries are thought to be the problems of the region. In this study the relationship between the formation and the overlying formation is discussed in detail.

The formation includes benthic and planktic foraminifera. Benthic foraminifera occur within the turbiditic levels. However, planktic foraminifera occur within the micritic limestones. The fossils are listed under the lithological unit sub-headings of the formation. The age of the formation was found to be Middle to Upper Maestrichtian according to fauna contents.

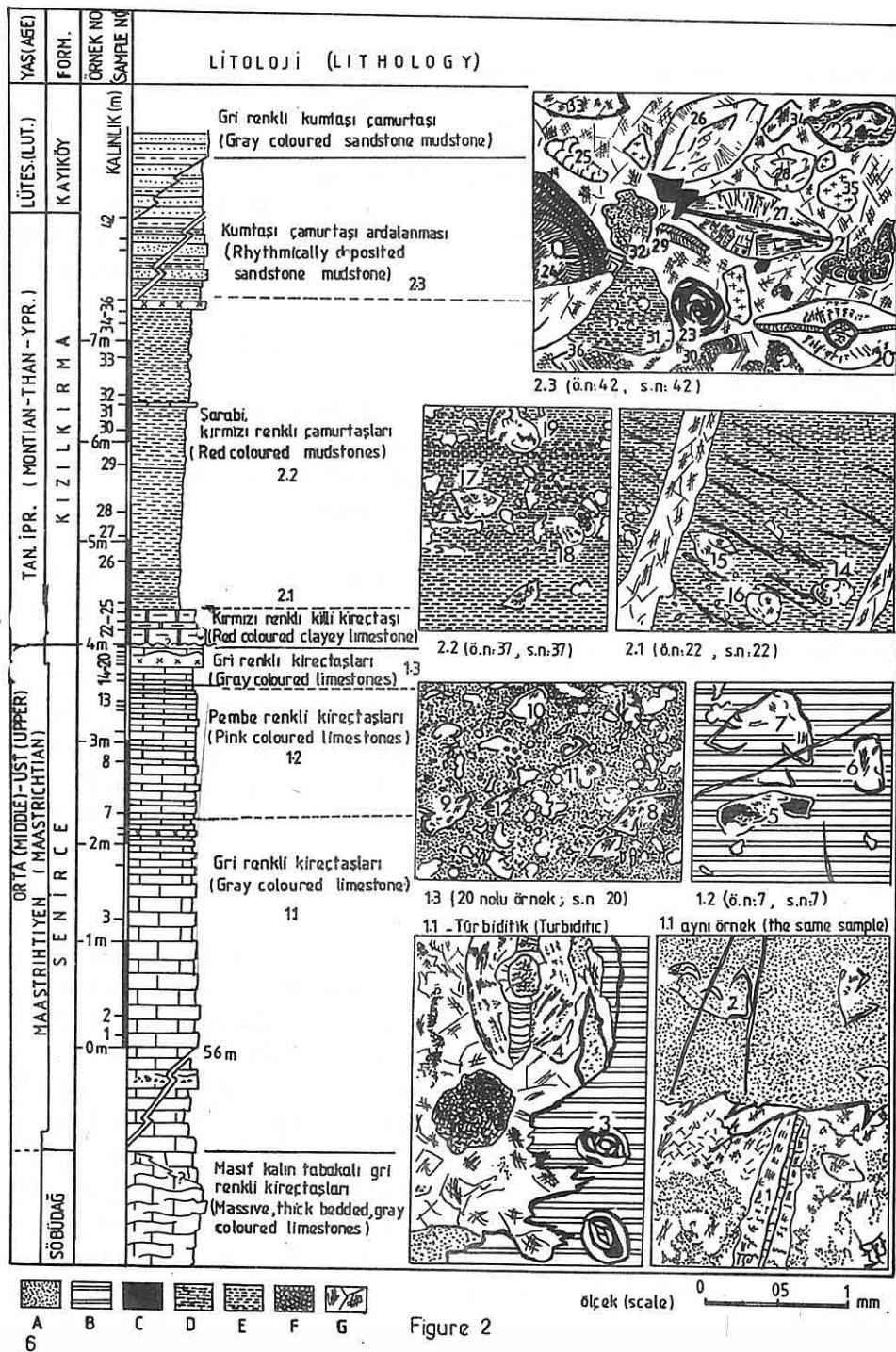
Biomicritic lithological composition and pelagic fauna indicate the paleoenvironment of the formation was open shelf.

The formation was named as the Seyrekler member of the Davras limestone by Yalçınkaya (1989). However, the deposits are thought to have a formation characteristics. So, the name of the Senirce limestone was chosen from Karaman and others (1988).

The upper part of the Senirce limestone and its lithological features - faunal contents are presented in Figs. 2-3.

Grey coloured limestones: It starts from the contact of the Söbüdağ limestone. Generally, they are thin to medium bedded, 5-30 cm in thickness, occasionally medium to thick bedded, 30-50 cm in thickness. The limestones are grey in colour and have abundant planktic foraminifera. They are biomicrite according to Folk's classification (1962). The turbiditic levels and silicified layers occur within these limestones (Plate 1, photo 2). The turbiditic limestones are yellow in colour at weathering surface, yellowish grey in colour at fresh surface. They contain 30-40 % benthic foraminifera, 10-20 % intraclast and 40-50 % matrix. The fragments are almost equal in size. They change between 0.3-1.5 cm, and angular to sub-angular in shape. Intraclasts include micritic limestone fragments having miliolids (Fig. 3). Fossils, another allochem, are mostly

Figure 2. A simplified columnar section of the studied location. 1, *Lepidorbitoides* sp.; 2, *Globotruncana ventricosa*; 3, 23, *Quinqueloculina* sp.; 4, 20, *Orbitoides* sp.; 5, 9, *Abathomphalus mayaroensis*; 6, 10, *Gansserina gansseri*; 7, *Globotruncana conica*; 8, *Globotruncanita stuarti*, 11, *Rugoglobigerina* sp.; 12, *Globotruncanella* sp.; 13, *Heterohelix* sp.; 14, 19, *Acarinina* sp.; 15, 17, *Morozovella* sp.; 16, 18, *Globigerina* sp.; 21, *Contusotruncana* cf. *contusa*; 22, *Globotruncana* sp.; 24, *Alveolina* sp.; 25, Textulariid; 26, *Nummulites* sp.; 27, *Discocyclina* sp.; 28, Rotaliid; 29, *Distichoplax biserialis*; 30, Algea; 31, Fragment having globigerins; 32, Grey coloured micritic fragment; 33, Bioclast having micritized edges; 34, Sparitic fragment; 35, Ophiolitic fragment; 36, Mineral fragments; A, Grey coloured micrit; B, Red coloured micrit having less iron; C, Dark red coloured micrit having iron; E, Dark red coloured mud having iron; F, Microsparite, G, Sparite.



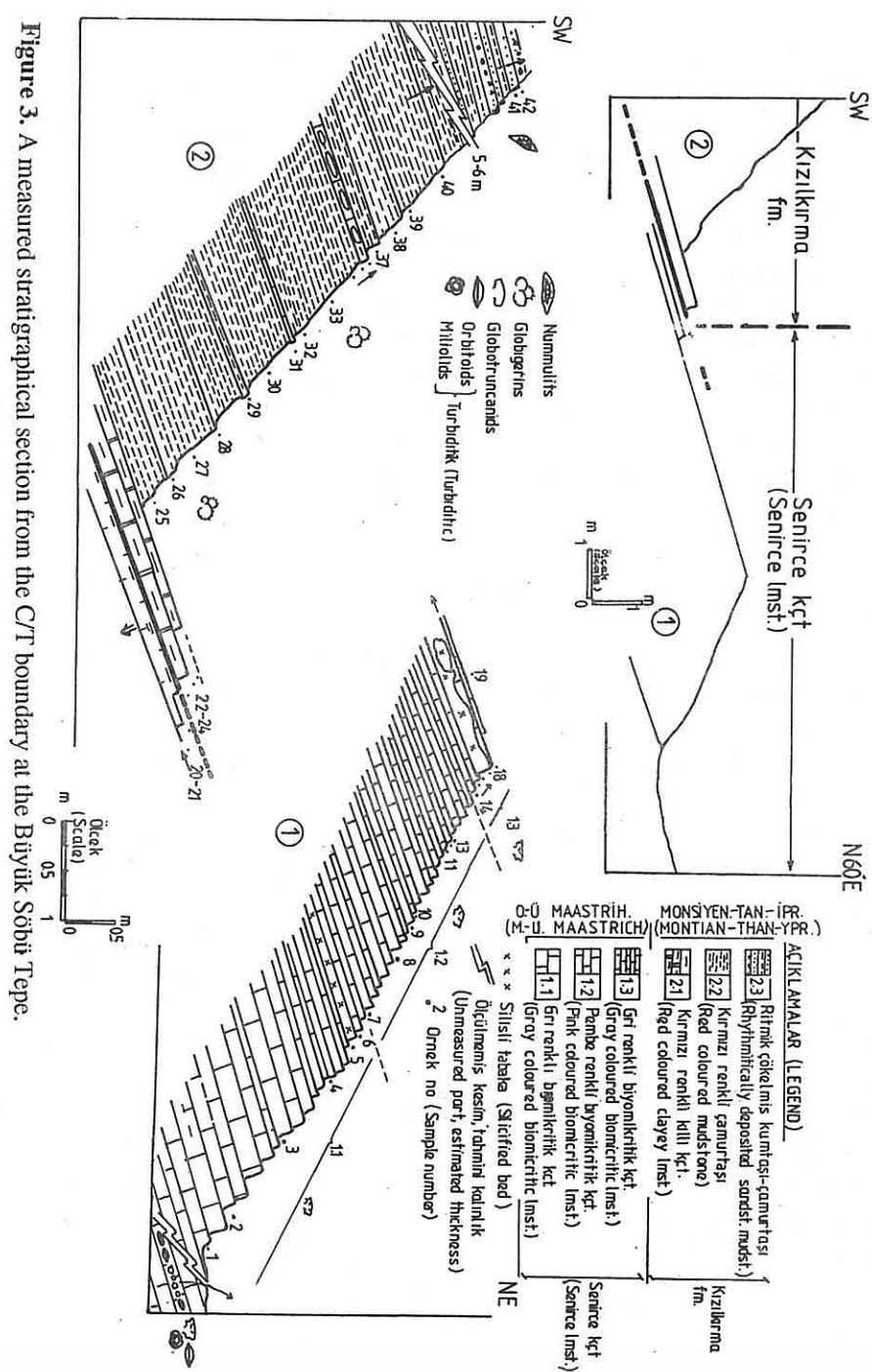


Figure 3. A measured stratigraphical section from the C/T boundary at the Büyükköy Söyü Tepe.

broken and cut by pressure-solutions. It is thought that the origin of the ortochem was micritic and changed to sparite after recrystallization. The foraminifera within the turbiditic levels are; *Quinqueloculina* sp., *Orbitoides* cf. *medius* (d'Archiac), *Orbitoides apiculatus* Schlumberger, *Omphalocyclus macroporus* Lamarck, *Hellenocyclina beotica* Reichel, *Lepidorbitoides* sp., *Sulcoperculina globosa* de Cizancourt, *Sulcoperculina vermuti* (Thaidens), *Siderolites calcitrapoides* Lamarck, Miliolidae. Algea fragments can also be seen. *Orbitoides apiculatus* Schlumberger and *Omphalocyclus macroporus* Lamarck, the index fossils of Maestrichtian, are presented in Plate II, photos 4-5.

Biomicritic limestones contain the following planktic foraminifera; *Gansserina gansseri* (Bolli), *Abathomphalus mayaroensis* (Bolli), the index species for Middle to Late Maestrichtian, *Heterohelix globulosa* (Ehrenberger), *Heterohelix* sp., *Pseudotextularia* sp., *Globigerinelloides* sp., *Hedbergella* sp., *Contusotruncana* cf. *contusa* (Cushman), *Globotruncana arca* (Cushman), *Globotruncana falsostuarti* Sigal, *Globotruncana linneiana* (d'Orbigny), *Globotruncana ventricosa* White, *Globotruncanita stuarti* (de Lapparent), *Globotruncanita stuartiformis* (Dalbiez), *Globotruncanella* sp., *Archaeoglobigerina* sp., *Rugoglobigerina* sp. The fossils are 10-20%. It sometimes increases up to 30-40%. Most of the fossils are globotruncaniids (40-50%). Rugoglobigerinids are 40%, heterohelicids are 10% in ratio. Rarely a few benthic rotaliid foraminifera can also be seen. Filling material of the fossils' shells is microsparite to sparite. Micritic fillings also occur. Red coloured pressure solutions are usual. Opac fragments are very rare and 0.5 % in ratio.

Red coloured limestones: Towards the Tertiary boundary, the red coloured limestones are 3.8 meters in thickness. The planktic fauna given above was found within these limestones as well. Particularly, *Gansserina gansseri* (Bolli), *Abathomphalus mayaroensis* (Bolli) and *Globotruncanita conica* (White) which are the index fossils of Middle to Late Maestrichtian were found in the same thin section (Fig. 3, Plate II, photos 2-3). The limestones have also microfissures. In-fillings of the microfossil shells are sparite and ironized micrite. It is assumed that origin of the colour of the limestones was developed from the secondary iron contamination.

Grey coloured limestones: They are the toppest lithologies of the Senirce limestone. Thickness of bedding changes between 5-20 cm. Silicified layer, approximately 10 cm in thickness within 20 cm thickened micritic limestone bed is at the boundary. The silicified layer is grey to yellowish grey in colour. *Abathomphalus mayaroensis* (Bolli) and other globotruncanid species given before, indicate that the age extends to Upper Maestrichtian. Heterohelicids and rugoglobigerinids can also be seen. The ratio of the fossil sometimes increase up to 30%.

KIZILKIRMA FORMATION (Tk)

The formation is named by Karaman and others (1988) and includes red coloured

clayey limestone, mudstone and rhythmically deposited sandstones, mudstones. The thickness of the Kızılıkırma formation in the study location is 120 meters (Karaman and others, 1988). The formation has a parallel unconformity relation with the underlying the Senirce limestone. The deposits of the Kayıköy formation conformably overlies the formation. They have lateral and vertical facies changes.

Benthic foraminifera are predominant fauna within the sandstones while planktic foraminifera are predominant within the mudstones. Biomicritic lithology composition and pelagic fauna content indicate an open shelf paleoenvironment. Fauna and lithology of the formation are summarized from bottom to top below and given in Figs. 2-3.

Red coloured clayey limestones: The Tertiary sequence starts with this level, 30-35 cm in thickness. Thickness of bedding changes between 10-20cm. The fossils are planktic foraminifera such as *Morozovella* sp., *Acarinina* sp., *Globigerina* sp. They are 10-20%, micrite is 80-90% in ratio. Pressure solutions developed parallel to bedding are common. Quartz and opac fragments can also be seen within red coloured micrite 1-0.5 in ratio.

Red coloured mudstones: The Kızılıkırma formation continuous with 3.2-3.5 m thick mudstones. The boundaries of beddings can not be seen clearly. The mudstones have microfissures developed parallel to beddings. Yellowish coloured clayey limestone, 4 cm in thickness, and silicified layer, 7-8 cm in thickness can be seen within mudstones as interbedded layers. Silicified bed is sometimes nodular and have a changable thickness laterally. The strata having rhythmic silicified and calcareous laminations have abundant globigerins. The fossils sometimes increase up to 40-50%. Planktic foraminifera within the mudstones are as follows: *Planorotalites chapmani* (Parr), *Planorotalites* cf. *pusilla* *pusilla* (Bolli), *Planorotalites* sp., *Acarinina pirimitiva* (Finlay), *Acarinina* sp., *Morozovella angulata* (White), *Morozovella aragonensis* (Nuttall), *Morozovella conicotruncata* (Subbotina), *Morozovella formasa formasa* (Bolli), *Morozovella questra* (Bolli), *Morozovella* sp., *Globigerina linaperta* (Finlay), *Globigerina triangularis* White, *Globigerina triloculinoides* (Plummer), *Globigerina trivalis* (Subbotina), *Globigerina velascoensis* Cushman. Benthic foraminifera: *Ammodiscus* sp., *Haplophragmoides* sp., *Gaudryina* sp., *Verneuilina* sp., *Dorothia* sp., *Textularia* sp., *Clavulinoides* sp., *Ellipsonodosaria* sp., *Neoflabellina* sp., *Guttulina* sp., *Robulus* sp., *Oolina* sp., *Bulumina* sp., *Cibicides* sp., *Anomalina* sp., *Gyroidina* sp. Planktic foraminifera is 80-90% in ratio.

Rhythmically deposited sandstones-mudstones: Sandstones increase towards the upper part of the Kızılıkırma formation. They are grey, yellowish grey in colour, and have sometimes fine grading, well sorting, occasionally ill sorting. Thickness of bedding changes from 10 cm to 30 cm. Pebbles are angular to sub-angular. Allochem material is 40-50%. Allochems are ophiolitic, quartz (10-20%), limestone (20%), and opac fragments (5-10%). Another allochem fossils are 40-50 % in ratio. Ortochem material is

sparite. Sandstones includes benthic and planktic foraminifera. Reworked benthic and planktic foraminifera from the Upper Cretaceous deposits are *Orbitoides* sp., *Omphalocyclus macroporus* Lamarck, *Hellenocyclina beotica* Reichel, *Lepidorbitoides* sp., *Siderolites calcitrapoides* Lamarck (benthics); *Contusotruncana contusa* (Cushman), *Globotruncana cf. linneiana* (d'Orbigny) (planktics, Fig.2) These reworked fossils mostly can be seen within fragments, rarely within the ortochem material. The reason of being the Late Cretaceous foraminifera within ortochem material is thought to be recrystallization. The edges of the fossils were affected by the solutions. However, the age of the formation was given by using and determining the youngest index fossils. These are *Sphaerogypsina globulus* (Reuss) (Plate II, photo 7), *Discocyclina* sp., *Nummulites* sp. (Plate II, photo 8), *Alveolina* sp., which are the characteristic fossils of Paleocene-Eocene. In addition to these, miliolids, textularids and algae such as *Distichoplax biserialis* (Pfender) were also found.

The planktic foraminifera such as the species of *Morozovella* sp., *Globigerina* sp. (Plate II, photo 6) and *Acarinina* sp., indicate the age of the formation is Montian to Eocene (I. Tansel, written comm., 1992).

4. DISCUSSION AND CONCLUSIONS

C/T boundary is very important contact in changing the fauna contents and being catastrophic events. That is why, it is controversial not only in the world, but also in Turkey. In the present study C/T boundary was investigated locally in Isparta.

It is the problem whether the C/T boundary is conformable or not as indicated before. The conformity was interpreted by looking at the conformable lateral transition (Sarız, 1985), and unconformity was given by examining the paleontological data (Karaman and others, 1988; Yıldız and Toker, 1991).

Evidences indicating conformity are as follows: a) Both formation in the C/T boundary are open shelf deposits. No evidence for regression can be seen. On the other hand, the Senirce limestone, the Middle to Upper Maestrichtian in age, has abundant globotruncanids within micrites and indicate a basinal environment; the Kızılıkırma formation, Montian to Eocene in age, has abundant globigerinids within mudstones, and they are also open shelf deposits, b) Silicified layer, nodules, pressure solutions are found at the top most of the Upper Cretaceous sequences. They also indicate open shelf environment. Deposition of silicified layer is assumed to be related to CCD, eH, pH of the paleoenvironment, c) Both formation in the boundary have the same dip and strike (N30 W/15-30 SW). No angular unconformity can be seen.

Proofs for unconformity are; a) Fauna contents, the Senirce limestone has a Middle to Late Maestrichtian fauna, the Kızılıkırma formation has a Middle to Late Paleocene-Eocene fauna. So, no fauna was found for Danian, b) Iron nodules: They can be seen in the C/T boundary at the SW of the Cement Plant. However, not seeing Danian can be thought to

be related to fossilization, or they have not been found in the collection of the samples from the contact deposits. Also, iron nodules can be assumed to have been deposited secondarily within an open sea by currents. Next studies can explain that the boundary may be conformable by determining the boundary's samples from 20-30 cm clayey limestone of the Kızılıkırma formation.

In the present study the following data are found. a) The age of the Senirce limestone was given Middle Maestrichtian by Karaman and others (1988). But, this study supports and clarify that its age extends to Upper Maestrichtian (Yıldız and Toker, 1991). Because *Abathomphalus mayaroensis* (Bolli), the Upper Maestrichtian index species (Plate II, photo 2), was found towards the upper part of the Senirce limestone. b) The age of the Kızılıkırma formation is determined to be Montian to Eocene. Montian is given the first time for the bottom deposits of the Kızılıkırma formation by the *Morozovella*, *Acarinina*, *Globigerina* genera and their species. These fossils were described from the washing samples. It was not possible to take the photographs of the index fossils for Montian. So, they were not photographied in the plates. However, they can be seen and obtained from the authors. They have been kept in the University in Isparta. c) The deposits of the Senirce limestone and the Kızılıkırma formation are basinal. They have turbiditic levels having very shallow fauna and lithological fragments. Besides, the Kızılıkırma formation's deposits were assumed to be a regressive sequence from deep to shallow (Karaman and others, 1988). Because sandstone lithology and shallow fauna increase towards the upper part of the formation. d) In the present study, the C/T boundary is accepted to have a parallel unconformity due to not finding the Danian fossils.

5. ACKNOWLEDGEMENTS

The author thanks to Prof. Dr. Engin MERİÇ (İ.Ü.) for critical suggestions, Assoc. Prof. Dr. İzver TANSEL (İ.Ü) and Assoc. Prof. Dr. Niyazi AVŞAR (Ç.Ü.) for helping on determination of Tertiary fauna.

6. REFERENCES

- Acar,A., 1975, *Isparta'nın kuzey bölgesindeki jeolojik gözlemler*. Atatürk Univ. yayınları, Erzurum.
- Blumenthal,M., 1947, *Geologie der Taurusketten im Hinterland von Seydişehir und Beyşehir*, MTA yayınları serisi D.2, 242.
- Folk,P., 1962, *Spectral subdivision of limestone types*. In: Ham, W.E (ed.), *Classification of carbonate rocks*, A.A.P.C. memoir 1.
- Gutnic,M., Monod,O., Poisson,A., ve Dumont,J.F., 1979, *Geologie des Taurides occidentales (Turquie)*, Mem. Soc. Geol. France, n.5.
- Karaman,M.E., Meriç,E. ve Tansel,I., 1988, *Çünür (Isparta) dolaylarında*

- Kretase-Tersiyer geçisi, A.Ü. Isp. Müh. Fak. Dergisi, 4, 80-100.
- Özgül,N., 1976, Torosların temel jeolojik özellikleri, Türkiye Jeo. Kur. Bült., 91/I, 65-78.
- Özgüler,A.M., 1979, Burdur gölü ve Keçiborlu dolaylarının jeolojisi raporu, MTA Genel Müd. raporları, (yayınlanmamış), Ankara.
- Poisson,A., 1977, Recherches geologique dans les Taurides occidentales These Doct. d'Etat Orsay, n.1902.
- Poisson,A., Akay,E., Dumont,J.F., ve Uysal,Ş., 1984, The Isparta Angle, In: Geology of the Taurus Belt, International symposium, 11-16.
- Sarıiz, 1985, Keçiborlu kükürt yataklarının oluşumu ve yörenin jeolojisi, Anadolu Univ. yayınları, 91, doktora tezi, Eskişehir.
- Waldron,J.W., 1982, Structural history of the Isparta Angle, SW Turkey, Evol. Eastern Mediterranean, Int. Meet. Geol. Soc. London, Edinburg, Abs. 111p.
- Yalçınkaya,S., Ergin,A., Afşar,Ö.P. ve Taner,K., 1986, Batı Torosların jeolojisi, Isparta projesi raporu, MTA Gen. Müd. roporları (yayınlanmamış), Ankara.
- Yalçınkaya,S., 1989, Isparta-Ağlasun (Burdur) dolaylarının jeolojisi, I.Ü. Fen Bilim. Enst. doktora tezi, 176s. İstanbul.
- Yıldız,A. ve Toker,V., 1991, Çünür köyü yöresindeki (Isparta kuzeyi) Üst Kretase-Eosen yaşılı birimlerin planktik foraminiferler ile biyostratigrafik incelemesi, Türkiye Jeol. Kur. Bült., 34/2, 43-58.

FACIES CHANGES AND NEW STRATIGRAPHICAL PALEONTOLOGICAL DATA

LEVHA I (PLATE 1)

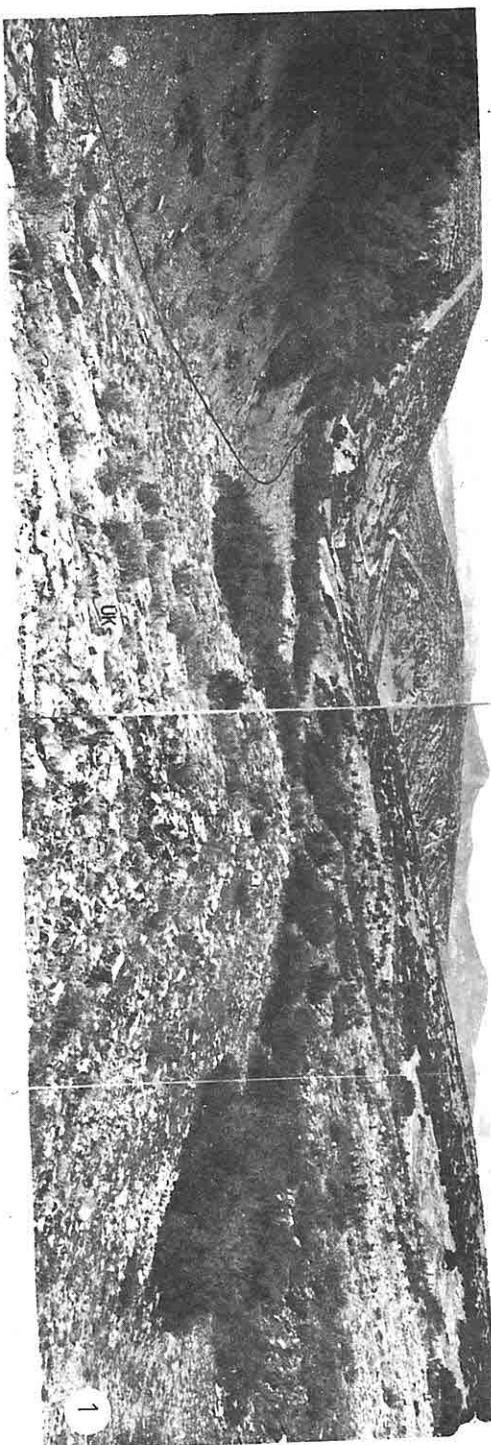


PLATE I

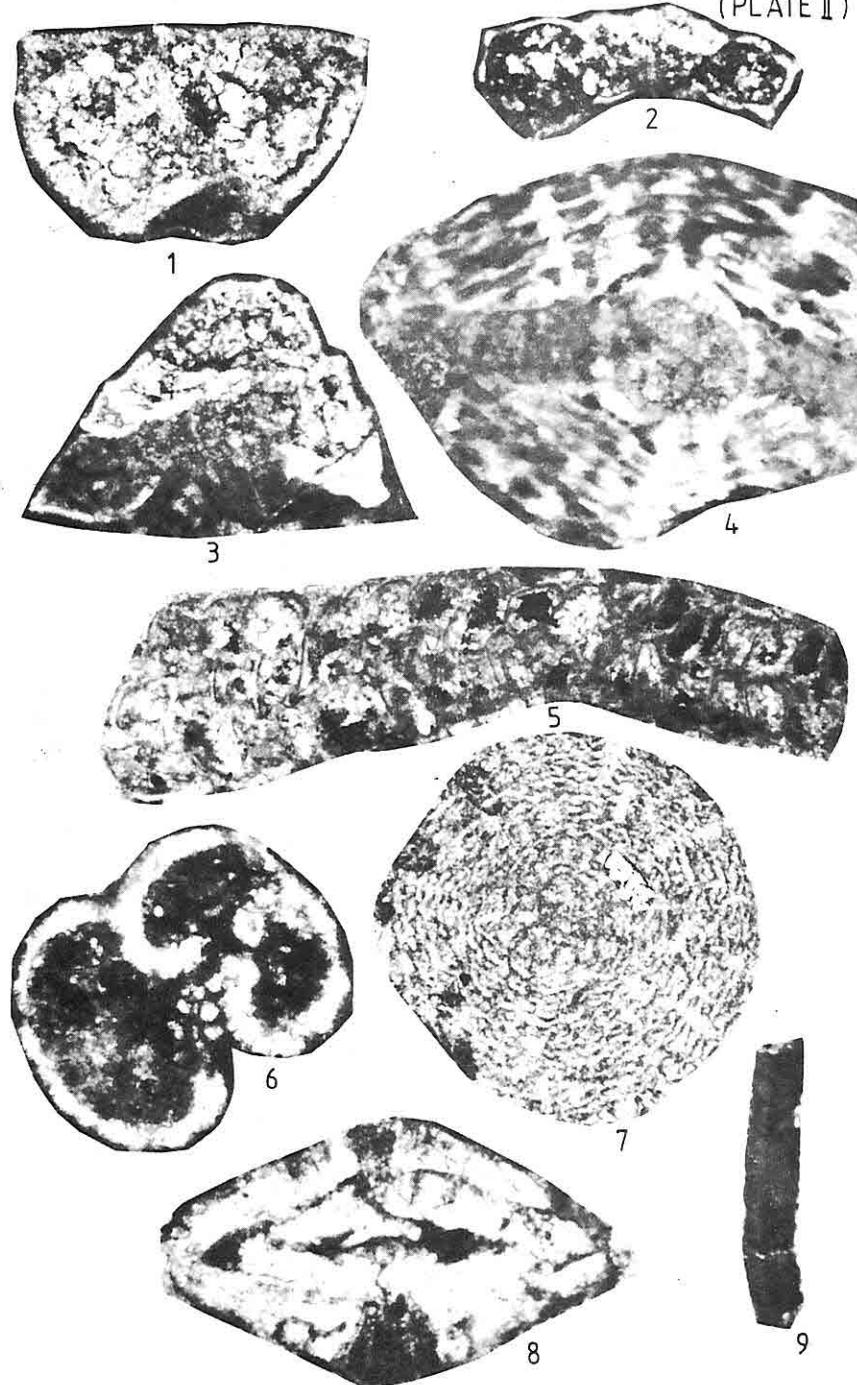
1. Cretaceous-Tertiary boundary around Büyük Söbü Tepe,
ÜKS: Semirce limestone, Tk: Kizilkurma formation
2. Turbiditic calcarenous layer within the biomicritic beds of the
Semirce limestone, bm: biomicritic layers having abundant
Globotruncana, tk: turbiditic calcarenous layer, ts: silicified
turbiditic layer.

PLATE II

1. *Gansserina gansseri* (Bolli), d: 0.3mm.
2. *Abathomphalus mayaroensis* (Bolli), d: 0.67mm.
3. *Globotruncanita conica* (White), d: 0.8mm.
4. *Orbitoides cf. apiculatus* Schlumberger, t: 0.87mm.
5. *Omphalocyclus macroporus* Lamarck, t: 0.3mm.
6. *Globigerina* sp., d: 0.3mm.
7. *Sphaerogypsina globulus* (Reuss), d: 0.8mm.
8. *Nummulites* sp., d: 1mm.
9. *Distichoplax biserialis* (Pfender), l: 0.62mm.

d: diameter, t: thickness, l: length

LEVHA II
(PLATE II)



AÇIK İŞLETME ŞEVLERİNDEKİ HAREKETLERİN ÖLÇÜMÜ VE İZLENMESİ

D.Ali ÖZTÜRK ve Suphi URAL
TKİ/AEL Müessese Müdürlüğü, Elbistan / Türkiye

ÖZET : *Şev kaymaları alışlagelmiş olaylardır ve bir çok işletme, stabilitesi bozuk şevlerle işletilmektedir. Şev açısı dikleştikçe, toprak-kömür oranının azaldığı bilinen bir gerçektir. Bu ilişki maden ekonomisi açısından da çok önemlidir. Bununla birlikte, şev açısı seçilirken burada çalıştırılan insanların ve makinaların emniyeti göz önünde bulundurulmalıdır. Bu yazımızda, bir çok açık işletmede, şev hareketlerini ölçmek ve stabilitede meydana gelebilecek bozulmaları önceden tahmin etmeye başarı ile kullanılan teknikler anlatılacaktır.*

MOVEMENT MEASURING AND MONITORING IN OPEN PIT SLOPES

ABSTRACT : *Slope failures are common events and many mines operate with unstable slopes. It is a well known fact that when slope angle increases, the total stripping ratio decreases as well. This is a very important concept from economical point of view. However, it should be taken into consideration that the slope angle must be so selected that the safety of men and equipment working under the slope must be maintained. This paper describes the techniques that have been used successfully at many mines to measure slope movement and predict when stability conditions are deteriorating.*

1. GİRİŞ

Türkiye'nin yıllık elektrik enerjisi ihtiyacı 80 milyar Kwh olup, bu rakam 2000'li yıllarda 150 milyar Kwh'i geçecektir. Bu talebin karşılanabilmesi için bütün fosil ve hidrolik enerji kaynaklarının kullanıma alınması kaçınılmaz olacaktır. Türkiye'nin bu günü bilinen linyit rezervleri 7 milyar tondur. Bunların büyük bir kısmı açık işletme yöntemi ile işletilmekte olup, günümüzdeki yıllarda, Kışlaköy açık işletmesi gibi, yüksek kapasiteli ve derin açık işletmelerin sayısı giderek artacaktır. Böylece şev stabilitesi ve buna bağlı olarak şevlerde meydana gelen hareketlerin ölçümü ve izlenmesi büyük önem kazanacaktır.

Yöntem, şevlerdeki hareketin, kayına olayı meydana gelmeden önce hızlanacağı esasına dayandırılmıştır. Şevdeki hareket oranı önce ölçüлerek, hareketin hızı belirlenmekte ve bu hareketin hızında görülen ani artışlar şevin kayabileceğini önceden haber vermektedir. Böylece şev kaymadan önce işletmede gerekli önlemler alınarak olası can ve mal kayıpları önlenmektedir.

Uygulanan şev izleme yönteminin etkinliği aşağıda verilen aşamaların yürütülmesi esnasında gösterilen hassasiyete bağlıdır.

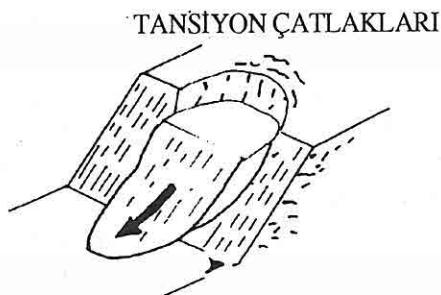
- Kayma tipinin ve nedenlerinin doğru belirlenmesi.
- Hareket ölçümlerinin hassasiyetle yapılması.
- Ölçme sonuçlarının doğru yorumlanması.

2. KAYMA TİPİNİN BELİRLENMESİ

Şevlerde meydana gelen kaymaların farklı bir çok çeşidi olup, her birinin kendine has özellikleri vardır. Kayma tipinin önceden belirlenmesi, şev izleme yönteminin seçimi ve ölçüm sonuçlarının değerlendirilmesinde çok önemlidir. Aşağıda en çok karşılaşılan kayma tiplerinden üçü anlatılmaktadır.

2.1 Dairesel Kayma

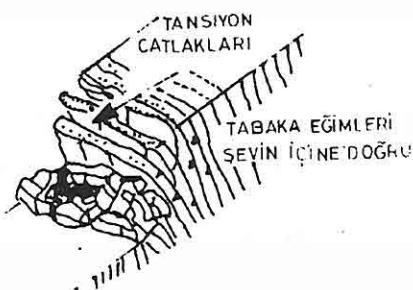
Özellikle şev malzemelerinin homojen olduğu şevlerde görülür. Şekil 1'de görüldüğü gibi kayma yüzeyinin biçimini dairenin yayına benzer. Toprakta, aşınmış ve yumuşak kayalarda, bol çatlaklı formasyonlarda ve döküm sahalarında en sık rastlanan kayma tipidir. Boyutları bir iki metre ile birkaç kilometre arasında değişebilmektedir. Bu tip şev kaymasında hareketin hızındaki artış önceleri yavaş olur ancak, şevde bir kayma vuku bulmadan önce hareketin hızında önemli miktarlarda artış olduğu gözlenmiştir. Stabilitenin bozulduğuna dair ilk işaretler şevin üst kısmında ve yamacı boyunca oluşan tansiyon çatlaklarıdır. Bunu şev üstünün çokerek kayması ve şev ayağında meydana gelen yanal hareketler ve kabarmalar izler (Hoek, Bray, 1977).



Şekil 1. Dairesel kayma.

2.2 Devrilme Biçimindeki Kayma

Bu tip kaymalar iyi tabakalaşma gösteren ve eğimi şevin içine doğru olan formasyonların bulunduğu şevlerde görülmektedir (Goodman, 1976). İnce ve uzun tabakaların görüldüğü yapılarda şev kazıldığı zaman, ağırlık merkezi dışarıda kalacağından devrilme olayı meydana gelir. Şevin ayağındaki hareket az olmasına karşın, yatay hareketler nedeni ile yamaç boyunca tansiyon çatlakları açılır (Şekil 2).



Şekil 2. Devrilme biçiminde kayma.

2.3 Düzlemsel Kayma

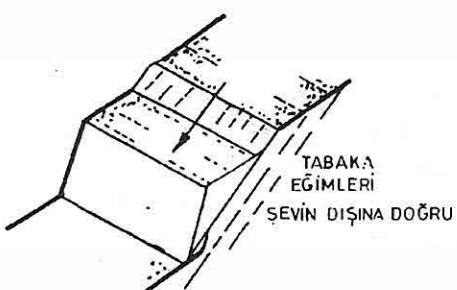
Düzlemsel kaymalara da kaya şevlerinde rastlanılır, fakat bu defa tabakalar düzennelik göstermektedirler ve eğimleri şevin dışına doğrudur (Şekil 3). Drenajı yapılmış kırıklı bir şevde kayma olayı ancak, yüzeyin sürtünme açısının, kırığını eğim açısını aşması durumunda meydana gelebilir. Kayma düzlemindeki kohezyon stabiliteyi olumlu yönde etkiler (Hoek, Bray, 1977).

Aşağıda, Şev kaymasına neden olabilecek başlıca nedenler verilmiştir. Bunlar;

- Jeolojik durum: Şevi meydana getiren formasyonlar ve bu formasyonların şev

îçerisindeki dağılımı ile kırıklar ve bunların miktarları, hesaplanacak şev açısını etkileyen önemli faktörlerdir.

- Hidrojeolojik durum: Basınçlı yeraltı suyu, şevin dengesinin bozulmasına neden olabilir. Çünkü basınç kaymaya karşı koyan kuvvetleri olumsuz yönde etkiler ve malzemenin yer değiştirmeye karşı olan eğilimini artırır. Yeraltı suyu basıncı karların erimesiyle ve uzun süreli yağmurlardan sonra artar.
- Patlatma: Patlatma ile ortaya çıkan kuvvetler yüzeyin gerisindeki formasyonları da etkileyerek mukavemetlerinin düşmesine neden olabilmektedir.



Şekil 3. Düzlemsel kayma.

3. ŞEV STABİLİTESİNİ ETKİLEYEN PARAMETRELER

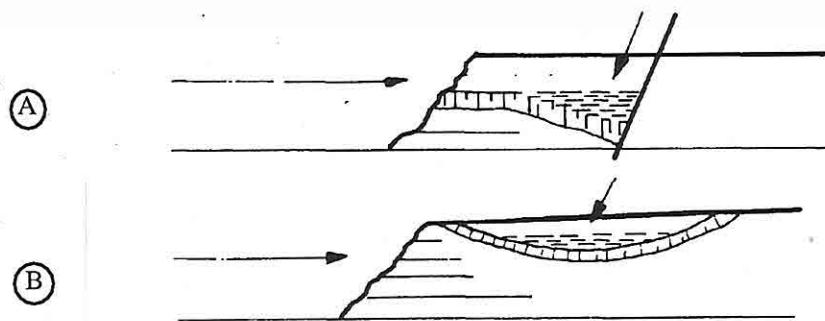
Bir şevin stabilitesi aşağıdaki parametrelere bağlıdır (Piersehke, 1977).

3.1 Örtü Tabakasının Özellikleri ve Yapıları

Örtü tabakasının jeolojisi şevin stabilitesi için en önemli parametrelerden biridir. Tabakaların eğimleri ve faylar hassasiyetle tesbit edilmelidir.

3.2 Hidrojeolojik Durum

Prensip olarak yeraltı su seviyesinin, ocağın en derin noktasının da altında olduğu kabul edilmelidir. Bunun için yeraltı suyu stabilityyi etkilemez. Ancak açık işletmelerin jeolojik yapıları ve su drenajı için yapılan harcamalar dikkate alındığında ocakların drenajının tamamen yapılmasının olaksız olduğu görülmüştür. Katmanların belli ve değişik yüksekliklerinde hapis suların drene edilmesi çok güçtür. Hapis suların çoğunlukla faylı sahalarda rastlanır. Katmanların hareket etmesi nedeni ile bu tip haznelerin kuyularla drene edilmesi çok güçtür (Şekil 4a, 4b).



Şekil 4.A ve 4.B. Hapis suların bulunabileceği yapılar.

3.3 Şev Geometrisi

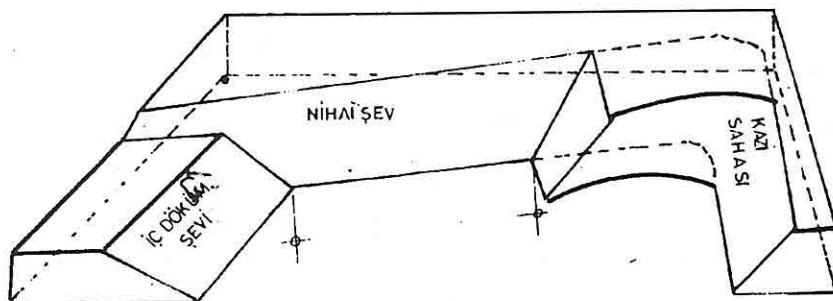
Şevin açısı ve yüksekliği örtü tabakasının jeolojik, jeomekanik ve hidrolojik koşulları gözönüne alarak hesaplanır. Şev yüksekliği ve açısı döner kepçeli kazıcının ve döküçünün boyutları ile sınırlandırılmıştır.

3.4 Şev Uzunluğu

Bir şevin stabilitesi, uzunluğuna ve konumuna göre belirlenir. Nihai şev kazı ve döküm şevleri tarafından desteklenir (Şekil 5). Nihai şevin uzunluğu (L)'ne kadar kısa planlanırsa, stabilitesi o kadar yüksek olur. Çünkü hem kayma yüzeyindeki mukavemet artar ve hem de kayma eğilimindeki kütelerin kanatlarındaki arazi mukavemetinin artmasıyla şevin stabilitesi sağlanır.

3.5 Şevin Durma Süresi

Madencilik faaliyetleri sonucu kazılan şevleri oluşturan katmanlarda bir rahatlama görülür ve önemli miktarda yatay ve düşey yönde hareketler meydana gelir. Ancak görülen bu hareketlerin ve çatıtlıkların etkili olabilmesi için belli bir zamanın geçmesi gereklidir. Fakat durma zamanının etkisinin tam olarak hesaplanması olanaksızdır.



Şekil 5. Nihai şev kazı ve döküm sahalarındaki şevlerle desteklenir.

4. ŞEV HAREKETLERİNİ ÖLÇME YÖNTEMLERİ

Sonuçların kesin ve güvenilir olabilmesi için, şev izleme sistemi kurulurken göz önüne alınması gereken bir çok faktör vardır. Ölçme hassasiyeti, kritik olarak kabul edilen büyülüklük ile uyum içerisinde olmalıdır. Örneğin; bir çelik yapıdaki kritik hareket herhangi bir açık işletme şevindeki hareketten çok daha az olacaktır. Ölçme sistemini belirleyecek olan diğer bir kriter de kaymanın tipi ve boyutlarıdır. Bunlara ek olarak, yine, seçilecek yöntem işletme şartlarından, hava durumundan etkilenmemelidir ve gerekirse gecede yürütülebilirdir (Wyllie, Munn, 1978).

4.1 Çatlakların Ölçülmesi

Hemen hemen bütün şev kaymalarında, dengenin bozulduğunu haber veren ilk işaret, şev üstlerinde ortaya çıkan tansiyon çatlaklarıdır. Bu çatlakların aralıkları ölçüleerek kayma hareketinin yönü ve büyülüğu hakkında bilgi edinilebilir.

Çatlaşın her iki yanına da bir kazık dikerek bu kazıklar arasında mesafenin kaydedilmesi, çatlak aralığını ölçmenin en kolay yoludur (Şekil 6). Bu sistemin avantajları; ihtiyaç duyulan ekipmanların kolayca sağlanabilmesi, kolayca kurulabilmesi, ölçme ve değerlendirmeye işlemlerinin ivedi olarak yapılabilmesidir. Dezavantajı ise; özellikle kazıkların ikisi de hareket gören sahada ise, ölçülen değerlerin kesin olmamasıdır. Ayrıca düşey hareketide ölçme olağlığı yoktur ve hareket miktarı arttıkça tehlike de artacağından, şev üstündeki bu çatlaklara yaklaşarak ölçüm yapmak çok tehlikeli olur.

Çatlaklar büyütürek yukarıda anlatılan yöntemi olağansız kıldıği takdirde, ölçme işlemi extensometreler yardımcı ile yapılabilir (Şekil 7). Bu yöntemde hareket görmeyen sahaya kurulacak bir ölçme istasyonu ile, tansiyon çatlaşısı arasında bir halat çekerek gerdilir. Gerdilimmiş halat üzerindeki gösterge yardımıyla ankray ile istasyon arasındaki göreceli hareket ölçülür. Sistem için gerekli ekipmanların madende imalatı mümkündür. Bu sistemin esas avantajı, ölçme istasyonunun, şev üstündeki hareket görmeyen sahada kurulmuş olmasına büyük mesafelerin ölçülmesine olanak vermesidir. Ayrıca, halat daha da uzatılarak şev dibindeki hareketler de ölçülebilir. Fakat, bu yapıldığı takdirde, havanın sıcaklığına bağlı olarak halattaki uzama veya kısalımalar dikkate alınmalıdır. Extensometre'nin diğer bir özelliği de, sisteme bir alarm cihazı eklenerek ani şev hareketlerinde ve kaymalarla şev altında çalışan insanların tehlike bölgesinden uzaklaştırılmasına olanak sağlanmasıdır.

4.2 Sondaj Kuyularındaki Kaymaların Ölçümü

Stabilite hesaplarının yapılabilmesi için kayma yüzeyinin ve tipinin belirlenmesi çok önemlidir. İşletme şevlerinde açılan kuyular enklinometre ile ölçülecek, kuyularındaki eğilmenin yönü ve miktarı saptanabilir. Bunun için 2 metrelük plastik veya aliminyum borular birbirine bağlanır ve bunların ucundaki likit düzef sensörleri yardımı ile kuyu

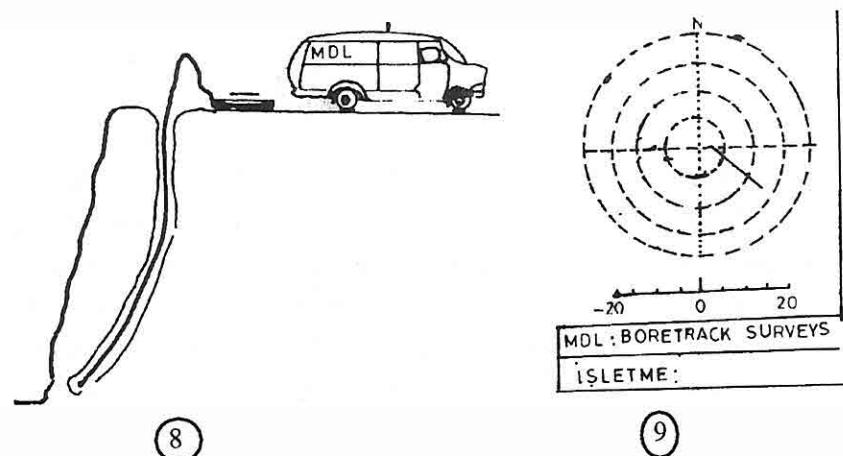
AEL'DEKİ ŞEV HAREKETLERİNİN ÖLÇÜMÜ VE İZLENMESİ

içindeki her 2 metredeki eğimlerin tesbiti yapılır. Bu tesbitlerin belli bir sıklıkla yapılması ile tabakalardaki hareketlerin tesbiti mümkündür. (Şekil 8) (Öztürk, 1990). Örnek olarak, Measurement Devices Limited'in Boretrak "Borehole Deviation Survey" sistemi verilebilir. Bu sistemde kullanılan aletin teknik özellikleri aşağıda verilmiştir. (Öztürk, 1990).

Okuma hassasiyeti : 0,01°	Enerji temini : 12 V DC
Sınır değeri : $\pm 30^\circ$	Bilgi çıkışı : RS 232 1200 Baud
Hassasiyeti : 0,05°	



Şekil 6 ve 7. Çatlak ölçme yöntemleri.



Şekil 8 ve 9. Boretrak II'nin şematik ölçü sistemi.

4.3 Haritacılık Ölçümleri

Şevlerdeki hareketin giderek büyümesiyle, çatlakların ölçülmeleri için gerekli olan ve

hareket görmemiş sahada bulunması gereken bir referans noktası için yer bulmak olanaksızlaşır. Bu durumda standart haritacılık yöntemleri kullanılarak uzakta mesafe ölçme yoluna gidilir. En uygun yöntemin seçimi, işin hassasiyetine ve sahadaki fiziksel kısıtlamalara bağlıdır. Uygulanabilecek haritacılık tekniklerinin genel prensipleri Şekil 10'da gösterilmektedir.

Alet istasyonları, hareketin yönüne tam paralel tesis edilmeli ve ocağın dışında, hareket görmeyen bir sahaya atılacak röper noktaları ile belirlenmelidirler. Alet istasyonlarının altındaki sevde de hareket olabileceğiinden bu noktaların röper noktaları ile kontrol edilmeleri çok önemlidir. Kaymanın meydana geldiği sahaya kurulacak izleme noktalarının düzenli olarak ölçülmesi ile bütün kayma hareketi belirlenebilir. Açık işletme şevlerinde üç tip hareket ortaya çıkmaktadır. Bunlar aşağıda açıklanmıştır.

4.3.1 Yatay Hareket

Bu tip hareketlerin ölçümlerinde önceleri çelik metreler ve invarteller kullanılırdı. Günümüzde ise elektronik mesafe ölçerler kullanılmaktadır.

Yatay hareketler 4 şekilde ölçülebilir (Steudel, 1986).

- Jeodezik Ağ.
- Hassas Poligon.
- Aliyman.
- Kenar Kontrol.

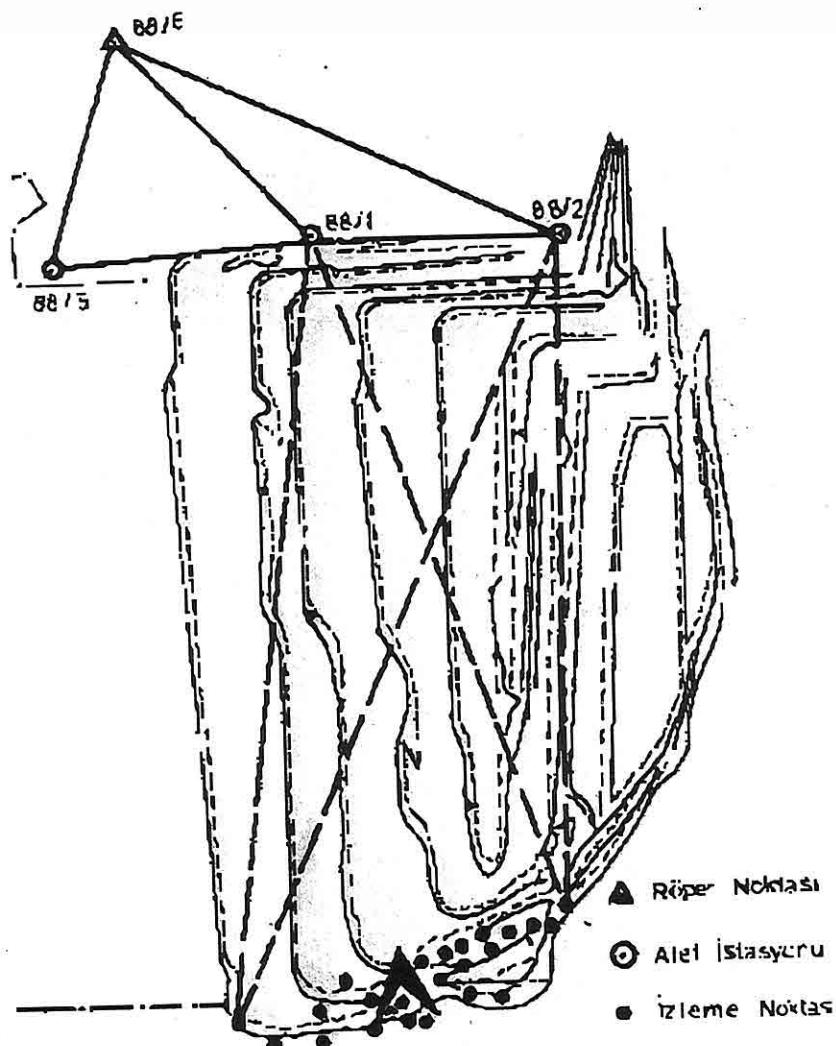
Ölçülecek alanın büyüklüğüne ve hassasiyetine göre bu yöntemlerden biri seçilerek izleme noktalarındaki hareketler tesbit edilebilir. Özellikle, çok basamaklı ve hızlı ilerleyen işletmelerde jeodezik ağ ve hassas poligon yöntemlerinin uygulanması zor hatta olanaksız olmaktadır. Bu durumda aliyman yöntemi uygulanabilir. Yöntem hareket yönüne dik olarak seçilen aliymanla noktalar arasındaki mesafenin hesaplanması esasına dayanır.

Kenar kontrol yöntemi özellikle ilerlemesi fazla olan işletmelerde uygulama alanı bulur. Bu yöntemde izleme noktaları ile alet istasyonları arasındaki doğrultuların kayma yönüne paralel ölçümleri yapılır.

4.3.2 Düşey Hareket

Düşey hareketler + 0,1 mm. hassasiyetindeki nivolarla ölçülmelidir.

4.3.3 Kombine Hareket



Şekil 10. Kışlaköy açık işletmesinde uygulanan mesafe ölçme sistemleri.

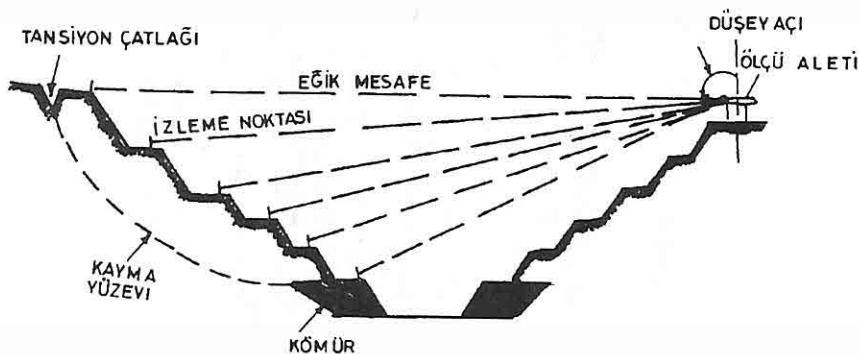
4.4 Elektronik Mesafe Ölçümü

Şevlerdeki yatay hareketler çoğunlukla elektronik mesafe ölçme aletleri ile ölçülür. Alette aranılacak en büyük özellik ölçme mesafesinin 3 ile 5 km. arasında ve ortalama hassasiyetinin $m=(1\text{--}3 \text{ mm.})^2+(1\text{ppm})^2$ mertebesinde olmasıdır. Alet istasyonu ile izleme

noktaları arasındaki bu okumalar bir kaç saniye içerisinde yapılarak şevideki hareketi her noktada aynı anda yakalamaya gayret edilmelidir. Ayrıca alette hava sıcaklığındaki değişiklikler ve hava basıncı için ayar düzenleri vardır. Aşağıda bu tip aletlere bir kaç örnek verilmiştir.

<u>Üretici Firma</u>	<u>Model</u>	<u>Fiyatı</u>
KernArau	ME 3000	150.000.-DM
Hawlett-Packard	HP 3850 A	27.000.-DM
Wild Heerbrugg	DI 3000	25.000.-DM
Kern Arau	DM 503	15.000.-DM

Bunlara ilaveten, çok daha hassas elektronik mesafe ölçerler geliştirilmiştir. Örneğin, Terrameter diye adlandırılan bir aletle iki renkli lazer kullanılarak 10 km.'lik mesafe $M=0,1$ mm. hata ile ölçülebilmiştir. Fakat aletin bugünkü fiyatı 400.000 DM'dır.



Şekil 11. Elektronik mesafe ölçer kullanılarak yapılan mesafe kontrolü.

Elektronik mesafe ölçer kullanarak, alet istasyonu ile şeviden izleme noktası arasındaki mesafeyi ölçmenin en basit yolu Şekil 11'de görülmektedir. Bu yöntemde gerekli hassasiyetin sağlanabilmesi için, şevideki kayma hareketinin yönüne paralel ölçü yapmak gerekmektedir. Aksi takdirde hareketin sadece bir elemanı ölçülmüş olur. Örneğin; Kışlaköy açık işletmesinde, doğu nihai şevindeki hareket batıya doğrudur ve bu nedenle 88/1 no'lú istasyondan izlenmektedir. Ayrıca, her izleme noktasındaki eğik mesafe ölçülürken, düşey açıda ölçülerek, düşey hareket hakkında kabaca bilgi sağlanabilir. Bu bilgilerden de kaymanın tipi ile ilgili fikir yürütülebilir. Mekanizması hakkında daha fazla bilgi edinebilmek için, izleme noktalarının kot ve koordinatlarının hesaplanması gereklidir.

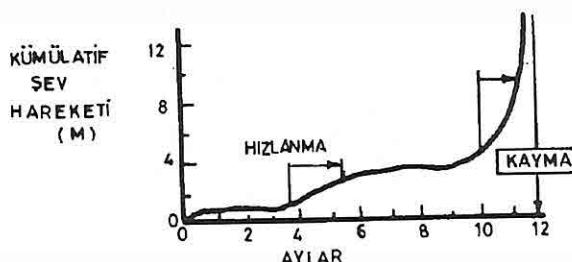
Eğer sadece bir tek alet istasyonu varsa, röper noktası ile izleme noktası arasındaki açı ve mesafe okuması yapılmalıdır. Fakat iki alet istasyonu kurulursa, her izleme noktasının pozisyonu, üçgen veya kenar kontrol yöntemi ile belirlenebilir. Üç noktanın oluşturduğu eşkenar bir üçgen varsa en iyi sonuç elde edilir.

4.5 Ölçme Sonuçlarının Değerlendirilmesi

Şev izleme sisteminin etkili bir şekilde kullanılabilmesi, özellikle de kritik sahalarda şev altındaki işletmecilik faaliyetlerinin emniyetle sürdürülebilmesi, ölçme sonuçlarının hızlı ve doğru olarak yorumlanmasına bağlıdır. Ayrıca, şev izleme sisteminin amaçlarının ve değerinin, işletmede çalışan herkes tarafından çok iyi anlaşılması da gerekmektedir. İşin önemi işletmede çalışanlara ne kadar iyi izah edilirse, sistemin başarı oranı o kadar yüksek olacaktır.

Ölçme verilerini görüntülemenin bir yolu, zamana karşı şev hareketi grafiğini çizmektir (Şekil 12). Bu grafik hareketin oranındaki herhangi bir artışı ve buna bağlı olarak şev stabilitesindeki bozulmayı anında gösterir. Grafiğin görünümü seçilerek, ölçüye göre değişeceği için, bu boyutlar hızlanmayı açıkça gösterecek şekilde seçilmelidir. Şevde düzenli olarak meydana gelen hareketin belirlenmesi için izleme çalışmalarına hareketin ilk ortaya çıktıgı zamandan itibaren başlaması gereklidir. Yapılacak ölçmenin sıklığı hareketin oranına ve işletmecilik faaliyetlerinin tehlikeli bölgede olup olmadığına bağlıdır. Kritik olmayan sahalarda aylık ölçümler yeterli olurken, kritik sahalarda saatlik okumalar gerekebilecektir. Şekil 12'de de görüldüğü gibi şevde kayma meydana gelmeden önce grafiğin eğiminde artış görülür.

Ayrıca, bu hızlanma periyodu günlerce hatta haftalarca sürebilir. Böylece kayma meydana gelmeden önce gerekli önlemler alınabilir. Bununla birlikte, düzlemsel bir kaymanın oluşu bir şevde bu belirtilere pek az rastlanır.

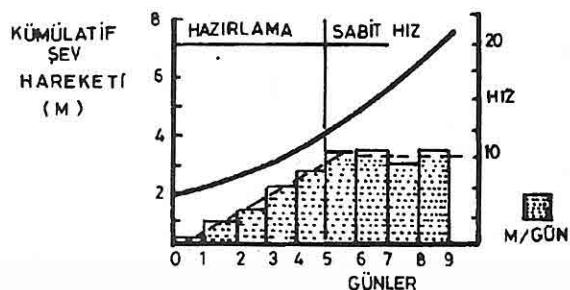


Şekil 12. Tipik bir yol-zaman grafiği.

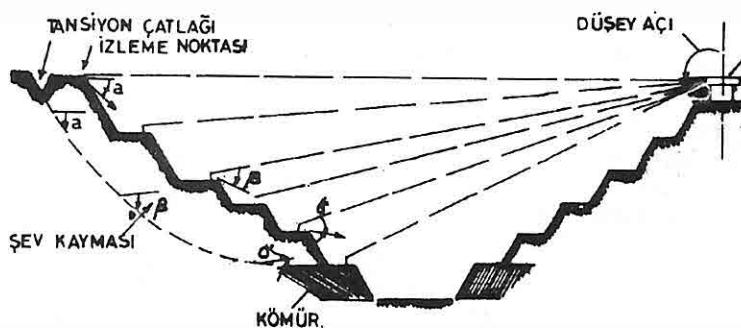
Hareket - zaman grafiği ile de şev stabilitesi hakkında bilgi edinilebilir. Şekil 13'de görüldüğü gibi grafiğin eğimi şevdeki hareket hakkında bilgi verebilir. Bu örnek grafikte, şevdeki hareketin ilk beş gün artarak devam ettiği daha sonraki günlerde ise sabit bir hızda kaldığı görülmektedir. Eğer bu izleme noktasının bulunduğu bölgede işletme faaliyetleri yürütülüyorsa ilk beş gün çalışmaların durdurulması ve ancak hızın sabitleştigi altıncı günden itibaren işletme faaliyetlerine başlanması gerekdir.

Ölçme verileri kullanılarak kaymanın kapsamı, mekanizması ve derinliği hakkında bilgi

ediniilebilir. İzleme noktalarındaki yer değişimlerinin vektörel olarak gösterildiği bir plan üzerinde kayma hareketinin yönü açıkça görülür. Ayrıca, yine izleme noktalarının kesit üzerindeki vektörel gösterimleriyle de kayma mekanizması ve yüzeyi hakkında fikir yürütülebilir. Şekil 14'te de görüldüğü gibi, dairesel bir kaymada, şev üzerindeki izleme noktasındaki hareket vektörü 45° ye kadar düşey açı gösterirken, şev dibindeki hareket vektörü yataya yakın olmaktadır.



Şekil 13. Hız-zaman grafiği şev hareketindeki artış oranını gösterir.



Şekil 14. Hareket vektörlerinin düşeye yaptığı açı kayma derinliğini gösterir.

Eğer, büyük ölçekli bir şev kayması belli bir süre içerisinde devamlı olarak izlenirse, önemli miktarlarda ölçme verileri toplanacaktır.

Bu verilerin grafik haline getirilmesi ve hareket vektörlerinin hesaplanması yorumlanması için uzun bir süre gereklidir. Aslında, değerlendirmeler için gereken süre, işletmede ani ve kritik kararların alınmasını engellemeyecektir. Bu engeli aşabilmek için en ideal yöntem ölçme verilerini bilgisayar ortamında toplayarak, vektör hesaplamalarının ve

grafik çizimlerin bilgisayar yardımıyla yaptırılmasıdır. Bu şekilde her izleme kurasına ait bilgiler, grafikler ve diğer hesaplamalar bir kaç dakika içerisinde kullanıma hazır olacaklardır.

5. ŞEV İZLEME YÖNTEMLERİNİN KİŞLAKÖY AÇIK İŞLETMESİNDEKİ UYGULAMASI

5.1 Kışlaköy Açık İşletmesinin Tanımı

Kışlaköy açık işletmesi, Kahramanmaraş ilinin Elbistan ve Afşin ilçeleri sınırları içinde yer alan, Afşin-Elbistan linyit havzasının ilk açık işletmesidir. Afşin-Elbistan (A) projesi olarak bilinen Kışlaköy açık işletmesi 4x340 MW'lık termik santral ile civar illerin yakıt ihtiyacını karşılamak üzere kurulmuştur. 582 milyon ton rezervi olan işletmenin örtü tabakası linyit oranı 2,7:1'm³/ton'dur. Linyitin ortalama alt ısıl değeri 1170 Kcal/kg, kül oranı %55 ve küükürt oranı da %1,46'dır.

İşletmede örtü tabakası ve linyit üretimi ile bunların nakli 3000 m³ (yerinde) /saat kapasiteli 6 adet döner kepçeli kazıcı, 5600 m³ (gevşek) /saat kapasiteli 5 adet dökücü ve yaklaşık 55 km. uzunluğundaki bant konveyörlerle yapılmaktadır. Maden sahasında toplam 1.565.185.000 m³ dekapaj kazısı yapılacak ve buna karşılık 582 milyon ton linyit üretilecektir. Üretilen linyit konveyörlerle 1,0 milyon ton kapasiteli stok sahasına taşınarak burada gerekli harmanlama işlemlerinden geçirildikten sonra termik santrala verilmektedir. İlk işletmecilik faaliyetlerine 1981 yılında başlanılmış ve 1990 yılı sonu itibarı ile toplam 206,0 milyon m³ dekapaj kazısı ile 54,0 milyon ton linyit üretimi gerçekleştirılmıştır.

5.2 Şev Deformasyon Ölçümleri

Döner kepçeli kazıcı - bant konveyör - dökücü sisteminin uygulandığı açık işletmelerde şev stabilitesi çok önemli bir problem olarak ortaya çıkmaktadır. Nitekim Kışlaköy Açık İşletmesinde bugüne kadar sırasıyla Temmuz 1984, Şubat 1987 ve Mart 1987 tarihlerinde olmak üzere üç şev kayması görülmüştür. Bunun üzerine şevlerde ek bazı jeolojik incelemeler yapılarak, sahada önceden bilinmeyen yeni fay sistemleri bulunmuştur.

Böylece stabilité hesapları ne kadar iyi yapılsın, yinede şevlerin izlenmesi gereği görülmüştür.

Son yıllarda, elektronik mesafe ölçme aletlerindeki hızlı gelişmeler bunların şevlerdeki deformasyonların ölçülmesi fikrini doğurmuş ve bu düşünce ilk olarak Rhein kömür havzasında uygulanmıştır (Dudek, 1984.)

Kışlaköy açık işletmesinde, 1988 yılına kadar sadece Kern DM 503 aleti ile, kısa mesafeli ölçümler yapılmıştı. 1988-1989 yılları içerisinde işletmenin çevresine bir jeodezik şebeke kurulmuştur (Şekil 15). Bir jeodezik şebeke kurulurken yapılacak

işlemeler aşağıda sırasıyla verilmiştir (Dudek, 1984).

5.2.1 Etüd Çalışmaları

Önce kurulması düşünülen şebekedeki alet istasyonlarının, nirengi, röper ve izleme noktalarının atılacağı yerler plan üzerinde belirlenir.

5.2.2 Şebeke Noktalarının Atılması

Şebekeye dahil edilecek nirengi noktaları iyileştirilir. Sonra alet istasyonları, röper ve izleme noktaları belli bir plana göre araziye kurulur.

5.2.3 Şebeke Hesapları

Alet ve referans noktalarının kestirme yöntemi ile hesaplamaları yapıldıktan sonra izleme noktalarının koordinatları belirlenir.

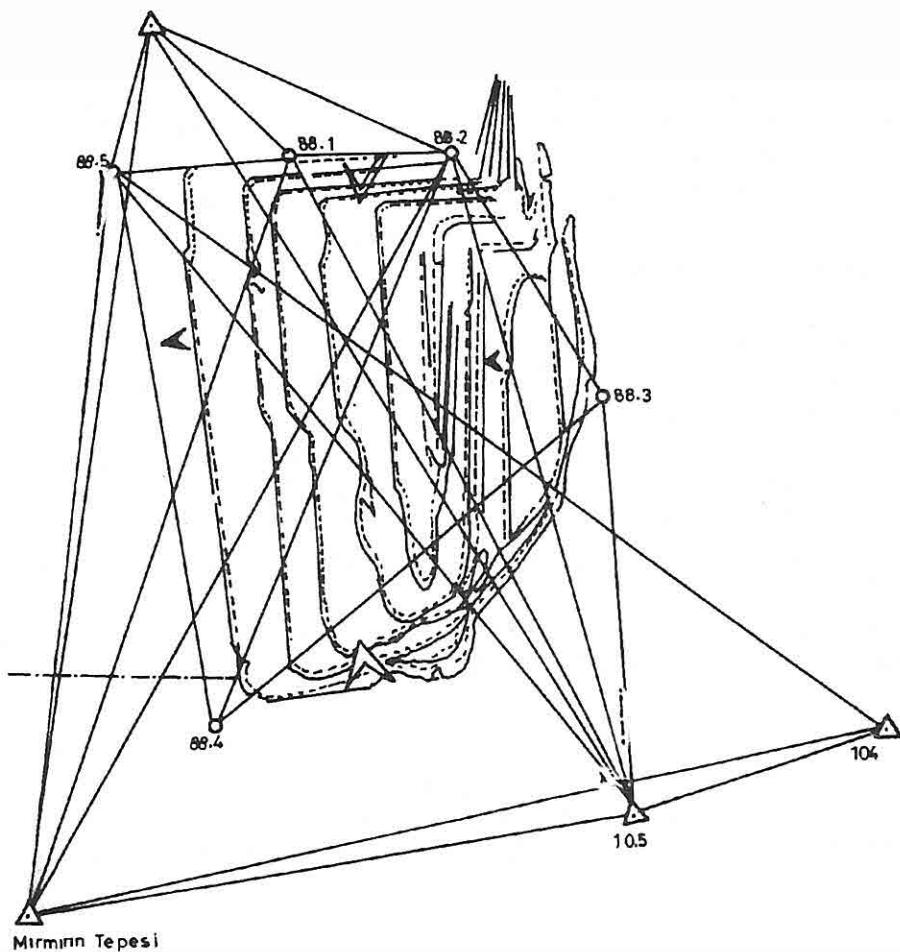
Yukarıdaki işlemler tamamlandıktan sonra izleme noktalarının periyodik ölçümleri yapılır. Şekil 10'da da görüldüğü gibi Kışlaköy açık işletmesinde özellikle doğu şevinde belli bir hareket gözlendiği için izleme noktaları bu bölgeye atılmıştır. Birinci basamakta 10, ikinci basamakta 9 ve üçüncü basamakta da 7 izleme noktası olup, bu sistem işletmenin gelişmesine paralel olarak ilerletilecektir. Kışlaköy açık işletmesinde jeodezik açı 88/1, 88/2, 88/3, 88/4, ve 88/5 alet istasyonları, 88/6 röper noktası ve Mırmırın T., N105 no'lu nirengi noktalarından meydana gelmektedir. İzleme noktaları ile alet istasyonu arasındaki mesafe ölçümleri Wild DI 3000 elektronik mesafe ölçme aleti ile yapılarak, her izleme noktası için grafik çizilmektedir. Ancak ölçme verilerinin hesaplanması bilgisayar yardımı ile yapılırken, sonuçların yorumlanması ve grafiklerin hazırlanması işlemleri elde yürütülmektedir (Öztürk, 1990).

5.3 Maliyet Analizi

Etkili bir şev ölçme ve izleme sisteminin kurulabilmesi için gerekli donanımlar aşağıda verilmiştir.

- Elektronik açı ölçer, Wild Leitz TM 3000 (GRE 4 kayıt ünitesi dahil.)
- Elektronik mesafe ölçer, Wild Leitz DI 3000
- Ölçme ve bağlantı kabloları için gerekli bataryalar (20 Adet.)
- IBM PC-AT (20 MB disk.)
- Software program paketi
- Yazıcı
- Air - Condition, digital termometre ve barometre takılmış bir konteyner.
- Micro UPS.

Yapılan maliyet analizleri sonucunda yukarıda listesi verilen epikmanların maliyetinin 300.000.- DM civarında olacağı hesaplanmıştır.



Şekil 15. Kışlaköy açık işletmesinde kurulan jeodezik şebeke.

6. SONUÇLAR

Modern açık işletme tekniklerinin yaygın olarak uygulandığı günümüzde, herhangi bir şev kayması nedeni ile ortaya çıkabilecek can ve mal kayıplarının önlenebilmesi için, işletmelere şev hareketlerini ölçme ve izleme sistemlerinin kurulması zorunlu hale gelmiştir.

Bugüne kadarki gelişmelerden de görülmüştür ki, açık işletme şevlerindeki stabilité hesaplamaları ne kadar iyi yapılrsa da şev kaymalarının önüne kesin olarak geçilememiştir. İşte bu nedenle modern açık işletmelerde, can ve mal emniyetini

sağlayabilmek için şevlerdeki deformasyonları ölçme ve izleme sistemleri kurulmuştur. Örneğin Kışlaköy açık işletmesinde orta ölçekte meydana gelebilecek bir şev kayması, uygulanan işletme teknolojisinden dolayı, önemli can ve mal kayıplarına neden olabilecektir. Toplam maliyeti 300.000.-DM olan bir sistem ile şev altında çalışanların bugünkü fiatlarla 60 milyar TL. olan döner kepçeli kazıcıların bant konveyörlerin ve diğer iş makinalarının emniyeti sağlanabilecektir. Görüldüğü gibi, çalışanların ve değeri milyarlarla ölçülen ekipmanların iş emniyetinin sağlanması için yapılacak 300.000.-DM'lik bir yatırım çok küçük bir miktar olarak kalmaktadır ve bu yatırım bir çeşit sigorta harcaması gibi düşünülmelidir.

7. KAYNAKLAR

- Dudek, H., "Überlagerndes Fastpunktnetz der Gruppe Nord der Rheinischen Braunkohlenwerke." *Der vermessungsingenieur*, Heft 6, 1984.
- Goodman, R.E., Bray, J.W., "A Successfull Application of Mining with Pitwall Movement," *Canadian Miningand Metallurgical Bulletin*, 1976.
- Hoek,E., Bray,J., "Rock Slope Engineering." IMM, London, 1977.
- Öztürk, D.A., "Açık İşletme Şevlerindeki Deformasyonların Ölçümü ve İzlenmesi", 1990.
- Pierschke,K.J., "Assesment of the Stability of Open Pit Mine Slopes in the Rhenish Brown Coal District." *Symposium on Stability in Coal Mining*, Vancouver, Canada, 1978.
- Steudel,J., "Markscheiderische Deformationsmessungen an Braunkohlentagebauböschungen." *Dos Markscheidewezen*, Nr.2, 1986.
- Wyllie,D.C., Munn,F.J., "The Use of Movement Monitoring to Minimize Production Losses Due to Pit Slope Failures. " *Symposium on Stability in Coal Mining*, Canada, 1978.

**YERALTI MADEN İŞLETMECİLİĞİNDE MONORAY SİSTEMİYLE
NAKLİYAT: ÇAYIRHAN'DAKİ UYGULAMA**

Mesut ANIL

Ç.Ü.Maden Mühendisliği Bölümü, Balcalı-ADANA/TÜRKİYE

Zeki ÖZALP

TKİ, Orta Anadolu Linyitleri Müessesesi Müdürlüğü, Çayırhan-ANKARA/TÜRKİYE

ÖZET: Yeraltı madenciliğinde kullanılan nakliyat sistemlerinden biri olan monoray 1960'lı yılların başında ortaya çıkışmasına rağmen, ancak son 25 yıldır yaygın hale gelmiştir. Emniyetli olması ve ekonomik avantajlarından dolayı başta Orta Avrupa ülkeleri olmak üzere bir çok ülkede kullanılan bu sistemin dayandığı prensip oldukça basittir. Sağlam tavan şartlarına sahip madenlerin nakliyat galerilerinin tahkimat ünitelerine veya bizzat tavana civatalarla tutturulan tek bir ray ve bu raya tekerleklerle asılı merkez taşıyıcı ile taşıyıcı kirişlerden oluşur.

Türkiye'nin tam mekanize tek ayak sistemine sahip OAL İşletmesinde 1985 yılından itibaren uygulamaya konulan monoray sistemiyle özellikle yürüyen tahkimatin çok ağır monoblokları başta olmak üzere diğer tüm ekipmanlarını gidecekleri yere çok ekonomik ve emniyetli bir şekilde taşınması yapılmıştır. Sistemin işletmeye kazandırdığı ekonomik avantajlar karşısında toplam 16 km'ye ulaşan bir monoray ağı oluşmuştur. Türkiye'deki ilk uygulaması olan OAL'deki durum, ülkemizdeki diğer madenler için de önerilebilir.

**MONORAY TRANSPORTATION SYSTEM IN UNDERGROUND
MINES AN APPLICATION IN CAYIRHAN**

ABSTRACT: Mono-rail one of the underground transportation systems, has been used widespread for 25 years, although it was first constructed in the beginning of 1960. The construction basis of the system which has been using mainly by the Middle European countries because of its economical and safety advantages, is very simple. The system consists of a mono-rail, hooked to the support system of the main haulage ways or directly into roof rock by ancharage system and a main transportation unit connected to the mono-rail by wheel groups.

With, the mono-rail system which has been using by the OALI (Middle Anatolian Lignite Corporation) that is the only fully mechanized mine in Turkey, since 1985, mostly very heavy parts of the roof support system of shields and all other equipment have been transported economicaly and safely. The economic advantadges provided by the system helped the 16 km long mono-rail mesh to be established in the mine. The system, applied the first time in OALI, can be recommended to other mines in Turkey.

1. GİRİŞ

Yeraltı maden işletmeciliğinde işletme dönemi giderlerinin önemli bir bölümünü nakliyat oluşturur. Bu sebeple nakliyat giderlerinin o ocak veya işletme için minimuma indirilmesi büyük önem kazanmaktadır. Gerek hazırlık ve gerekse üretim sırasında nakliyat için harcanan paranın üretilen cevherin bir tonu başına düşecek miktarını asgariye indirebilmek için nakliyat sistemlerinden en uygun olanlarını seçmek modern işletmeciler için kaçınılmazdır.

Madenlerde kullanılan nakliyat sistemleri yerçekimi yardımı ile olanlar; klasik olanlardan moderne doğru "sabit oluklar, helazonlu oluklar, nakliye bacaları; tahrik üniteleri kullanılarak yapılanlar - sallantılı oluklar, lastik bandlı konveyörler, zincirli oluklar; halatlı nakliyat sistemleri; ray üzerinde yapılan nakliyat - lokomotif aracılığı ile yapılan nakliyat" gibi nakliyat sistemleri olup, son zamanlarda bunlara tek raylı nakliyat yani monoray nakliyatı sistemi eklenmiştir (Eskikaya, 1973; Köse ve Gürgen, 1988). Son yıllarda yeraltı maden işletmeciliğinde tam mekanize uzun ayak uygulamalarıyla birlikte madenlerde monoray kullanımı yaygınlaşmıştır.Çoğu monoblok ve büyük parçalar ile makina, teçhizat ve diğer ekipmanların yerlerine ulaşılması, hatta teknik personel ile işçilerin kısa sürede emniyetle gidecekleri yerlere nakledilmelerinde monoray sistemi başarıyla uygulanmaktadır.

Bu çalışmada ülkemizin tam mekanize ayak sistemine sahip Orta Anadolu Linyit İşletmesindeki monoray sistemiyle yapılan nakliyat ve Scharf firmasının ürettiği US-105 modelinin özellikleri incelenmiş ve sistemin avantaj ve dezavantajları tartışılmıştır.

2. TEK RAYLI NAKLİYAT SİSTEMİ

2.1. Genel Özellikleri

Tek raylı sistem uzunca bir süredir bilinmesine rağmen yeraltı madenciliğinde kullanıldığı son 25 yıl içinde yaygınlaşmaya başlamıştır. Bu nakliyat sisteminin dayandığı prensipler oldukça basittir. Tavan tıpkimatına asılı bir şekilde tutturulmuş bir ray ve bu rayın flanşları üzerinde hareket eden sürüünmesi minimuma indirilmiş tekerleklerle tıpkı bir vagonun hareketine benzer bir mekanizma mevcuttur. Tek ray üzerine asılı durumda bulunan vagon veya benzeri taşıma araçlarıyla nakliyat yapılır.

Bu sistem ilk icat edildiğinde fazla rağbet görmemiş olmasına rağmen özellikle mekanize ayakların yaygınlaşmasına paralel olarak kullanım alanları da artmıştır. Sistemin en büyük avantajı galeri tabanından ve galerinin genel kullanım alanlarından büyük ölçüde müstakil çalışabilmesidir. Montajı nisbeten daha kolay olan sistemde hareket tek rayla

sağlandığı için manevralar daha kolay olmaktadır, zamandan ve malzemeden büyük tasarruf sağlanmasıdır. Meyil yukarı nakliyat için lokomotifli sistemlere nazaran daha üst sınırlara çıkalıbilmekte ve deformasyonlar nisbeten daha az olmaktadır.

Kuruldukları mesafe 200 ile 5500 m arasında değişen ve normal olarak 20°'lik eğime kadar başarıyla, hatta bazı özel durumlarda maksimum 32°'lik eğime kadarki güzergahlarda insan ve malzeme taşımacılığı için kullanılabilir. Tavan civataları veya mengenelerle tutturulmuş sistemlerde 5 tona kadar ancak çelik blok tahkimatlara asılı sistemlerde ise 20 tona kadar yük taşıyabilen modelleri geliştirilmiştir. Damar kalınlığı 1,5 m'den az olan maden damarlarında monoray kullanılamaz.

Ana ve tali nakliyat galerilerinde uygulama olanağı olan monoray sistemini genel olarak iki tip hareket ettirme mekanizması geliştirilmiştir. Bunlar sonsuz halat sistemi veya kendi kendine ilerleyen özel geliştirilmiş monoray lokomotifleridir (Şekil 1 A ve B).

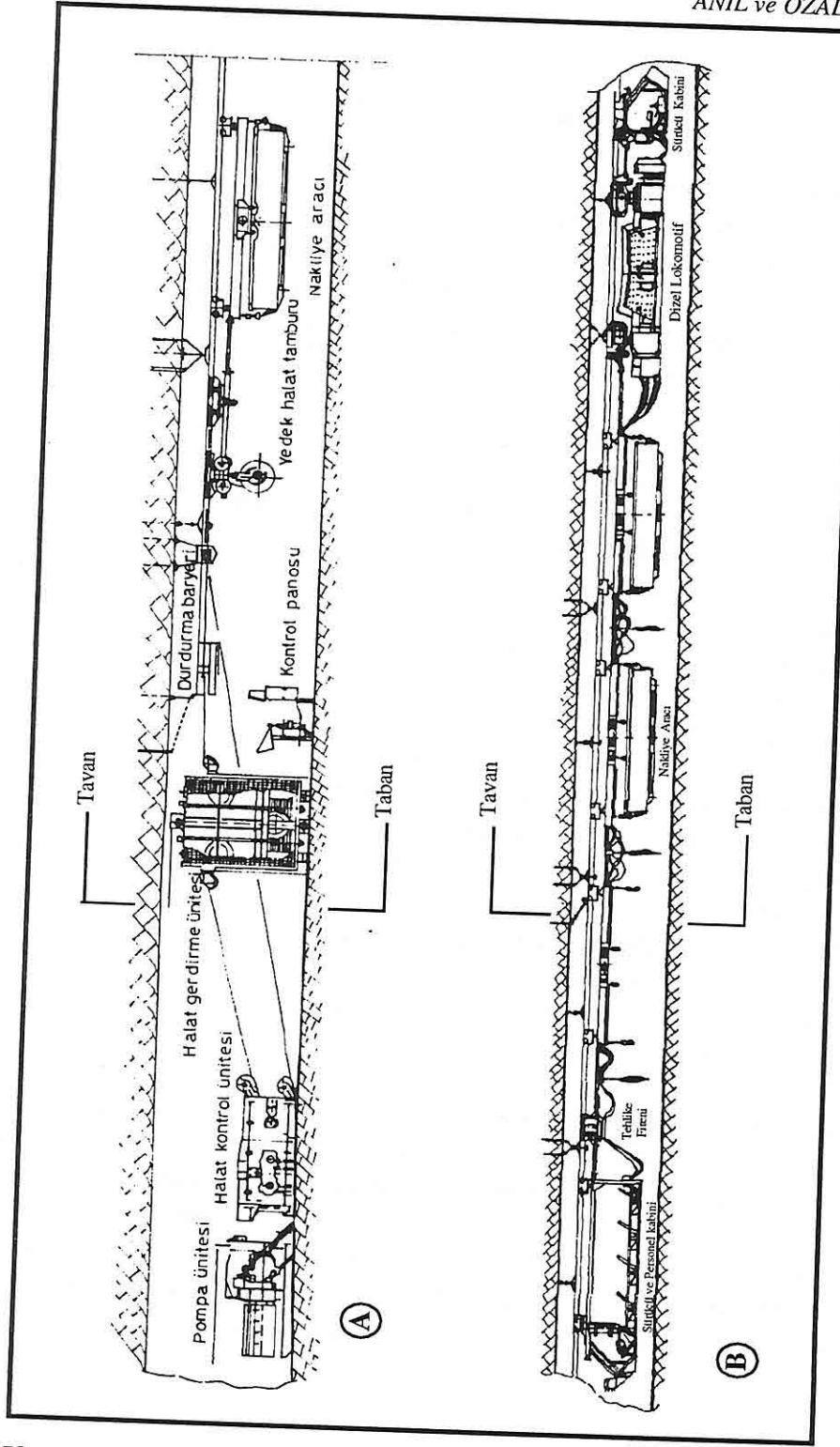
Sonsuz halat sisteminin esası tavan taşına veya galeri tahkimatına raptedilmiş nakliye rayları, ray seviyesinde bulunan sonsuz bir halat ve hidrolik tahrik ünitesi ile hareket ettirilen elemanlardan oluşmuştur (Şekil 2). Halat çekimi elektro hidrolik pompa sistemiyle 4,2m/sn'lik hızda ayarlanabilir.

Dizel lokomotifli sistemlerde ise değişik randımanlı pompaların tahrıt ettiği dizel motorlar tarafından hidro-statik bir ilerleme sağlanmaktadır. Pompalar güçlerini hidrolik motor taşıyıcılarına aktarırlar. Taşıyıcılar da 4 adet tekerlek vasıtasiyle monorayın alt kısmında hareket ederler (Şekil 3). Monoray sisteminde kullanılan lokomotiflerin genel özellikleri arasında başlıcaları aşağıdaki gibi özetlenebilir.

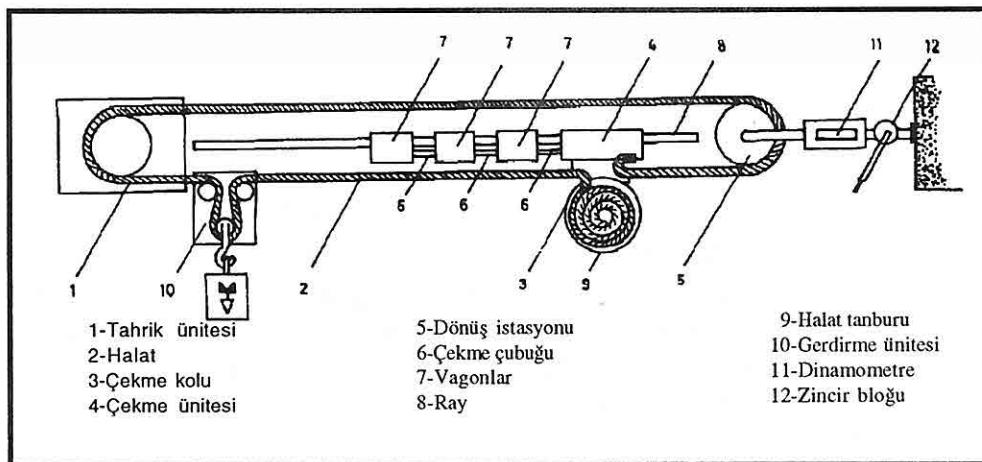
- * 6-8 ton arasında faydalı yük % 30 meyile-kadar hareket ettirilebilmelidir (Bu durumda sağlam bir tavan tahkimati gereklidir).
- * Makina boyutları istenen yükü çekerilmeli ancak boyutları minimum olmalıdır.
- * Düşey planda $\pm 7^\circ$, yatay planda $\pm 2^\circ$ 'lik sapmalara karşı emniyetle uymalıdır.
- * Değişik hızlara sahip olmalı ve düşük hızlarda da manevra kabiliyeti göstermelidir.
- * Güvenilir bir fren sistemine sahip olmalıdır.

2.2. Scharf Firmasının geliştirdiği sistemin doğusu ve OAL'e geliş

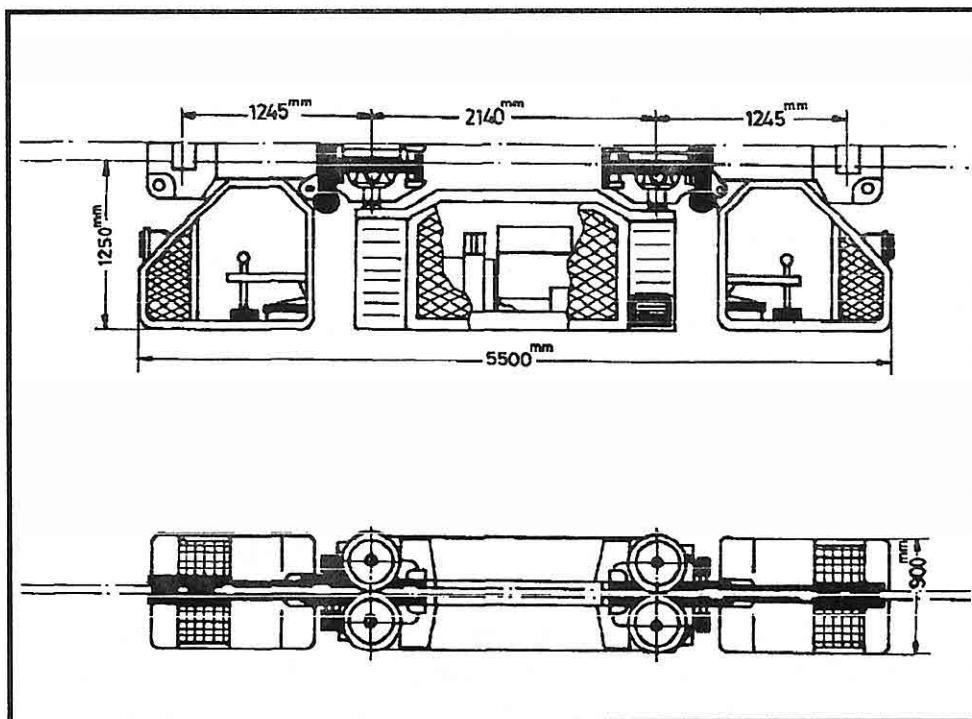
Alman firması tarafından ilk kez 1958 yılında Essen şehrinde açılan madencilik fuarında madencilere sergilenen bu sistem büyük bir ilgi toplayarak 1960'lı yıllarda itibaren maden işletmelerine girmiştir. Daha 1976 senesinde yalnızca Almanya'da çoğu monoray olmak üzere toplam 1300 km'lik uzunluğa ulaşan raylı sistemin kısa sürede ne kadar büyük bir gelişme gösterdiğini açıkça göstermektedir. Aynı sistem içinde görülen halatlı ray ve yere döşenen raylı sistemler daha sınırlı kalmıştır.



Sekil 1. A : Sonsuz halatlı monoray ,B: Dizel Lokomotifli monoray (Scharf US-105)



Şekil 2. Sonsuz Halat Sistemi

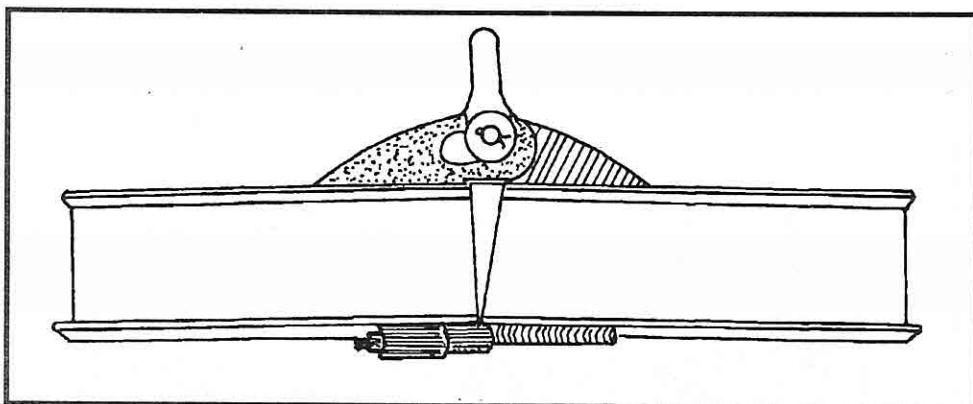


Şekil 3. Monoraylarda Kullanılan Dizel Lokomotif

2.3. Monoray Sisteminin Üniteleri

2.3.1. Raylar

Tek ray üniteleri Alman standartlarına göre 2 m ile 3 m arasında değişen uzunluklarda imal edilmekte olup, genellikle I 120 E ile I 140 E I profillerinden ve St. 52-3 çeliğinden imal edilmişlerdir. İngiliz standartlarında ise 12.7 x 6.35 mm'lik RSJ olarak ifade edilip, 2,4, 2, 7 ve 3,0 m boyunda imal edilirler. Kurvelerde kullanılmak üzere 15° - $22,5^\circ$ lik yaylar halinde üniteler de imal edilmiştir. Bu ünitelerin yarıçapları standart olarak 4, 3, 5 m'lik olmak üzere isteğe bağlı olarak üretilirler. Rayların birbirleriyle birleştirikleri yerlerde özel bağlantı elemanları kullanılır (Şekil 4). Raylar ek yerlerinden zincirler vasıtasıyla tahkimata asılmıştır. Her 7 rayda bir halatın düzgün gitmesi için yönlendirici makaralar konmuştur. Virajlı kısımlarda halatın aşınmasını minimuma indirmek için makara düzenekleri sıklaştırılır. OAL'de kullanılan raylar 3 m boyutlu seçilmiş olup, I 140 E profilinden imal edilmiştir.



Şekil 4. Rayların bağlantı elemanları

2.3.2 Tahrik Ünitesi

Monoray sisteminin tahrik üniteleri çekme kuvvetine göre tek ve çift hidromotorlu olmak üzere başlıca iki tiptir. Tahrik tanburu 800 mm, saptırma tanburu ise 540 mm çapında olup, halat bu tanbur üzerine 3 defa sarılmıştır. Böylece $3 \times 180^\circ = 540^\circ$ lik bir sarılma açısı elde edilmektedir. Halatın kaymasını önlemek amacıyla tanbur üzerinde vinç tanbur kaplaması mevcuttur. Kaplama üzerindeki yivlerin derinliklerinin aynı olması önemli olup, zamanla aşınmalar karşısında derinliği yeniden sabitleştirmek için vince yerleştirilmiş elmas uçlar vasıtasıyla tanbur döndürülerek eşit duruma getirilir.

2.3.3. Vinç

Üzerindeki çift balatalı fren tertibatıyla 700 mm çapındaki bir tanbur üzerine 2,6 KN'luk yay kuvveti ile manivela kolları yardımıyla 68 KN'luk bir kuvvetle etki eder. Avrupa standartlarına uyumlu olarak bir monoray vinci üzerindeki fren gücü, bu vincin çekme gücünün 1,5 katı kadardır. Bu standart vincin emniyetle çalışmasını sağlar.

Vinçlerin çekme kuvvetleri 230 barlık bir basınçta göre ayarlandığından, sistemdeki basınç bu değerin üzerine çıktığında emniyet valfi açılarak fazla basınç ile daha yüksek bir güç üretilerek halatın kopması önlenir. Şebekeye bağlanmış manometreler ani değişimleri kontrol ederek sistemin zarar görmesini öner.

2.3.4. Fren Tertibatı

Monoray vinç tanburu üzerinde manuel kumandalı çift balatalı bir fren tertibatı mevcuttur. Monoray operatörü tarafından gerekli durumlarda kumanda edilerek gereken emniyet sağlanır. Ayrıca ray üzerinde hareketli olan ve istasyondan bağımsız olarak hareket eden bir fren sistemi daha bulunur. Bu ikinci fren sistemi tekne öngörülenden daha fazla bir hızda ulaştığında otomatik olarak devreye girer. Öte yandan monoray teknesi içinde seyreden görevlinin ani tehlikeler karşısında müdahalesiyle de çalışır. Fren sistemi vasıtasiyle halat kopması, aşırı hız ve diğer aşınmalar emniyetli bir şekilde önlenir.

2.3.5. Makara Grupları

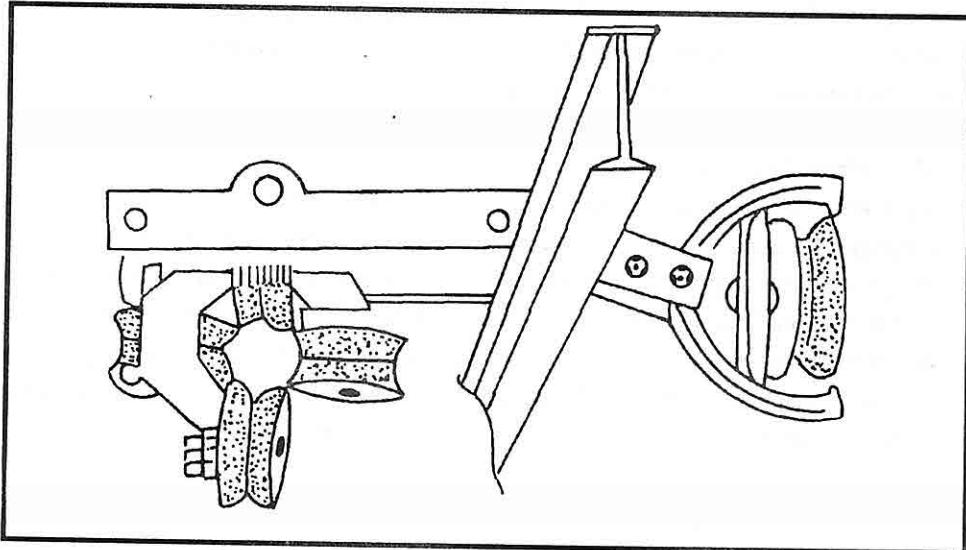
Makara grupları boş halatın ve dolu halatın ray dizisinin her iki tarafında askıda tutulmasını ve yönlendirilmesini sağlar. Makara grupları iki civata vasıtasiyle sırtlı raylora monte edilir (Şekil 5). Her iki makara grupları arasındaki mesafe en fazla 30 m olmalıdır. OAL işletmesinde her 7 rayda bir sırtlı ray monte edilmiştir. Dolu halat 4'lü makaralı tarafta olup, bunlardan 2'si hareketlidir. Dolu halatın bağlı olduğu nakliye sistemindeki halata yön verici parça hareketli makaralara çarparak açılmasını sağlar ve halat dörtlü makaradan rahatça geçer. Boş halat ise ayarlanabilen ikili makara içerisinde geçmektedir. Makara grupları üzerindeki çerçevelere delikler delinmiştir. Bu delikler makara gruplarını düz yerlerde dikey, kurvelerde yatay olarak asmayı sağlamaktadır.

2.3.6. Halatlar

Sistemin önemli bir parçasını oluşturan halatların seçiminde başlıca iki faktör önemlidir. Halatın fleksible olması (ufak çaplı çelik tellerin oluşturulması) ve aşınmaya karşı dayanıklı olması (nisbeten büyük çaplı olanlar daha dayanıklıdır) istenir. Ancak bu iki özellik birbiriyile çelişmektedir. Bu durumu belli bir ölçüde temin etmek amacıyla

halatın iç kısmındaki destek ince çaplı, dış kısımlarındakiler ise nisbeten kalın çaplı tellerden seçilmektedir.

OAL İşletmesinde 16 mm ve 19 mm çaplarında olmak üzere başlıca iki tip halat kullanılır. Seçim halatın kullanılacağı galerinin uzunluğu, meyili ve taşınacak maksimum yükün miktarı göz önünde tutularak yapılmaktadır. Seçilen halatlar baca ilerlemelerinde her 250 m'de bir ek yapılarak uzatılmakta olup, yeni 500 m'lik yedek tanburlar merkez taşıyıcıya asılmaktadır.



Şekil 5. Yönlendirici makarna grupları

2.3.7. Halat Gerdirme Üniteleri

Koope çeşidi makara düzende halat kaymasını önlemek için ilk yeterli çekme kuvvetini uygulayan parçadır. Ek olarak çalışma sırasında dışarıdan gelen etkilere karşı halatın kendini düzenlemesini de sağlar.

2.3.8. Kuyruk İstasyonu

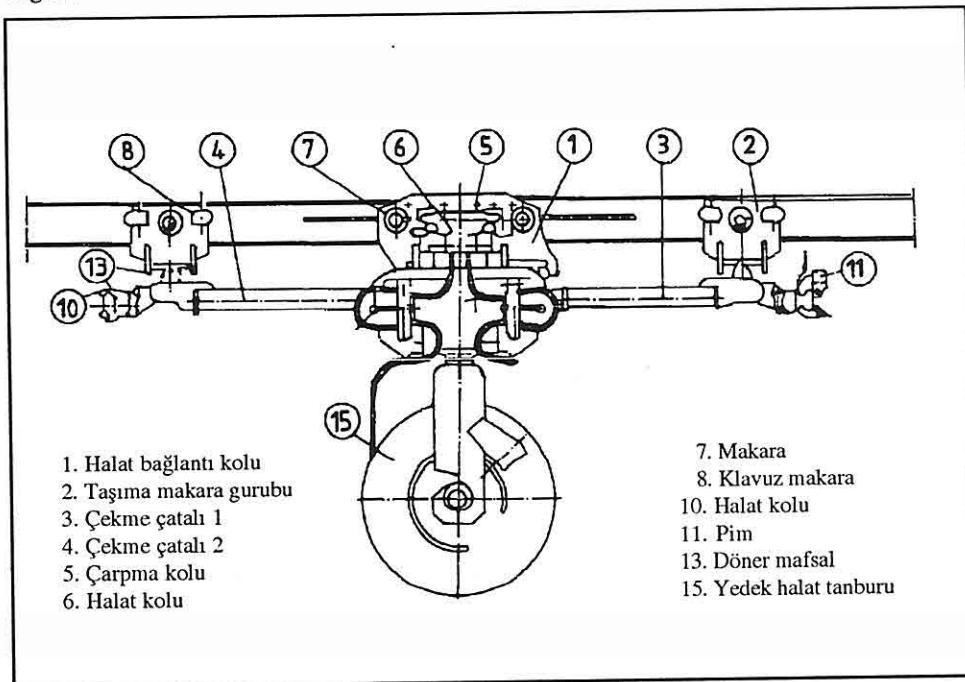
Çapı 630 mm olan kuyruk makarası ayrı bir taşıyıcı üzerinde makaralarla asılı olup, böylece halat koptuğu zaman yere düşmesi önlenir. Bu kuyruk makarasının halat giriş ve çıkışlarında yönlendirici makaralar olup, bu makaralar üzerinde el koruyucu monte edilmiştir. Bu montaj grubu bir ray üzerine yerleştirilmiş ve zincirler vasıtasiyle tesbit edilmiştir. Halatin ön gerdirmesi el caraskası yardımıyla yapılmaktadır.

2.3.9. Kaldırma ve Taşıma Kirişleri

Taşınacak malzeme ağırlığına göre seçilen bu kirişler istenilen tonajdaki ekipmanları güven içinde taşıyacak özellikte olmalıdır. Normal malzeme naklinde 3 tonluk taşıma kirişleri kullanılırken ağır yükleri taşımak için 6 ve 12 tonluk kirişler kullanılır. Kaldırma işlemi 2 adet kanca ile yapılır ve yükleme manuel zincir, hava motoru veya caraska yardımıyla gerçekleştirilmektedir. Taşıyıcı ve kaldırıcı kirişleri merkez taşıyıcıya bağlantı çubukları ile emniyetli bir şekilde bağlanmıştır. Hiç bir zaman bu bağlantı çubukları kendiliğinden boşça çıkmaz.

2.3.10. Merkez Taşıyıcı

Merkez taşıyıcı uzun makara mesafesi olan halat taşıyıcısından meydana gelir ve bir de yedek halat tanburuna sahiptir. Merkez taşıyıcıya 16 mm ile 19 mm'lik halatlar bağlanabilir. En önemli görevi kendisine yüklenen yükü yeterli şekilde dağıtmak ve sistemin çalışmasını sürekli kılmaktır. Merkez taşıyıcının halat bağlantı kolu makara gruplarından düzenli geçmeyi sağlar. Merkez taşıyıcı aynı zamanda taşıma sistemine iç ve dış kurularda yön tayin eder. Yedek halat tanbu ise monoray uzatmalarında ise kolaylık sağlar.



Şekil 6. Merkez Taşıyıcı ve Başlıca Elemanları

2.3.11. Durdurucu Tampon

Bu tampon monorayın sonlarına konularak nakliyat sisteminin buraya çarparak durmasını sağlamaktadır.

2.3.12. Tekne

Malzemeleri taşımak için bu amaçla imal edilmiş bir tekne kullanılır. Tekne iki ucundan ray sistemine caraskalar ile bağlanmış durumdadır. Malzeme yükleneceği zaman calaska yardımıyle yere indirilip, doldurulduktan sonra tekrar kaldırılır. Teknenin kolayca boşaltılabilmesi için oynar mafsallı boşaltma kapaklıyla büyük, kolaylık sağlanır. Tekne kapasitesi 3 ton kadardır.

2.3.13. Emniyet Ekipmanları

Monoray nakliyat sisteminde haberleşme emniyet açısından önemlidir. Bu sebeble her tahrik ünitesinde bir konuşma cihazı ile bir zil bulunmaktadır. Ayrıca her 200 m'de bir konuşma cihazı ve her 100 m'de sinyalli imdat şalteri monte edilmiştir. İmdat şalterleri güzergah boyunca birbirile irtibatlı olup, her noktada aynı işleri görür. Sistemin ani durması ve hareketi için sinyal vermeye yarar, bu sebeble de oldukça pratiktir. Herhangi bir yerde imdat şalteri faaliyette ise monorayın çalışması mümkün değildir. Bu durumda tahrik ünitesi de elektrik kesintisi nedeniyle çalıştırılamaz ve sistem tam bir emniyet içinde kullanılır.

3. OAL İşletmesindeki Monoray Uygulamaları

1985 yılından itibaren tam mekanize uzun ayak sisteme geçen işletmeye aynı anda monoray nakliyat üniteleri de getirilmiştir (Yağcioğlu, 1984; OAL). Proje uygulaması için gerekli bir çok alt yapının hazır olmaması sebebiyle uygulamalarda bazı sorunlar çıkmış ise de öncelikle işletmedeki Alttaban yolunun yüzeye bağlanabilmesi için A13 mekanize panosunun alt taban yolu için montaj yapılmıştır.

Sistem işletmeye büyük avantaj sağlamıştır. İşletmede 15 yıldan beri uygulanan galeri açma makinaları ile gerçekleşen taban ve lağım ilerlemelerinde her türlü malzeme ve teçhizat manuel (el ile) olarak nakledilmiş ve oldukça ağır ve insan gücüyle taşınması güç olan malzemelerin arasındaki modern makinalara ulaştırılması için hem zaman, hem de verimlilik açısından büyük kayıplar olmuştur. Öte yandan galeri veya lağım açmanın modern metodlarla yapılp, nakliyatın ilkel usullerle yapılması uyumsuzluk yaratmıştır.

Monoray sistemin montajından sonra ise, önceden 4.20 m'lik bir bağ demirinin ancak 5 işçi ile taşınabilmesi karşısında şimdi bir operatör toplam ağırlığı 11 ton olan 4.20 m'lik GI 140 bağ demirini monorayla istenildiği yere nakledebilmektedir. Bu çarpıcı örnek

karşısında monorayın ne kadar büyük bir avantaj sağladığı açıktır. Örnekleri diğer konularda da çoğaltmak mümkündür. Ancak normal olarak 20-30 işçiyle taşınabilecek 1 m ilerleme için gerekli malzemenin 25 katını bile bir tek defada taşımak monoray sistemiyle mümkün değildir. Nakliyat sırasında emniyet üstünlüğü de düşünülürse sistemin işletmeye sağladığı kazanç başka bir nakliyat sistemiyle kıyaslanamaz.

Monorayın sağladığı büyük avantajlar gözönünde tutularak işletmede yaygın hale getirilmiş ve mekanize panodaki kesiciler parçalar halinde, taban yollarına tesis edilen zincirli konveyörlerin bütün ekipmanları, her biri 6,5 ton gelen yürüyen tahkimatlar yekpare olarak monoray ile çok kısa sürede çalışacakları yerlere taşınmışlardır.

OAL işletmesinde toplam 14 adet monoray tesis edilmiş durumdadır. Bunlar yalnızca mekanize ayak montajında kullanılacak malzemelerin nakliyatında değil daha sonraki tamiratlar, galeri girişine kadar malzeme nakilleri için de kullanılmaktadır. İşletmedeki toplam uzunluğu 16 km'ye kadar ulaşan monoraylarla bir modern yeraltı maden işletmeciliğindeki görünümü fonksiyonel olarak yerine getirecek derecede sonuçlar elde edilmiştir. OAL müessesesindeki monoray uygulamalarına ait bazı görüntüler levha 1'de verilmiştir.

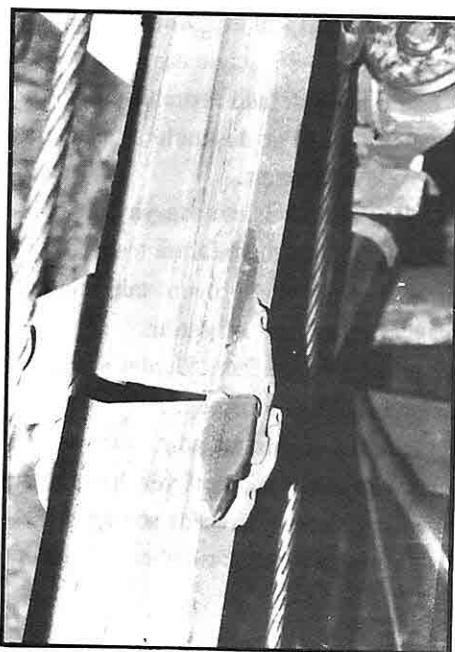
4. SİSTEMİN AVANTAJ VE DEZAVANTAJLARI

Monorayın bir işletmeye kazandıracağı faydalari aşağıdaki gibi sıralamak mümkündür.

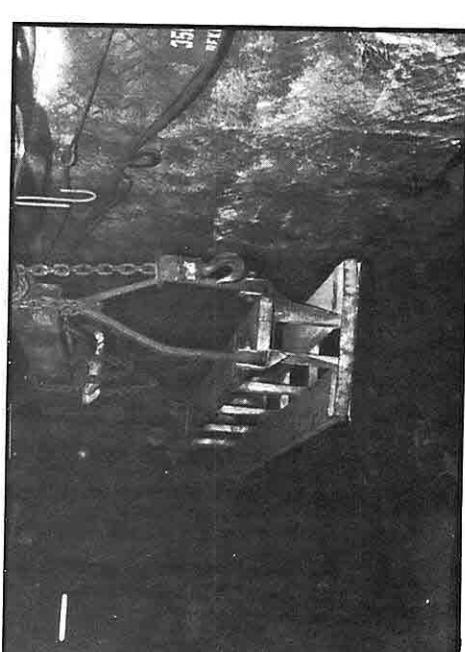
Bunlar;

- * 4 m yarıçaplı kurvelerden geçip, tırmanabileceği meyil yüksektir (1 : 1).
- * Saatte 10 km hız emniyetle ulaşılabilir.
- * Sisteme ilave yapmak çok kolaydır.
- * Ray üzerine monte edilen caraskalar yardımıyla monoray güzergahındaki bir yükü veya bir engeli kolayca kaldırırmak mümkündür.
- * Taşıyıcıların her birinde 3 tona kadar yük veya malzeme taşınabilir. Bazı hallerde bu 7 tona kadar ağırlıktaki monobloklu mekanize ayakta kullanılan tahkimat ve kazıcı makinalar taşınabilir.
- * Rayların birbiriley bağlantıları sırasında düşey planda $\pm 7^\circ$, yatay planda ise $\pm 2^\circ$ 'lik bir hareket serbestliği tanımı sayesinde galeri ondülasyonları bakımından büyük kolaylık sağlar.
- * Galeri tabanı ve galerinin genel kullanım alanlarından büyük ölçüde bağımsız çalışır.
- * Galeri sürülmesi sırasında ortaya çıkan iri taşların naklinde büyük kolaylık sağlar.
- * Taşıyıcıların raydan çıkma sorunu tamamen ortadan kaldırılmıştır.
- * İşletmedeki arıza, göçük ve yanım gibi istenmeyen hallere anı müdahaleler için büyük kolaylık sağlar ve yüksek hız sebebiyle zaman kaybı minimumdur.

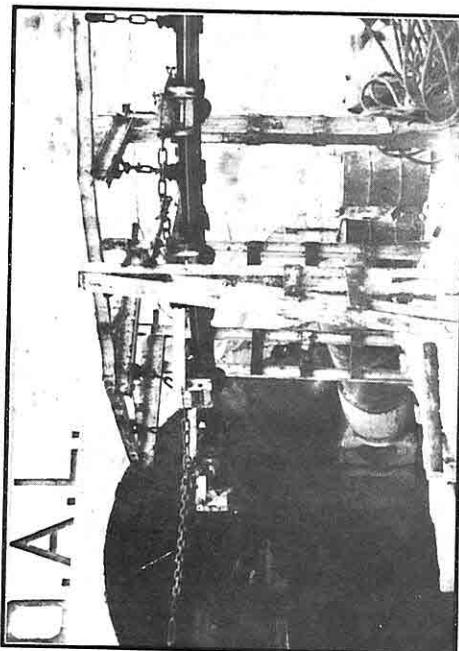
LEVHA 1



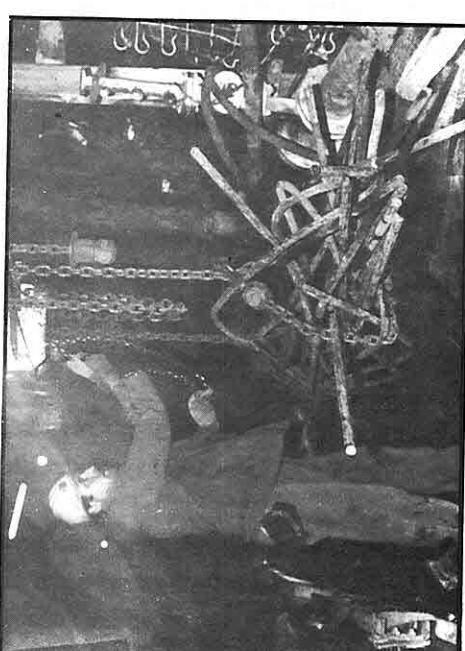
2



4



1



3

2. Ray Bağlantı Elemanları
4. Monoray Personel Taşıma Ünitesi

1. Monorayın Ana Nakliyat Galerisine Girişİ
3. Monorayla Malzeme Yüklemesi

* Montajı ve demontajı nisbeten kolaydır.

Monorayın yukarıda belirtilen bir çok avantajına rağmen bazı dezavantaj sayılabilcek özellikler de vardır.

Bunlar;

- * Sistem oldukça pahalıdır ve ancak büyük işletmelerde ekonomik olarak uygulanabilir.
- * Tam mekanize olmayan ayaklarda fazla bir avantaj sağlamaz.
- * Tavan şartları jeolojik açıdan sağlam olmayan tektonik zonlarda kullanımı zordur.
- * Dik eğimli yerlerde taşıma kapasitesi düşer.
- * Yükün hareketli, vincin ise sabit olmasından dolayı bir yerde operatör görmeden nakliyat yapmaktadır. İleşitim yetersizliğinde ise işçiler için tehlikeli kazalar olabilir. Sistemin hareketli yerlerinde yaya olarak geçilmesi tehlikeli olduğundan yasaklanmalıdır.

5. SONUÇLAR

İlk defa 1958 yılında bir Alman firması tarafından Essen şehrinde açılan madencilik fuarında sergilenen ve 1960'lı yıllarda uygulamaya konulan monoray ile nakliyat sistemleri önceleri bazı sorunlar nedeniyle fazlaca rağbet görmemiştir. Ancak sistemi geliştiren firmanın sorunları büyük ölçüde gidermesi ve bilhassa Almanya'da uygulamaya konulmasından sonra Avrupa'da bir çok madenci ülkesinde yaygınlaşmıştır. Büyük galeri açma makinaları, modern kazıcıcılar ve hidrolik tıhkimat gibi ekipmanların madencilikte kullanılmasıyla birlikte monorayın bir nakliyat sistemi olarak kullanımını artırmıştır.

Türkiye'nin tek tam mekanize ayak sistemine sahip OAL işletmesinde 1985 yılından itibaren modern ekipmanlarla birlikte monoraylar da işletmeye getirilmiş ve özellikle mekanize ayağın ağır parçaları, insan aracılığı ile çok güçlü yapılabilen diğer ekipmanlar (Trafolar, pompalar, bandlı ve zincirli konveyörün tüm üniteleri) monoray aracılığı ile nakledilmiştir.

Tektonik açıdan sakin bir durum arzeden OAL linyit rezervlerinde uygulama zorluğu bulunmadığından gittikçe artan bir oranda monoray tesisi sürüürülmüş ve toplam uzunluğu 16 Km'yi bulmuştur. Sistemin bir çok emniyet tertibatı bulunması ve çok ağır parçaları kısa zamanda gereken yere ulaştırması sayesinde, işletmede çalışan gerek teknik personel ve gerekse işçiler tarafından da çok benimsenen bu modern nakliyat sistemi olan monoray Türkiye'nin en modern yeraltı işletmesi durumundaki OAL müessesesinin değerini bir derece daha artırdığı ortadadır. Monoray nakliyat sisteminin ülkemizdeki diğer madenlerdede başarıyla uygulanabileceği söylenebilir.

6. KAYNAKLAR

- Eskikaya,S.,1973. *Madenlerde Nakliyat* I.T.Ü. Maden Fak.Ders Notu (yayınlanmamış).
- Köse, H.ve Gürgen,S.,1988. *Madenlerde Nakliyat D.E.Ü.Mad.Ey-149,915.*
- O.A.L. Raporları(*Genel Raporlar, Birifing Klavuzları,Açıklayıcı Notlar*).
- Scharf Firması Katalogları .
- Westfalia Linen Dokümantation.
- Yağcıoğlu,G.,1984. *O.A.L. Beypazarı İşletmesinde Monoray Sisteminin Etüdü,* I.T.Ü., Maden Fakültesi, Bitirme Ödevi (yayınlanmamış).

**MINERALOGY OF THE GIBBSITE BEARING KIZILALAN
BAUXITE OCCURRENCE (KAŞ-ANTALYA-TÜRKİYE)**

M. Kenan YALINIZ and M. Ender ATABEY

Middle East Technical University, Department of Geological Eng., Ankara / Türkiye

ABSTRACT: *The Kızılalan bauxite occurrence is sited among the Sütleğen bauxite occurrences north of Kaş-Antalya-Turkey. The occurrence is lens shaped and fills the karstic depression of Upper Cretaceous limestones and unconformably overlain by Burdigalian limestones.*

The bauxite is boehmitic, second abundant alumina Mineral is gibbsite. However, its concentration sometimes dominates over boehmite. In contrast, in some samples gibbsite is the only alumina mineral. In addition; kaolinite, hematite, anatase, lepidocrocite and goethite are also identified in the samples. The occurrence also contains gels in considerable amounts, such as boehmite kaolinitie and alumina silica gels.

The association of above mentioned minerals and gels suggest that the Kızılalan bauxite occurrence is derived from primary complex gel of Al, Fe, Ti and Si compounds by gel ageing processes.

**JİBSİT İÇEREN KIZILALAN (KAŞ-ANTALYA-TÜRKİYE)
BOKSİT OLUŞUMUNUN MİNERALOJİSİ**

ÖZET: *Kızılalan boksit oluşumu Sütleğen (Kaş - Antalya - Türkiye) boksit oluşumlarından biri olup Üst Kretase kireçtaşlarının oluşturduğu çukurlukları doldurmaktadır. Mercek şeklindeki boksit oluşumu Burdigaliyen kireçtaşları ile uyumsuz olarak örtülmektedir.*

Boksit, böhmítik olup bol miktarda jibsit içermektedir. Yer yer jibsit miktarı böhmitten fazladır hatta bazı örneklerde böhmít bulunmamaktadır. Bu minerallere ek olarak örneklerde kaolin, hematit, anataz, lepidokrosit ve götit bulunmaktadır. Minerallerle birlikte bol miktarda böhmít, kaolin ve alumina-silikajelleri tanımlanmıştır.

Yukarıda belirtilen mineral ve jellerin birlikte bulunmaları, Kızılalan boksit oluşumunun Al, Fe, Ti ve Si bileşikleri içeren birincil kompleks bir jelden "jel-yaşlanması" ile oluştuğunu kanıtlamaktadır.

1. INTRODUCTION

The known bauxite occurrences of Turkey are boehmitic, diasporitic or boehmito-diasporitic. The bauxite occurrences in the Sütlegen area of Kaş-Antalya spoils the above mineralogical generalization. In the studied area all of the 17 occurrences have considerable amounts of gibbsite. Among them the Kızılalan bauxite occurrence has highest amount of gibbsite. In this article mineralogical composition, origin of gibbsite and origin of the Kızılalan bauxite deposit are discussed.

Sütlegen bauxite occurrences are located within the SW part of Turkey, north of Kaş-Antalya between the latitudes of $36^{\circ} 22' 00''$ N - $36^{\circ} 26' 00''$ N and the longitudes of $29^{\circ} 34' 00''$ E - $29^{\circ} 38' 30''$ E (Figure.1). The Kızılalan occurrence is located SE part of the Sütlegen area (Figure 2).

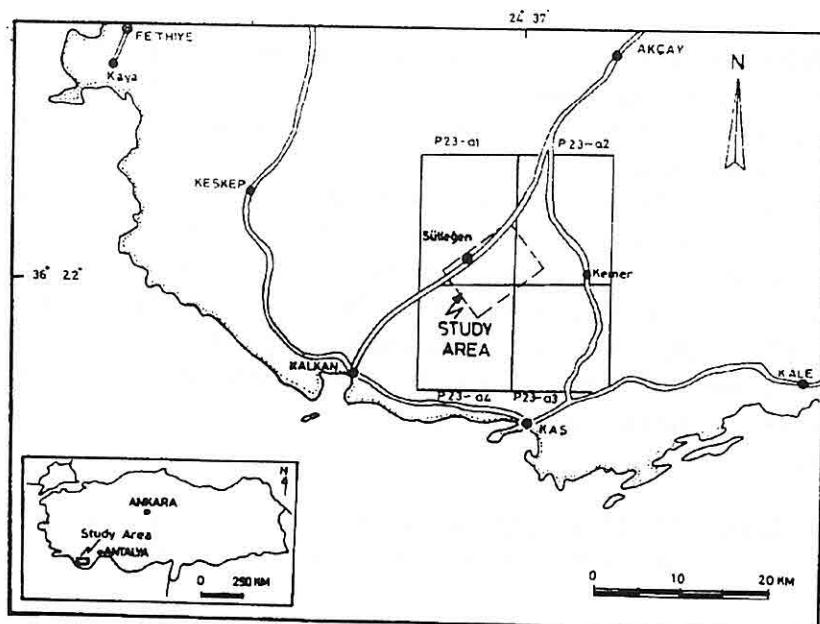


Figure 1. Location map of the study area.

The Kızılalan bauxite occurrence is a lens shaped deposit and fills the paleokarstic depressions of Upper Cretaceous limestones and unconformably overlain by Burdigalian limestones (Figure.3). It crops out along a road cut with 75 m length and 5 m width. The dimensions of the deposit is not known due to the overlain Burdigalian limestones and lack of drill holes. The bauxites of the occurrence are pink, yellow to orange, creamy yellow, white and red to brown in colour. It is friable and has earthy appearance. The samples are analyzed by Jeol JSDX 100 S X-ray spectrometer/diffractometer, Fisher series 200 differential thermal analyzer, Perkin-Elmer 90

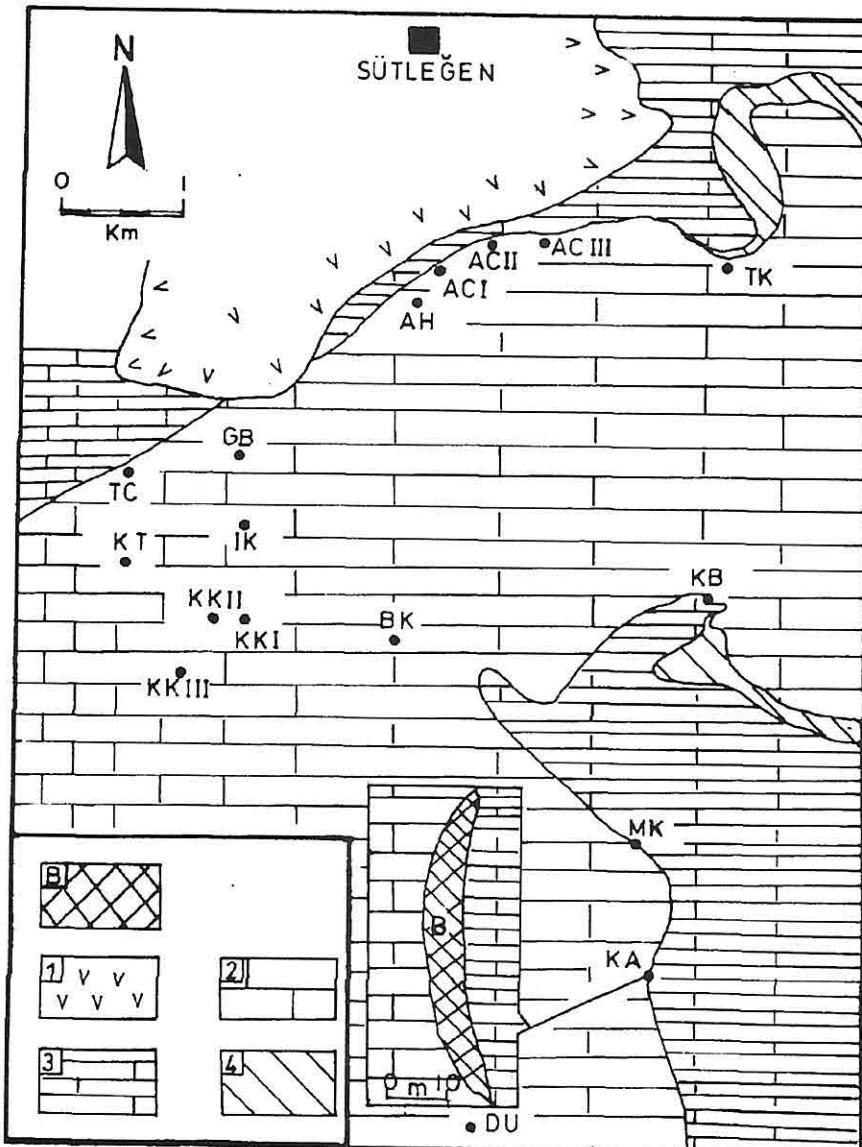


Figure.2. Regional geological map of the Kızılalan-Sütlegen bauxite occurrence. (1. Talus deposits 2. Dokuzgöl formätion (Upper Cretaceous) 3. Sinekçibeli formation (Burdigalian) 4. Susuzdağ formation (Eocen).B: Bauxite. Bauxite occurrences; ACI: Ardiçılıçukuru I; ACII: Ardiçılıçukuru II; ACIII: Ardiçılıçukuru III; AH: Aharma; TK: Tahtalıkuyu; GB: Göcekli Boğazı; TC: Tuzçukuru; KT: Karatepe; IK: İlbeşkuyuları; KKI: Köklüalan I; KKII: Köklüalan II; KKIII: Köklüalan III; BK: Belkuyusu; KB: Karacabelen; MK: Mehmetkuyuları; KA: Kızılalan, DU: Dümbek.

Model 727 Infra-Red absorption spectrometer and transmitted and reflected light microscopes.

2. MINERALOGY

The Kızılalan bauxite occurrence is significant among the bauxite occurrences of Sütlegen area due to its highest amount of gibbsite content. In the bauxites of the Kızılalan occurrence boehmite, hematite, goethite, kaolinite anatase; and in addition to

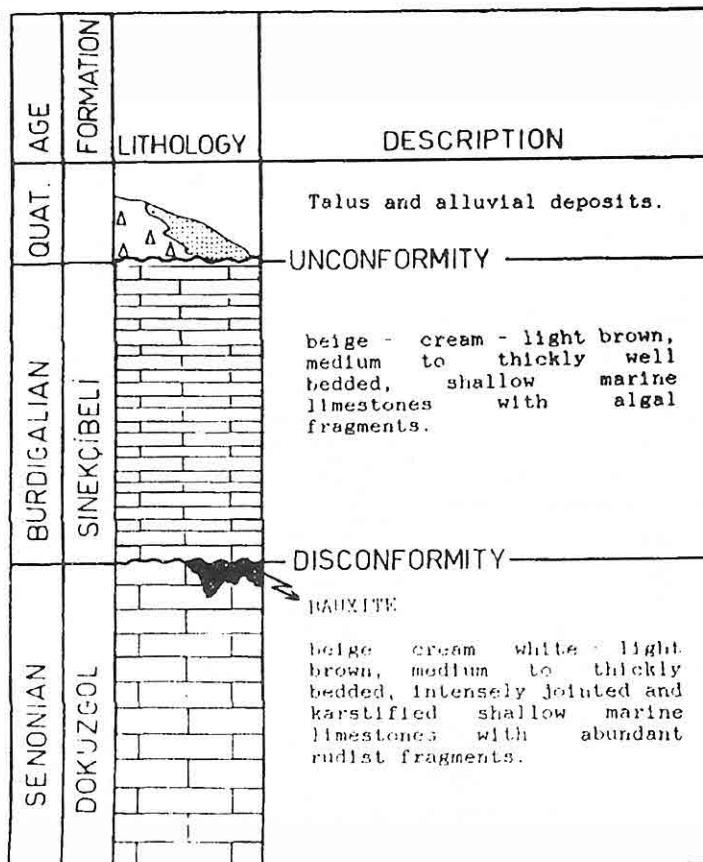


Figure 3. The schematic columnar section of the study area.

these crystalline phases boehmite, kaolinite and alumina silica in the form of gels are identified in the bauxitic matrix whereas gibbsite, goethite, lepidocrocite and kaolinite are identified in the cracks and veins traversing the bauxitic matrix.

Hematite, goethite, lepidocrosite gibbsite and Anatase are easily identified from their x-ray diffractogram whereas in the identification of boehmite and kaolinite some problems are encountered due to their crystallinity.

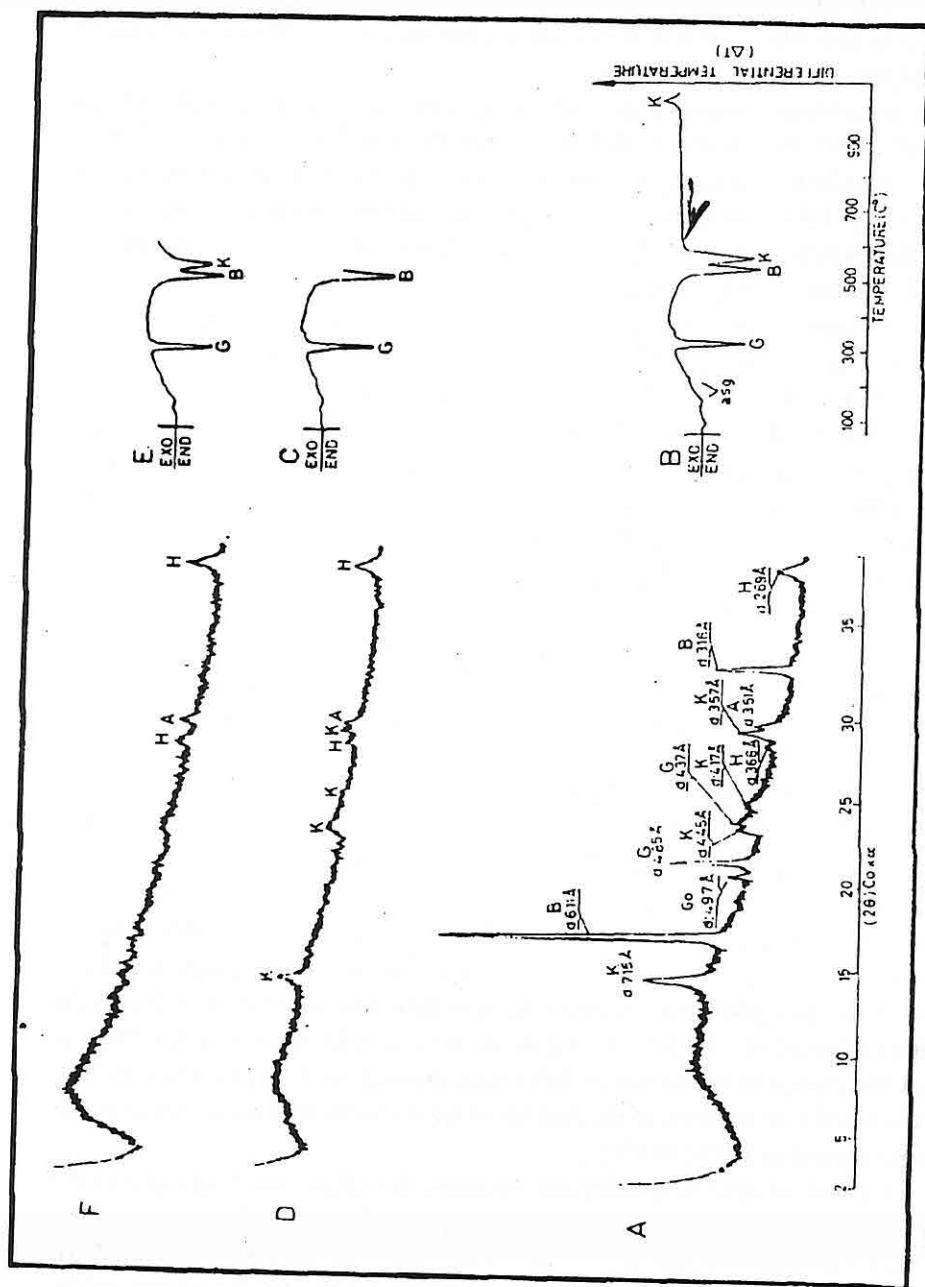
In the identification of boehmite and kaolinite by X-ray diffractometer slight shifts (in the order of 20 Å°) are observed in their interplanar distances ("d" spacings) with broad reflections. In order to investigate these shifts in the interplanar distances, the minerals are also analyzed by differential thermal analyzer and Infra-Red absorption spectrometer.

Differential thermal analysis of boehmite gives an endothermic reaction in the interval of 550-600 °C (Beneslavsky, 1963) and 520 °C (Inoue et al, 1989). In the 500-600 °C temperature interval, the bauxite samples of the Kızılalan occurrence gives two endothermic reactions in between 547-563 °C and 582-591 °C temperature intervals (Figures.4; B). For the verification of these endothermic reactions, the sample is heated up to (561 °C) the end of first endothermic reaction (Figure-4; C) and heated sample is immediately examined by X-ray diffraction technique. In the X-ray diffractogram, boehmite reflections are disappeared (Figure.4; D). This indicates that the endothermic reaction in the interval of 547-563 °C is due to the boehmite. For the second endothermic reaction at 582-591 °C temperature interval, the sample is heated up to (641 °C) the end of second endothermic reaction

(Figure.4; E) and the heated sample is immediately examined by X-ray diffraction technique. In the x-ray diffractogram kaolinite reflections are disappeared (Figure.4; F). This indicates that the endothermic reaction in the temperature interval of 582-591 °C is due to the kaolinite.

Differential thermal analysis of kaolinite gives two reactions: 1. an endothermic reaction and 2. an exothermic reaction. The peak temperatures of the reactions are varying: 575-675 °C endothermic, 925-1050 °C exothermic (Mackenzie, 1962); 550 °C endothermic, 980 °C exothermic (Beneslavsky, 1963); 500-600 °C endothermic, 950 °C exothermic (Caillere and Henin, 1963) and 400-600 °C endothermic, 900-1000 °C exothermic (Grim, 1968). In the 500-600 °C temperature interval the bauxites of the Kızılalan occurrence gives two endothermic reactions. The reaction occurring in the temperature interval of 582-591 °C due to the endothermic reaction of kaolinite as explained and proved in the section of differential thermal analysis of boehmite. The exothermic reaction of kaolinite of the bauxites of the Kızılalan occurrence occurs in the temperature interval of 1017-1031 °C.

In the Infra Red absorption spectrogram, boehmite has absorption bands due to the radical,-OH in -OH stretching and -OH bending regions (Atabey, 1987). Boehmite has -OH stretching absorption bands at 3360 cm⁻¹, 3120 cm⁻¹ (Violante and Huang, 1985); 3279 cm⁻¹, 3079 cm⁻¹ (Atabey, 1987); 3380 cm⁻¹, 3100 cm⁻¹ (Singer and Huang, 1990). In the bauxites of the Kızılalan occurrence boehmite is identified by its 3300 cm⁻¹ and 3100 cm⁻¹ -OH stretching absorption bands (Figure.5). The -OH bending absorption



Differential thermal analysis curves and corresponding x-ray diffractograms of the sample Kizlalan at various temperature. A-B: original bulk sample; C-D: heated up to 561 °C, E-F: heated up to 419 °C; K: Kaolinite., B: Boehmite, G: Gibbsite, H: Hematite, A: Anatase, asg: Alumina silica gels.

bands at 1150 cm^{-1} , 1070 cm^{-1} , 833 cm^{-1} and 738 cm^{-1} are not diagnostic in the samples due to overlapping of the -OH bending absorption bands of boehmite, gibbsite and kaolinite (Atabey, 1987).

In the Infra Red absorption spectrogram, kaolinite has -OH stretching absorption bands at 3700 cm^{-1} , 3620 cm^{-1} (White, 1963); 3690 cm^{-1} and 3620 cm^{-1} (Costanzo and Giesse, 1985) and -OH bending absorption bands at 1112 cm^{-1} , 1030 cm^{-1} , 1008 cm^{-1} , 912 cm^{-1} , 795 cm^{-1} and 752 cm^{-1} (Caillere and Henin, 1963). The -OH stretching absorption bands are diagnostic for the identification of kaolinite in the bauxites of the Kızılalan occurrence. The absorption bands in the -OH bending region is not diagnostic to identify the kaolinite due to the overlapping of -OH bending absorption bands of boehmite, gibbsite and kaolinite (Atabey, 1987). Kaolinite is identified by its -OH stretching absorption bands at 3700 cm^{-1} and 3630 cm^{-1} in the samples.

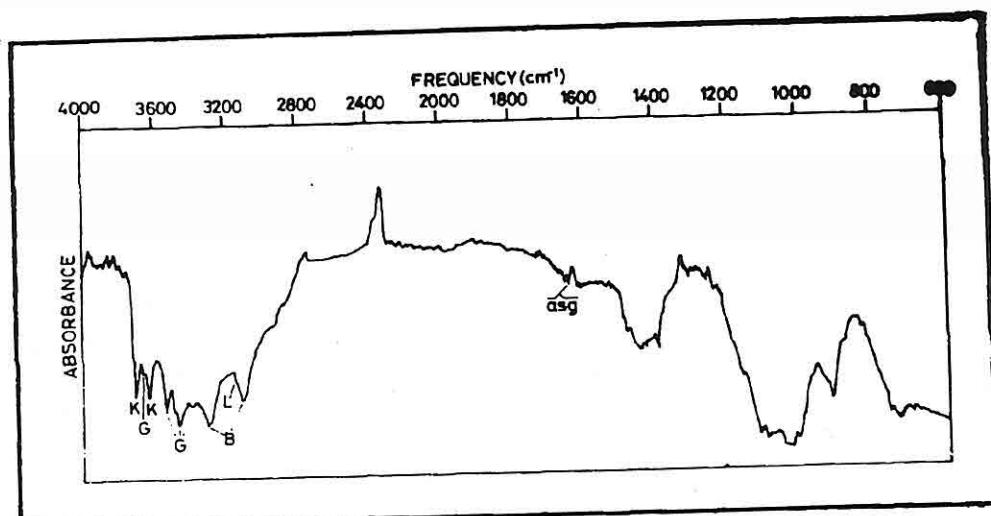


Figure 5. Infrared absorption spectrogram of the sample Kızılalan 4. K: Kaolinite, G: Gibbsite, B: Boehmite, L: Lepidocrosite, Asg: Alumina silica gels.

The presence of boehmite and kaolinite gels and alumina silica gels are verified by differential thermal analysis and Infra-Red absorption studies.

In the differential thermal analysis curves, boehmite and kaolinite show variations in endothermic reactions in the range of $547\text{-}563\text{ }^{\circ}\text{C}$ and $582\text{-}591\text{ }^{\circ}\text{C}$ respectively. Even in some samples boehmite and kaolinite display very broad endothermic reactions overlapping to each other starting from $547\text{ }^{\circ}\text{C}$ and terminating at $591\text{ }^{\circ}\text{C}$. These

variations and very broad endothermic reactions belonging to boehmite and kaolinite are due to the degree of crystallinity and/or imperfectly bounded Al-Si-OH compounds. This kind of results are also reported by Grim (1968) and Schellman (1971).

In the Infra Red absorption spectrogram boehmite and kaolinite also shows variations in their -OH stretching absorption bands. According to Schellman (1971) this kind of variations in the -OH absorption bands of the minerals result from the imperfectly bounded -OH radicals.

In addition, according to Nanzyo (1987); Henmi et al (1981) and Amonette and Rai (1980) alumina silica gels give endothermic reactions at less than 200 °C. Thus, the endothermic reactions observed at 137 °C and 213 °C are attributed to the endothermic reactions of alumina silica gels (Figure-4; B). Presence of alumina silica gels also verified by Infra Red absorption spectrum studies. Alumina silica gels give major important -OH absorption bands of 1640 cm⁻¹ (Henmi et al 1981); 1620 cm⁻¹, (Amonette and Rai, 1990); in the samples of Kızılalan bauxites alumina silica gels are identified from the -OH absorption band at 1640 cm⁻¹ (Figure.5).

3. DISCUSSIONS AND CONCLUSIONS

In the Kızılalan bauxite occurrence boehmite gel, kaolinite gel and alumina-silica gels are identified in the bauxitic matrix together with their crystalline phases. These minerals and gel combination in the bauxitic matrix suggest that the primary complex gel of Al, Fe, Ti and Si compounds theory of Beneslavsky (1963) is applicable to the formation of the Kızılalan bauxites.

X-Ray diffraction studies show that boehmite and kaolinite have variations in the order of 20 Å° in their interplanar distances. Differential thermal analysis studies indicate that the above mentioned minerals have the decomposition temperatures different than the decomposition temperatures given in the present literature in the order of 20 °C. Infra Red absorption studies display 75 cm⁻¹ in their stretching absorption frequencies of Al-Si-OH bands. These variations in interplanar distances, decomposition temperatures and Infra Red absorption frequencies of boehmite and kaolinite are due to the degree of crystallinity and/or imperfectly bounded Al-Si-OH compounds (Grim, 1968; Schellmann, 1971; Cullity, 1967). Therefore, this is concluded as the bauxitization processes in Kızılalan bauxite are not completed.

Gibbsite, hydrous iron oxide and also kaolinite are observed in cracks and veins crossing the bauxitic matrix. This textural feature imply that these minerals are of secondary origin. In addition these minerals are also observed in some parts of the bauxitic matrix having zoned structure. In these zoned structure gibbsite is observed in the outermost zone and boehmite is observed in the innermost zone indicating the transition from boehmitic to gibbsitic bauxites. This phenomenon is well observed in the sample having zoned structure (Figure.6): Zone-A. Gibbsite; Zone-B. Gibbsite, Goethite;

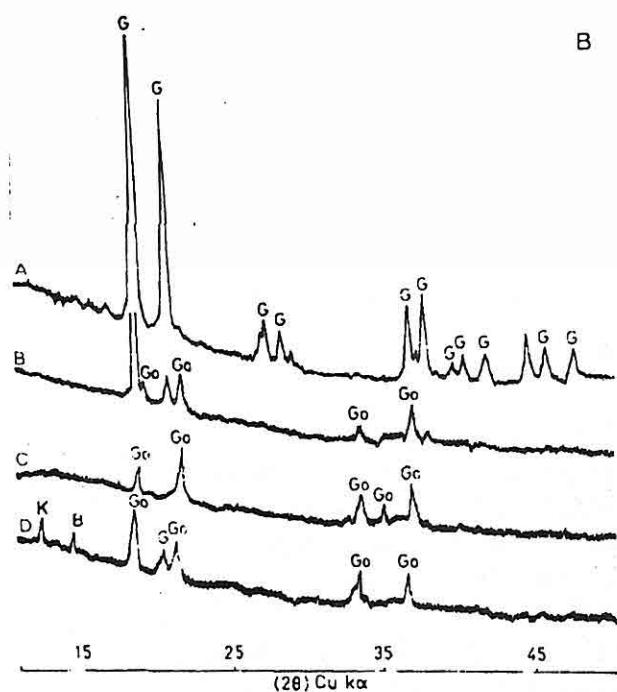
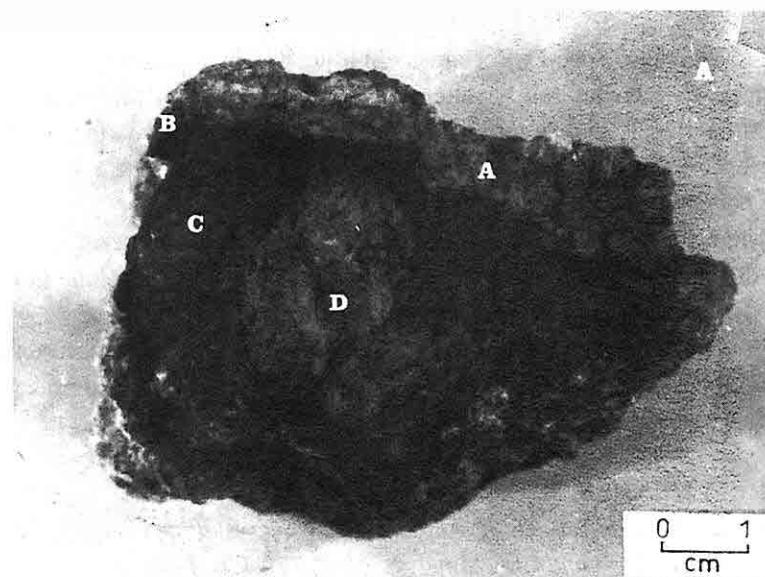


Figure.6: A: photograph showing the zoned bauxite in Kızılalan; B: x-ray diffractograms of different layers of the zoned bauxite. G: Gibbsite; Go: Goethite; K: Kaolinite; B: Boehmite.

Zone-C. Goethite; Zone-D. Boehmite, Gibbsite, Kaolinite, Goethite. This transition from boehmite to gibbsite can be interpreted as the hydration (alteration) of boehmite. Therefore this is concluded as the hydration (alteration) of the Kızılalan bauxite occurrence.

It is concluded that:

1. The bauxites of the Kızılalan occurrence are derived from primary complex gel of Al, Fe, Ti and Si compounds Beneslavsky (1963) (insoluble residue probably derived from the limestones) by ageing and bauxitization processes.
2. After bauxitization (still immature), bauxites of the Kızılalan occurrence underwent hydration leading to the formation of boehmito-gibbsitic bauxite occurrence in the Sütleğen area.

4. REFERENCES

- Amonette,J.E. and Rai, D., *Identification of Noncrystalline (Fe, Cr) (OH) by Infrared Spectroscopy, Clays and Clay Minerals*, 38, 2, 129-136, 1990.
- Atabey,M.E., *Mineralogy of the Mortaş and Doğankuzu Bauxite Deposits*, H.Ü. Yerbilimleri, 14, 69-78, 1987.
- Beneslavsky, S.I., *Mineralogie des bauxite*, B.R.G.M. service d'information géologique, Paris, Traduction No. 4706, 192 pp., 1963.
- Caillere,S. and Henin,S., *Mineralogie des Argiles*, Masson et Cie, Paris 335 pp., 1963.
- Costanzo,P.M. and Giesse,R.F.Jr., *Dehydration of Synthetic Hydrated Kaolinites; A model for the Dehydration of Halloysite (10 Å)*, Clays and Clay Minerals, 33, 5, 415-423, 1985.
- Cullity,B.D., *Elements of X-Ray Diffraction*, Addison-Wesley Publishing Co., London, 514 pp., 1967.
- Grim,R.E., *Clay Mineralogy*, 2nd ed., McGraw Hill Publishing Co., New York, 575 pp., 1968.
- Henmi,T., Tange,K., Minagawa,T. and Yoshinaga,N., *Effect of $SiO_2Al_2O_3$ Ratio on the thermal Reactions of Allophane. II. Infra Red and X-Ray Powder Diffraction Data*, Clays and Clay Minerals, 29, 2, 124-128, 1981.
- Inoue,M., Kitamura,K., Tanino,N., Nakayama,H. and Inui,T., *Alcohotermal Treatments of Gibbsite, Mechanisms for the Formation of Boehmite*, Clays and Clay Minerals, 37, 1, 71-80, 1989.
- Mackenzie,R.G., "SCIFAX" Differential Thermal Analysis Data Index, Mac Millan Publishing Co. London, (1630 punched cards), 1962.
- Nanzyo,M., *Influence of Relative Humidity on the Reaction Products of Phosphates and Noncrystalline Hydroxides of Aluminium and Iron*, Clays and Clay Minerals, 35, 3, 228-231, 1987.

MINERALOGY OF THE GIBBSITE BEARING KIZILALAN BAUXITE OCCURENCE

Schellmann,W., *Investigation of Ferruginous Bauxite and Other Mineral Resources on Kavai and a Reconnaissance of ferroginous bauxite Deposits on Maui, Hawaii, US Geol. Surv. Prof. Paper No: 656, Washington, 70 pp., 1971.*

Singer,A. and Huang,P.M., *Effects of Humic Acid on the Crystallization of Aluminium Hydroxides, Clays and Clay Minerals, 38, 1, 47-52, 1990.*

Violante,A. and Huang,P.M., *Influence of Inorganic and Organic Ligands on the Formation of Aluminium Hydroxides and Oxyhydroxides, Clays and Clay Minerals, 33, 3, 181-192, 1985.*

White,J.L., *Applications of Infrared Spectroscopy to the Study of Bauxite and Bauxite Constitutents, Symposium sur les Bauxites, Oxides et Hydroxides d'Aluminium, Zagreb, 2, 115/122, 1963.*

**AN EXPERIMENTAL STUDY ON ANALYSIS OF PHOTOGRAMMETRIC
HIGHWAY LOCATION SURVEY IN TÜRKİYE**

M.Orhan ALTAN

*Technical University of Istanbul, Department of Geodesy and Photogrammetry
İstanbul / Türkiye*

Ferruh YILDIZ

University of Selçuk, Department of Geodesy and Photogrammetry, Konya / Türkiye

ABSTRACT : *The function of photogrammetry in the process of location survey maps for highways is searched in this study. For this reason, the application of location survey maps in Turkey is evaluated. In case of that analytical aerial triangulation is used, the best point distribution, highest precision available and the cost of location survey per unit area are estimated. The methods and their precision, for determining cross section points, moreover, are evaluated.*

**TÜRKİYE'DE FOTOGRAMETRİK KARAYOLU ETÜD VE PROJE
ÇALIŞMALARININ ANALİZİ ÜZERİNE BİR ÇALIŞMA**

ÖZET : *Bu çalışmada karayolu etüd ve proje çalışmalarında fotogrametrik fonksiyonu araştırılmıştır. Bu amaçla, Türkiye'de karayolu etüd ve proje çalışmalarında kullanılan yöntemler araştırılmıştır. Analitik hava triangülasyon yönteminin uygulanması durumunda en uygun nokta dağılımı, maliyet analizi, elde edilebilecek精度lar hesaplanmıştır. Ayrıca fotogrametrik en kesit, boykesit ve proje planlama işlemlerinin analizi yapılmıştır.*

1. INTRODUCTION

Photogrammetric technique is very useful in the collection and application of topographic information required for surveying highway location. But it has different usage depending on which country it is used at.

In Turkiye, photogrammetry is used in the highway survey, selection of itinerary and preparation and application stage of projects.

At the majority of photogrammetric work, first a flight corridor is determined from either maps having scale of **1/10000-1/25000** or air photos with scale of **1/15000-1/40000**. Then surveying maps of **1/2000** and **1/1000** scale are obtained for pre-project studies.

Information necessary for applying project is obtained through cross and longitudinal sections.

In Turkiye, highway strip maps are produced in two ways: classical geodetic methods and photogrammetric method.

In classic geodetic method, route maps are based on dubious polygon nets and in some areas, planning and constructing of highways are done even without using such a net.

In photogrammetric method, route maps are obtained by studying air photos taken on the flights over the area through which the highway will pass.

2. MAP PRODUCTION STANDARDS IN TURKIYE

2.1 Classical Geodetic Method

In the classical method, survey maps are made by using **1/25000** scale maps. The starting and end points and designed road axis are drawn on **1/25000** scale map; and the dimension of mapping area determined by taking the terrain properties into account. The width of this area mostly ranges from **250 to 600** meters.

In general, location survey maps are prepared in **1/2000** scale, but through towns and cities and on the spots requiring more details in **1/1000** scale.

In the case of road repair where the road can be seen from one end to another, direct application method is used without doing any surveying map.

In the mapping area a special geodetic network is established. The polygon nets are in the shape of chain, and open or closed polygon network. In this geodetic network, an error of ± 7 cm for main points, of ± 15 cm for secondary points and an error of ± 15 cm for the points heights measured by trigonometric leveling are allowed.

2.2 Photogrammetric Method

In the preparation of photogrammetric survey maps, **1/25000** scale maps are used as base map. Possible corridors are located on these maps and alternative routes are determined within these corridor. A Route is chosen among the alternatives by considering its construction and maintenance cost and its contribution to the national economy. This

chosen alignment is not described as principle alignment, it only shows the direction along which photogrammetric location survey will be carried out and it will lead to the real alignment chosen from the strip maps of **1/1000** or **1/2000** scales. Having determined the approximated alignment, the preparation for geodetic network in the office and preliminary field work are initiated. In Turkiye, the pool method is being used in the determination of photogrammetric points. At least 5 points distributed uniformly within each model are required in this method. Due to this requirement geodetic network is resulted as chain nets.

Photos are taken with wide angle cameras (**f=152 mm**) and the scales of photos change with the terrain types from **1/4000** to **1/10000**.

In the areas, where main geodetic network is established, but obscured with forest and bushes, intersecting or precise polygon points are used as intermediate and secondary points. The precise polygon alignments are designed in a way each segment having a length ranging from **350 to 800 m.** is connection to the main geodetic network. The precise polygon alignments never exceed **5 km.** The cross points can be designed as intersection, resection and composite section. All points are painted and other preparations are completed prior to the flight(1).

The levelling points are designed one at every **4-5km** and are coded according to the national triangulation network. Using this national points 1/3 of all geodetic points are determined by geometric levelling and 2/3 of them by trigonometric levelling.

In the application based on these standards, it has been observed that average 7 or 8 geodetic points per square kilometer fall on the **1/1000** scale map (Photo scale is **1/4000**) and 5 or 6 geodetic points per square kilometer on the **1/2000** scale map.

For easy application of the alignment determined by strip maps to terrain, polygons are established based on precise polygon or intersection points located near right or left side of the road alignment. These polygons are used in the application of the main elements of the road alignment to the terrain. The maximum planimetric and height errors acceptable in strip maps obtained by photogrammetric method are as follows.

<u>Scale</u>	<u>Planimetric</u>	<u>Height</u>
1/1000	$\pm 20 \text{ cm}$	$\pm 17.2 \text{ cm}$
1/2000	$\pm 40 \text{ cm}$	$\pm 34.5 \text{ cm}$

3. AIR TRIANGULATION METHOD AND ITS APPLICATION

3.1 Method and Computer Program

For this work, the bundle method having the most realistic mathematical model and being the most precise model is preferred. As known, in the block adjustment with the bundles, photo coordinates being the main measures are directly cooperated into the adjustment algorithms. Any measure derived from these adjustment is not used. The

coordinates of points on the terrestrial coordinate system are obtained by adjusting all measures with unknowns.

Computer program used in this study is written in **FORTRAN** and developed on the **ICL 2976** computer at Glasgow University. Same program has been successfully run at **ICL 298, ICL 2988, IBM 370/165 and CRAY-1S** computers(3). This program was rewritten so that it can run at microcomputers such as **IBM PS/2, HP Vectra** (4).

This program demands approximate coordinates of terrain points as input. It is sufficient to determine the approximate coordinates of points on a map with **1/25000** scale.

It is possible to apply different weight constants to the control and location points. These constants, called as colinearite and planimetric weights, are given with data list.

3.2 The Test of The Program at Gramastetten Test Field

Gramastetten Test Field comprises an area of about 60 km^2 in upper Austria. In this field, the elevations ranges from 270 m to 620 m, and it is a hilly terrain. There is, besides, some forest cover. The test field covers two strip with 10 photos and one middle strip with 19 photos. The photo coordinates was measured with **Space-Optic Monocomparator**.^[5] The precision of the instrument used for measurement at the end of grid plate measurements is $\pm 2.5 \text{ mm}$ and the precision of photo coordinates measurement is $mx = \pm 1.5 \text{ mm}$ and $my = \pm 1.7 \text{ mm}$. In this work, the values for the first strip is used. The first strip is adjusted with the design of 6 different control points. The first strip has 10 air photos and 38 geodetic points. Experiment designs for Gramastetten Test can be seen in Fig. 1. The results of the adjustment with these experiment designs are given at Table 1.

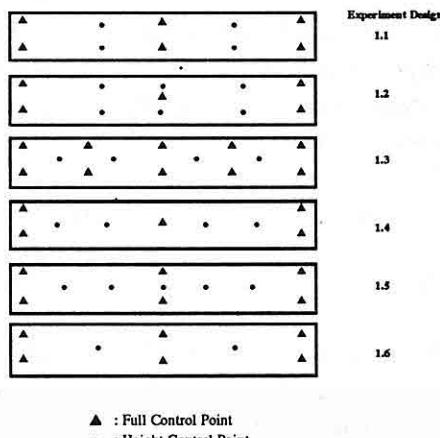


Figure 1. The distribution of control points for the experimental design of Gramastetten Test Field.

3.3 Testing of the Program In the Cumbrian West Test Field

Cumbrian West Test Field is prepared by Ordnance Survey for the purpose of map production. The test field comprises about 11 strips. The total of 220 photos and 1389 geodetic points exist in the first nine strip [3].

An area covering with 15 photos on the first three strips of Cumbrian West Test Field is used. A total of 78 geodetic points are available in this area. The planimetric and height precision of these geodetic points are $\pm 10\text{mm}$. Photo coordinates are measured with **Hilger and Watts Stereo-Comparator**. This part of Cumbrian West Test Field, selected for numerical test, has been adjusted with two different control points. The control points are illustrated in Fig. 2. The results obtained from these different experiment designs are given at Table 1.

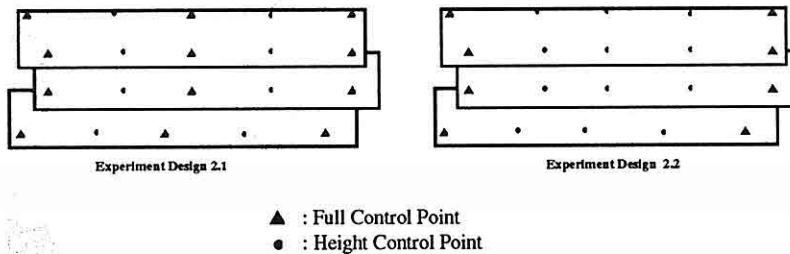


Figure 2. The formation of Cumbrian West Test Field.

3.4 The Test of The Program In Highway Test Field.

The test field is located at the **Seydişehir-Akseki** section of Konya-Antalya state highway planned for photogrammetric location survey by the General Directorate of Highway. It has a characteristic terrain structure, starts with an undulating field and reaches to valleys of Middle-West Taurus Mountains. The average elevation of terrain ranges from 1500m to 2000m. The test field is composed of two strips, one has 10 photos, the other 9. The total length of alignment is about 10km. The field includes a total of 58 geodetic point, the planimetric and height errors calculated from national networks are $mp=\pm 9.7$ and $mh=\pm 12.3\text{cm}$, respectively [4].

The structure of photo block, the location of geodetic points and road alignment are shown in Fig. 3.

The photo coordinates are measured twice with **Planicomp-C115** (Carl Zeiss) analytical restitution instrument and **TOPOCART-B** (Zeiss Jena) analog restitution instrument. Here only the values of Planicomp C-115 are taken into consideration. The

Table 1 : The result obtained from bundle block adjustment of different control points try arrangements in Gramastetten, Cumbrian West and Application Areas

TEST FIELD TRY ARRANGEMENT	The square error of unit weight				The square error in control points				The square errors for photo points		
	On Photo		On terrain		On Photo		On terrain				
	Height (μm)	Planimetric (μm)	Height (cm)	Planimetric (cm)	Height (% H)	Planimetric (μm)	Height (cm)	Planimetric (cm)	X (μm)	Y (μm)	Z (μm)
GRAMASTETTEN											
Try Arrangement 1.1	0.2	0.1	0.2	0.2	0.0950	13.9	19.1	18.3	2.4	4.3	3.3
Try Arrangement 1.2	0.2	0.1	0.2	0.1	0.0878	13.9	17.6	18.2	2.4	3.1	2.6
Try Arrangement 1.3	0.4	0.3	0.4	0.3	0.0950	12.4	19.3	16.3	3.5	5.1	4.4
Try Arrangement 1.4	0.1	0	0.1	0	0.1305	11.9	26.2	15.6	1.5	2.3	2.3
Try Arrangement 1.5	0.2	0.1	0.2	0.2	0.0994	12.4	17.9	16.3	2.3	4.0	3.3
Try Arrangement 1.6	0.3	0.1	0.3	0.2	0.1093	13.2	22.0	17.3	2.3	4.0	3.3
CUMBRIAN WEST											
Try Arrangement 2.1	1.0	1.1	2.7	2.7	0.0315	3.1	12.2	8.0	8.2	10.1	9.2
Try Arrangement 2.2	0.5	0.5	1.4	1.4	0.0615	8.9	23.8	22.7	6.1	7.9	7.1
APPLICATION AREA											
Try Arrangement 3.1	0.3	0.1	0.2	0.2	0.0696	9.6	19.8	17.8	4.6	6.0	5.3
Try Arrangement 3.2	0.3	0.1	0.2	0.2	0.0773	10.3	22.0	19.2	3.9	4.7	4.3
Try Arrangement 3.3	0.3	0.1	0.2	0.2	0.0747	14.1	21.2	26.2	4.5	5.5	5.0

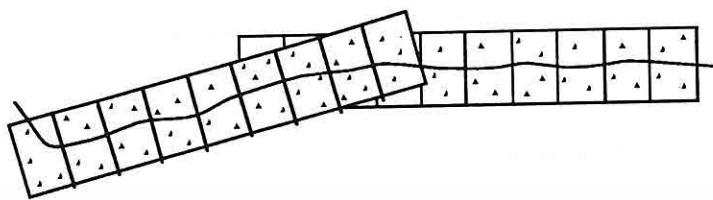


Figure 3. The formation of application area.

systematic errors are removed from photo coordinate measurements. The numerical application area has been adjusted based on 3 different control point designs. The location of control points in the block are shown in Fig. 4.

The results of adjustment are given in Table 1.

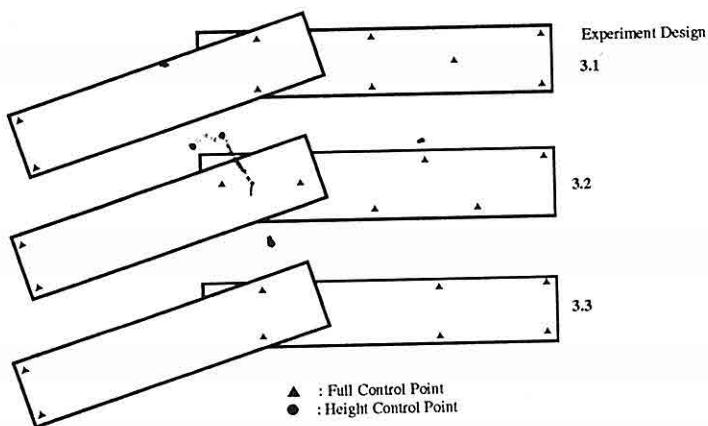


Figure 4. Control Points experiment designs of application area.

3.5 The Evaluation of The Result of Adjustment.

Gramastetten block has been researched by ALTAN^[5] and OEEPE^[6] (Organisation Europeenne d'Etudes Photogrammetriques Experimentales). Moreover, this block has been the subject of a project carried out by SSPO^[7] (Schweizerische Schule fur Photogrammetrie Operateure) and ETH-Z^[7] (Institut fur Geodäsie und Photogrammetrie an der Eidgenössischen Technischen Hochschule Zurich). The result of bundle adjustment of the middle strip of Gramastetten conducted by OEEPE and the result obtained in this work with 1.4 Experiment Design are given for comparison in Table 2.

Table 2. The results obtained from OEEPE⁽⁶⁾ and 1.4 Experiment Design.

	M _{xy} (cm)	M _z (cm)
OEEPE	26.0	38.0
1.4 EXPERIMENT DE-	15.6	26.2

Cumbrian West test field has been extensively studied by BAZ^[3]. The result of the first 3 strips of BAZ, comprises 60 photos each strip having 20 photos, and the results obtained in this work with **2.2 Experiment Design** are given together for comparison in **Table 3**.

As can be seen on Table 1, the measures obtained by adjusting Seydişehir Highway Blok with three location point can be applicable. If the prior errors in geodetic points ($mp = \pm 9.7$ cm; $mh = \pm 12.3$ cm) before adjustment are lower, the precision will improve too.

Table 3. The result obtained from BAZ⁽³⁾ and 2.2 Experiment Design.

	Number of photos	M _o (cm)	M _{xy} (cm)	M _z (cm)	The square error in photos points (μ m)
BAZ	60	2.6	115.5	94.5	6.0
2.2 EXPERIMENT DESIGN	15	1.4	22.7	23.8	7.1

4. DETERMINATION OF CROSS SECTION BY PHOTOGRAMMETRIC METHOD

The cross section points can be determined either by **Classical Photogrammetric Method** or **Digital Elevation Model** derived from photogrammetric model.

In the classical method, all orientations (interior and exterior orientations) are completed and the model is constructed. Prefilaskop and pointing projectors are mounted to the drawing tool of the instrument. With these instruments, the stereo model is oriented according to the location of points belong to the cross section. In the classical method, the cross section points are determined in two ways. In the first one, the points which have equal distances from the centre of the road, in the second one, the characteristic points where the slope of the terrain significantly changes are measured.

In general, two methods are used in the derivation of digital elevation models: **Grid and Triangulation Methods**.

In the grid method, grid, either square or rectangular, is placed over the terrain and the

nodes of the grid are calculated. In the triangulation method the terrain is covered by triangles whose points are randomly scattered.

4.1 Numerical Example

The determination of cross section points and the precision of these points are examined at a pilot area in Seydisehir test field. This region has an area of 100mx550m, and cross section points are measured by electromagnetic instruments in the region.

The classical photogrammetric measurements are conducted with a model scale of 1/4000 using. **Carl Zeiss Jena TOPOCART-B** stereo restitution instrument. In this work the total of 180 cross-section points are measured.

In order to obtain the digital terrain model of this region, the same instruments and model scale are used. In developing the digital elevation model, **B-Spline Interpolation Method** and associated computer program are applied^[4].

4.2 The Evaluation of Results.

The heights of cross-section points obtained by classical photogrammetric and digital elevation model methods are compared with that of points measured in the field. The difference between measurements in the field and calculated values obtained by photogrammetric methods and their square errors are found.

The precision of field measurement, independent of the errors of geodetic points, are found out to be $m_j = \pm 1.2\text{cm}$. With classical photogrammetric method the precision of $m_f = \pm 15.9\text{cm}$ are obtained. From digital elevation model, the precision of $m_s = \pm 46.7\text{cm}$ are attained.

The precision of classical photogrammetric method are higher than expected theoretical values due to the forest cover and irregular terrain. But it must not be forgotten that the minimum unit of Z movement of the instrument corresponds to 10cm in the field.

The precision obtained by digital terrain model can be considered too big in the first sight, however, it depends on many factors such as the density of grid, the distribution of sampled points, and their ability to characterize the terrain interpolation method, the precision of stereo restitution instrument used and the irregularity of terrain. The precision that is attained can be acceptable by for example **British Highway Standards**^[8] for this type of terrain.

5. THE COST OF DIFFERENT HIGHWAY MAP PRODUCTION METHODS

The cost of location survey map based on project studies, and applications are

calculated using the unit cost of 1987 determined by iller Bankası [9] (iller Bankası is a bank organizing every kind of engineering services in Turkey) Unit cost for classical photogrammetric (Section 2.2) and Geodetic (Section 2.1) methods is estimated by considering all expenditures for the **1 km long and 250 m wide part of the road**. The additional cost moreover, is determined if air triangulation is established^[4].

5.1 The Cost of Location Survey And Project For Geodetic Method

In the classical method, the cost is calculated considering that the unit area (**1km length and 250m width**) includes:

0.375 geodetic points (first order points)

0.375 leveling points

12.5 polygon points (second order points)

For these points, the total cost including establishment, construction coordinate and height calculations, tachometric surveying work, project work, application, plotting, astrolon, plan, reproduction, the expense for personal and the other material is determined as:^[9]

1625.640 \$ for 1/1000 map scale

1550.960 \$ for 1/200 map scale

5.2 The Cost of Location Survey and Project In Classical Photogrammetrical Method

The total cost in photogrammetric method comprises **field work, taking air photo, photogrammetric procedure, restitution, longitudinal section projects, application in the field**.

It has been observed that an average of 6 or 7 geodetic points for an alignment of 1km at the scale of 1/1000 and an average of 5 or 6 geodetic points at the scale of 1/2000 are used in Turkiye.^{[4],[10]} These measures are used in the calculation of field expenses according to this data, the **cost of field work** are calculated as follows:

569.111 \$ for 1/1000 map scale

419.787 \$ for 1/2000 map scale

The cost of taking air photos and photogrammetric procedures are calculated for an alignment of 1 km obtained by averaging an alignment of 80 km. According to this, the **total cost for an alignment of 1km** is determined as:^[11]

105 \$ for 1/1000 scale work

55 \$ for 1/2000 scale work

The cost of restitution is calculated based on necessary expenses for the production of 110

the map of 1 km long and 250 m wide. The cost of restitution is determined for two instruments taking into account depreciation, interest rate, taxation, annual repair costs, **75.000\$, For purchasing cost of analog restitution, and 300.000\$ for analytical restitution instrument are considered.**^[4] In the calculations, the followings are taken into consideration two working groups per day, 3200 hours of work for a year, 15 years for the life time of the instruments %14.4, for the annual interest and taxation , and %1 of the purchasing cost as a repair expense, and all operator and material cost. **The cost of an alignment of 1km long and 250 km wide including all operator and instrument expenses, is;**

For analog restitution instrument

89.662 \$	for	1/1000	scale work
59.773 \$	for	1/2000	scale work

For analytical restitution instrument

113.450 \$	for	1/1000	scale work
75.626 \$	for	1/2000	scale work

While calculating the cost of profile measurement, project work and application field work,It is assumed that 500 meters of the route is aligned and 500 meters of it is curved.In this case the cost is as follow:

363.559 \$	for analog restitution
370.969 \$	for analytical restitution.

After all, the total cost of classical photogrammetric method are obtained by summing the costs giving by ^{(5.2), (5.3),(5.4), (5.5)} equations. According to this summation, the **total cost for classical photogrammetric method**

For 1/1000 Scale work

If analog restitution used	1127.932 \$
If analytical restitution used	1159.130 \$

For 1/2000 Scale work

If analog restitution used	898.119 \$
If analytical restitution used	921.382 \$

is found.

5.3 The Cost Of Location Survey in Case of Air Triangulation Are Made

In the view of principles of **Section 3**, if the air triangulation is established, the field work will be reduced drastically.

If the interval of control points (bridge distance) is **i=5b**, the interval of base of height allocation points is **i=2.5** and it is located only in the middle of model (as the results in

1.6 Experiment Design, Figure 1), 1.7 points for 1/1000 scale map production and 1.4 points for 1/2000 scale map production will coincide for each kilometer.[4], [10]

The total cost of location survey map and project, if the restitution is made with an analytical instrument and analytical methods, will be:

**716.854 \$ for 1/1000 scale work
606.541 \$ for 1/200 scale work**

And the saving is %38.2 for 1/1000 scale and %34.2 for 1/2000 scale work by classical photogrammetric method.

The total cost of location survey map, if the air triangulation is made or not and if analog and analytical methods and instruments are used, is summarized at **Table 4**.

Table 4. The methods used in highway location survey and costs per unit area for these methods (Unit Area: 1km length x 250 m width).

	TOTAL COSTS	
	MAP SCALES	
	1:1000	1:2000
GEODETIC METHOD	1625.640 \$	1550.960 \$
PHOTOGRAMMETRIC METHOD (No air triangulation)	Analog	1127.932 \$
	Analitical	1159.130 \$
PHOTOGRAMMETRIC METHOD (With air triangulation)	Analitical	716.854 \$
		606.541 \$

3. RESULTS

It is useful that the results obtained are taken into account separately.

In view of precision attained

In Turkiye, classical geodetic method has been used in highway location survey. If analytical air triangulation method is used in point determination for highway location survey, the sufficient precision is attained for each experiment design as explained in **Section 3. The Artifical Points** may be used to increase precision.^[12]

In point determination on cross section, either classical or modern photogrammetric methods can be used. It is found out that the precision for either method is acceptable. The best way of obtaing the cross section points determined by establishing the digital elevation model is that the grid points over the photogrammetric model and the characteristic points in the terrain must be measured and evaluated together.

AN EXPERIMENTAL STUDY ON ANALYSIS OF PHOTOGAMMETRIC HIGHWAY

In view of the cost per unit area

The methods being used and recommended for 1/1000 and 1/2000 scale highway location survey work in **Turkiye** are described comparatively in **Table 5**, by reducing it to one unit area [Unit Area: 1 km length x 250 m width].

Table 5. The costs evaluation of the methods used in highway location survey.

MAP SCALE	METHODS USED	(A)	(B)	(C)	(D)
1:1000	GEODETIC METHOD (A)	-			
	PHOTOGAMMETRIC METHOD (No Air Triangulation) (ANALOG) (B)	30.6%	-		
	PHOTOGAMMETRIC METHOD (No Air Triangulation) (ANALITICAL) (C)	28.7%	2.7%	-	
	PHOTOGAMMETRIC METHOD (With Air Triangulation) (ANALITICAL) (D)	55.9%	36.4%	38.2%	-
1:2000	GEODETIC METHOD (A)	-			
	PHOTOGAMMETRIC METHOD (No Air Triangulation) (ANALOG) (B)	42.1%	-		
	PHOTOGAMMETRIC METHOD (No Air Triangulation) (ANALITICAL) (C)	40.6%	2.6%	-	
	PHOTOGAMMETRIC METHOD (With Air Triangulation) (ANALITICAL) (D)	60.9%	32.4%	34.2%	-

In TABLE 5

Method A : Classical Geodetic

Method B : Analog restitution instrument are used but air triangulation not.

Method C : Analytical restitution instrument are used but air triangulation not.

Method D : Analytical restitution instruments with analytical air triangulation are used.

According to Table 5, for 1/1000 Scale work.

Method B is 30.6 % cheaper then method A

Method C is 28.7 % cheaper then method A

Method D is 55.9 % cheaper then method A

Method C is 2.7 % cheaper then method B

Method D is **36.4** % cheaper then method B
Method D is **38.2** % cheaper then method C

for 1/2000 Scale work.

Method B is **42.1** % cheaper then method A
Method C is **40.6** % cheaper then method A
Method D is **60.9** % cheaper then method A
Method C is **2.6** % cheaper then method B
Method D is **32.4** % cheaper then method B
Method D is **34.2** % cheaper then method C

As a result, the best method, in view of cost and precision, is the photogrammetric method where analytical air triangulation is complemented by analytical measurement and restitution.

In the last planning period, this method should be applied in the planning, design and construction of intended 2000 km highway in Turkey.

4. REFERENCES

- Altan,M.O. and Yıldız,F., 1988, *Otoyolların Planlama, Tasarım ve Uygulama Səfəhalarında Bilgisayar Destekli Fotogrametri Teknikleri*, Selçuk Üniversitesi - İnşaat Mühendisleri Odası "Karayolu 89 Türkiye'de Karayolu Ulaşım Sempozyumu", 5-6 Haziran, Konya.
- Gürbüz,H., 1976, *Türkiye'de Yapılan Fotogrametrik Çizgisel Haritalar için En Uygun Çift Resim Değerlendirme Aletleri*, Doktora Tezi, İTÜ İnşaat Fakültesi, Konya.
- Baz,I., 1984, *The Solution of Aerial Triangulation on Vector and Parallel Array Processor*, Ph. D. Thesis, University of Glasgow.
- Yıldız,F., 1988, *Türkiye'de Karayolu Etilde ve Proje Çalışmalarında Uygulanabilecek Fotogrametrik Değerlendirme Modeli ve Öneriler*, Doktora Tezi, İTÜ Fen Bilimleri Enstitüsü, İstanbul.
- Altan,M.O., 1974, *Stereo ve Mono-Komparatörlerin Blok Triyangülasyonundaki Rolü ve Kadastro Fotogrametrisine Uygulama*, Doktora Tezi, İTÜ İnşaat Fakültesi, İstanbul.
- OEEPE., 1972, *Raport sur l'éssai "Gramastetten"*, No.72.
- Schenk,A., 1973, *Ergebnisse einer Blocktriangulation nach der Bündelmethode, Block Gramastetten*, Sch. Z. für Vermessungswesen und Kultertechnik.
- Department of Transport Roads and Local Transport Directorate Departmental Standard, 1984, HD 11/84, England.
- 1987 Yılı Halihazır Harita Birim Fiatları ile Yol Aplikasyonu En-Boy Kesit Çıkarılması Km. Birim Fiatları, 1987, İller Bankası Genel Müdürlüğü, Ankara.

AN EXPERIMENTAL STUDY ON ANALYSIS OF PHOTOGAMMETRIC HIGHWAY

Altan,M.O., and Yıldız,F. and Şeker,D., 1988, Hava Triyangülasyonunda Yerleştirme Noktası Aralığı İçin Deneysel Bir Çalışma, İTÜ Dergisi, C.46, Sayı 1-2, 17-23, İstanbul.

Crossfield,J.K., 1985, High Precision Photogrammetry Geodetic Positioning Cost Model, Photogrammetric Eng. and Remote Sensing, Vol.51, 1953-1962.

Parsic,Z., 1978, Untersuchungen über den Einfluss Signalisierter und Künstlicher Verknüpfungspunkte auf die Genauigkeit einer Blocktriangulation, Vermessung Photogrammetrie Kulturtechnik, 10/78, 269-278.

**KOZOLUK, SOLAKLI VE KEVİZLİ (ADANA K'İ) CİVARINDA
YÜZEYLEYEN OLİGOSEN-ORTA MIYOSEN YAŞLI İSTİFLERİN
OSTRAKOD FAUNASI VE BİYOSTRATİGRAFİSİ**

Ümit ŞAFAK

Çukurova Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Adana / Türkiye

Ulvi Can ÜNLÜGENÇ

Keele University, Geology Dept. Staffs. ST5 5BG, U.K.

ÖZ: Bu çalışmada Adana ilinin yaklaşık 100 km K-KB'sında yer alan Kozoluk, Solaklı ve Kevizli köyleri ile civarındaki Oligosen-Orta Miyosen yaş aralığında çökelen birimlerin ostrakod biyostratigrafisi ortaya konmuş ve bu faunaya eşlik eden planktonik ve bentik foraminiferler de incelenmiştir.

İnceleme alanında ölçülen stratigrafi kesitlerinden alınan yıkama örneklerinden; 3 ostrakod cinsi ile 36 türü tanımlanmış ve Burdigalian- Alt Langiyan zaman aralığına ait *Neomonoceratina helvetica - Aurila soummamensis* Gökçen (1984) ostrakod zonu ayırtlanmıştır. Bu zon; Türkiye'de çalışılmış olan Tethys-Paratethys bölgeleri ve aynı kronostratigrafik zaman aralıklarında yapılmış çalışmalarla korele edilmiştir.

**THE OSTRACODE FAUNA AND BIOSTRATIGRAPHY OF THE
OLIGOCENE-MIDDLE MIocene AGED DEPOSITS OF THE
KOZOLUK, SOLAKLI AND KEVİZLİ AREAS (N.ADANA)**

ABSTRACT: In this study the ostracode biostratigraphy and the planktic-benthic foraminifera, which accompany ostracode fauna, have been investigated in the Oligocene-Middle Miocene deposits around Kozoluk, Solaklı and Kevizli villages 100 km N-NW of Adana. 3 Ostracode genus and 36 species have been identified from the washing samples of the measured stratigraphic sections in the study area, and they represent a fauna from the Burdigalian-Early Langhian age of the *Neomonoceratina helvetica - Aurila soummamensis* Gökçen (1984) ostracode zone. This zone also has been correlated within the previously-studied Tethys-Paratethys regions and with contemporary sequences deposited in Turkey.

1. GİRİŞ

İnceleme alanı, Adana ili'nin kuzey kesiminde yer alan Kozoluk, Körkün, Solaklı köyleri ve civarıdır (Şekil 1). Bu alan 1/25.000 ölçekli Kozan N33-c2, N34-a3 ve a4 topografik pastalarını kısmen kapsar.

Çalışma bölgesi ve civarında daha önce yapılan jeolojik incelemelerde, Alt-Orta Miyosen yaşı kırintılı birimlerin varlığı ortaya konmuştur. Bu çalışma ile daha önceden belirlenmiş olan tip-kesit yerlerinden alınan sistematik örneklerin paleontolojik değerlendirilmesi ve ilk kez ostrakodlara yönelik biyostratigrafi çalışması yapılmıştır. İnceleme bölgesinde yüzeyleyen Oligosen-Alt-Orta Miyosen yaşı çökellerin litostratigrafik özellikleri ayrıntılı olarak incelenmiş olup, temel kayalarına da degeinmiştir.

İnceleme alanı ile çevresinde değişik amaçlı birçok jeolojik araştırma yapılmıştır. Bölgede ilk çalışmalar; Blumenthal (1941), Ternek (1957), Abdüsselamoğlu (1959), Schmidt (1961), tarafından başlatılmıştır. Daha sonra Özer ve diğerleri (1974), Öztümer ve diğerleri (1974), İlker (1975), Demirtaşlı (1976), Görür (1977), Tekeli ve diğerleri (1983), Yalçın ve Görür (1984), Lagap (1985), Yetiş ve Demirkol (1986), Lagap ve Yetiş (1987), Ünlügenç ve Demirkol (1988), Ünlügenç ve diğerleri (1990), Ünlügenç ve Demirkol (1991), Uçar (1991), inceleme alanı ve civarında yapmış oldukları araştırmalarda bölgenin tektonik ve jeolojik evrimini açıklayan yararlı bulguları ortaya koymuşlardır.

2. STRATİGRAFİ

İnceleme alanında Mesozoyik ve Senozoyik yaşı birimler bulunmaktadır. Temelde Jurasik-Kretase yaşı Demirkazık kireçtaşı yer almaktadır. Tersiyer zaman aralığında yüzeyleyen diğer birimler, bunun üzerinde uyumsuz konumladır.

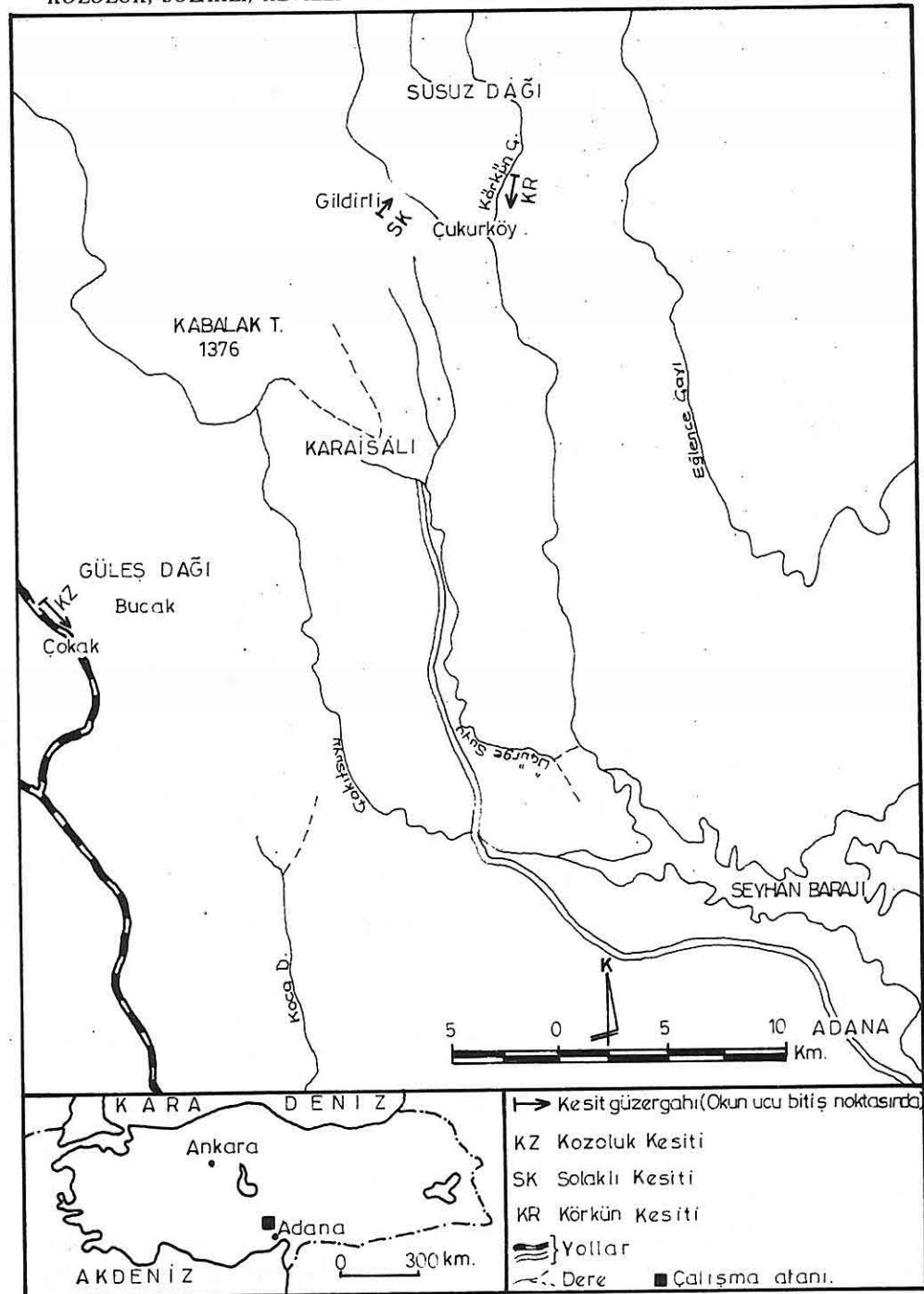
2.1 Litostratigrafi

İnceleme alanında gözlenen en yaşı birim, Demirkazık kireçtaşıdır. Oligosen'de çökelen Karsanti formasyonu bu birim üzerinde uyumsuz konumladır. Karsanti formasyonunun kumlu kireçtaşı, kumtaşı ardalanmasından oluşan kırintılı çökellerinin üst kesiminde Gildirli formasyonu uyumsuz olarak bulunur. Daha çok kırmızı renkli kumlu birimlerin yer aldığı, Alt Miyosen yaşı bu formasyon, üst sınırında uyumlu olarak Kaplankaya formasyonuna geçer. Killi-kumlu kireçtaşı, kumtaşı, çakıltaşlı birimlerinin karmaşık gözlendiği Kaplankaya formasyonu, Burdigaliyen-Alt Langiyan'de çökelmiş bir birimdir. Birim üst sınırında Karaisalı formasyonuna yanal-düsey olarak geçer. Karaisalı formasyonu resifal nitelikli, bol fosilli olup, Burdigaliyen-Langiyan yaş aralığını karakterize etmektedir (Şekil 2).

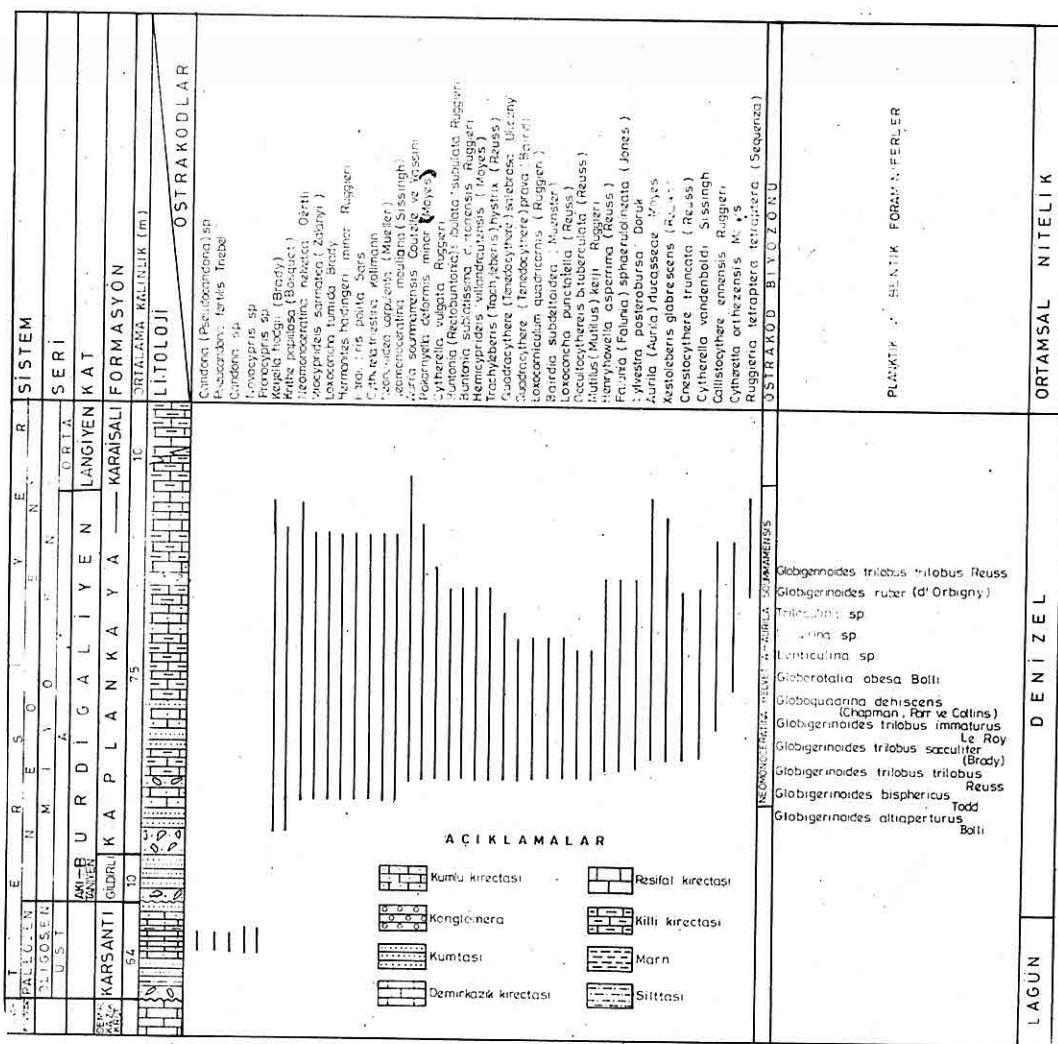
2.1.1 Demirkazık formasyonu

Tanım: Doğu Toroslarda yaygın olarak gözlenen birim Yetiş (1978) tarafından
118

KOZOLUK, SOLAKLI, KEVIZLI CIVARI OSTRAKOD FAUNASI VE BIYOSTRATİGRAFİSİ



Şekil 1. İnceleme Alanında Ölçülmüş Stratigrafi Kesitlerinin Güzergahları



Şekil 2. İnceleme Alanının Genelleştirilmiş Stratigrafi İstifinde Ostrakod ve Foraminifer Dağılımı.

adlandırılmıştır.

Tip Yeri, Tip Kesiti: Birim inceleme alanında en iyi olarak Çokak köyü ile Kozoluk harabeleri kuzey kesimlerinde yüzeylemektedir. Burada ölçülen kesit, Koza N₃₃C₂ pastasında, X1;68870, Y1; 18300 başlangıç ve X2;69875, Y2; 17350 bitiş koordinatlarında yeralır.

Kaya Türü: Genel de gri-krem ve bej renkli mikritik - çörtlü, şelf kireçtaşları ile dolomitik kireçtaşlarından oluşmaktadır. Kalınlığı yaklaşık 500-700 m. olarak ölçülmüştür.

Alt ve Üst Sınır: Birim, çalışma alanının kuzey kesimlerinde yerel olarak gözlenen Karahamzauşağı formasyonu üzerinde açısal uyumsuzdur. Üst sınırında ise; bu çalışma ile saptanın Karsantı tipi çökeller, birim üzerinde yine açısal uyumsuzlukla yer almaktadır.

Fosil ve Yaşı: Daha önce yapılmış olan çalışmalardan saptanmış olan **Globotruncana stuarti** Lapparenti, **Globotruncana mayorensis** Bolli gibi planktik ve **Glomospirella sp.**, **Endothyra sp.** gibi bentik foraminiferlere göre birime Triyas-Kretase (Yetiş ve Demirkol, 1986) ve Jura-Kretase (Ünlügenç, Demirkol, 1988) yaşı verilmiştir.

2.1.2 Karsantı formasyonu

Tanım: Schmidt (1961) Karsantı civarlarında yüzeyleyen birimleri, Garajtepe, Karsantı ve Meydan formasyonları olarak ayırtlayıp adlamıştır. Ünlügenç ve diğerleri (1992) bu bölgede yüzeyleyen birimlerin, Adana Neojen Baseni oluşumu öncesinde, dağlar arasında bir alt havza niteliginde gelişliğini belirtmiş ve formasyon adı vermekten daha çok, birimleri alt litozonlar olarak değerlendirmiştir.

Tip Yeri ve Tip Kesiti: Formasyonun en iyi gözlenebildiği yer, Adana ili'nin KKD'sunda yer alan Karsantı Havzasıdır. İnceleme alanında ölçülen kesitte, gerek litoloji ve gerekse fosil bulgularına dayanılarak ilk olarak Kozoluk köyü civarında Karsantı Havzası tipi çökeller saptanmıştır. Araştırma bölgesinde ölçülen Kozoluk kesiti ile tanımlanmış olan bu formasyon için debynilen kesit bir referans kesiti niteligidir. Burada ölçülen kesit, x1; 68.870, Y1; 18.300; başlangıç ve x2; 69.875, Y2; 17.350 bitiş koordinatlarında son bulur.

Kaya Türü: Tabanda çakılı bir düzey ile başlayan birim, kırmızımsı, şarabi renkli kumtaşları, siltli-killi kumtaşları ile devam eder.

Alt ve Üst Sınır; Formasyon, tabandaki Demirkazık kireçtaşı üzerinde açısal uyumsuzdur. Üst sınırında ise Gildirli formasyonu üzerinde yine uyumsuz olarak yer almaktadır. İnceleme alanında 64 m. kalınlık veren istif, Karsantı alt havzasında çok daha fazla kalınlık sunmaktadır.

Fosil ve Yaşı; Formasyonu oluşturan kırıntılı birimler; Ünlügenç ve diğerlerinin (1992) çalışmasında da belirtildiği üzere, tip yeri olan Karsantı Baseni içerisinde, **Globigerina ampliapertura** Bolli, **Globorotalia opima opima** Bolli, **Globigerina tripartita** Koch gibi çok sık özellikli planktik foraminifer ve **Hemicyprideis montosa** (Jones ve Sherborn) gibi ostrakod faunası ile Alt Oligosen'i verirken, üst kesimlerindeki kömürlü düzeyler, tatlı su-geçiş ortamları özelliği gösteren ostrakodlarla Üst Oligosen'i temsil etmektedir. Kozoluk koyu civarında ilk olarak saptanın birim, bu kesimde yalnız Üst Oligosen'i belirtmektedir (Şekil 2).

2.1.3 Gildirli formasyonu:

Tanım: Adana Havzasında Schmidt (1961) tarafından adlanmıştır.

Tip Yeri, Tip Kesiti: Formasyonun en iyi gözlenebildiği yer, Solaklı köyü ve civarıdır. 1/25.000 ölçekli Kozan N34 a4 paftasında x1; 82.625, y1;37.075 başlangıç ve x2;82.880, y2; 37.300 bitiş koordinatları arasında ölçülen kesit, bu formasyon için tip kesit olarak düşünülebilir. Ayrıca Kozan N33-C2 paftasında x1;68.870, y1;18.300 başlangıç ve x2: 69.875 , y2: 17.350 bitiş koordinatlarında ölçülen Kozoluk kesiti de dephinilen birim için referans kesit niteliğindedir.

Kaya Türü: Formasyon akarsu nitelikli konglomera, kumtaşı, silttaş ve çamurtaşından oluşmaktadır. Ölçülen kesitten kalınlığı 11 metre olarak saptanmıştır.

Alt ve Üst Sınır, Yanal Yayılım: Kozoluk ölçüülü kesitinde, alt sınırında Karsanti formasyonu ile uyumsuz bulunan birim üst sınırında Kaplankaya formasyonu ile geçişli konumdadır.

Fosil ve Yaş; Formasyon içerisinde fosil bulunamamıştır. Birim ile geçişli bulunan Kaplankaya formasyonu ve Karaisalı kireçtaşlarına dayanılarak formasyona Alt Miyosen yaşı verilmiştir.

2.1.4 Kaplankaya formasyonu;

Tanım: Formasyonun adı, Adana Havzası KKB'sinde yer alan Kaplankaya Tepe'den alınmış ve Lagap (1985) tarafından isimlendirilmiştir.

Tip Yeri, Tip Kesiti; Formasyonun en iyi gözlenebildiği yer, Kozoluk köyü civarı ile diğer tüm fasyelerin izlenebildiği Kevizli köyü (Körkün Nehri) ve civarlarıdır. İnceleme alanında ölçülen Kozoluk kesiti tip kesit niteliğinde olup, Kozan N33-C2 paftasında, x1;68.870, y1;18.300 başlangıç ve x2;69.875, y2;17.350 bitiş koordinatlarında yer almaktadır. Ayrıca Kozan N34-a2 paftasında x1;88.475, y1; 38.275 başlangıç ve x2;88.300 y2;37.325 bitiş koordinatlarında ölçülen Körkün kesiti referans kesittir.

Kaya Türü, Kozoluk civarında, sarımsı krem renkli kumtaşı ve açık renkli killi kireçtaşları hakim litolojiyi oluşturmakla beraber sıç denizel özellik vermektedir. Körkün Çayı civarında birim tabanda alüvyon yelpazesi nitelikli çakıltaşçıkkılı kumtaşları ile başlayıp, yukarı doğru dağıtım kanallarını temsil eden nokta barı çökellere ve yeşilimsi gri renkli kumlu-siltli birimlere geçmekte, en üst kesimlerde de yeşilimsi gri-mavimsi renkli bol kavaklı delta önü/çok sıç denizel çökeller görülmektedir. İnceleme bölgesinde gözlenen bu formasyon temelde bir resif kompleksi niteliğindedir.

Alt ve Üst Sınır, Yanal Yayılım; Birim, tabanında Gildirli formasyonu üzerinde uyumlu olarak gözlenir. Üst sınırda ise resifal nitelikli Karaisalı formasyonu ile yanal ve düşey geçişlidir.

Fosil ve Yaş; Formasyonu oluşturan çökeller, ostrakod ve planktik foraminifer ve çok az olarak da bentik foraminifer içermektedir. Saptanmış olan fosiller Burdigaliyen - Langiyen yaşı vermektedir.

2.1.5 Karaisalı formasyonu

Tanım: Formasyonun adı, Adana Havzası kuzey kesimlerindeki Karaisalı yerleşim merkezinden alınmıştır ve ilk kez Schmidt (1961) tarafından Karaisalı Kireçtaşısı olarak isimlendirilmiştir.

Tip Yeri, Tip Kesiti: İnceleme bölgesinde formasyonun en iyi gözlendiği yer, Solaklı köyü ve civarlarıdır. Ölçülen kesit, referans kesit olarak kabul edilebilir. Kozan N 34 a4 paftasında, X1;82.625, Y1;37075 başlangıç ve X2;82.880, Y2;37300 bitiş koordinatları arasında ölçülmüştür.

Kaya Türü; Birim başlıca resifal nitelikli ve çoğun mikritik kireçtaşlarından oluşmaktadır.

Alt ve Üst Sınır, Yanal Yayılım; Birim, tabanında Kaplankaya Formasyonu ile yanal ve düşey geçişlidir. Üst kesimlerde Cingöz Formasyonu, her iki birimi aşınmış/kanallı bir dokanak ilişkisi ile örtmektedir.

Fosil ve Yaşı; Formasyon içerisinde alınan ince-bant şeklindeki kırıntılı örneklerde ostrakod ve planktik foraminifer bulunmaktadır. Bu çalışmadaki fosil bulgularının desteği ile birimin yaşı Burdigaliyen-Langiyen olarak saptanmıştır.

2.2 Biyostratigrafi

Çalışma alanındaki Tersiyer istifinde saptanan ostrakod zonundaki türler, ölçülu kesitler ile genelleştirilmiş stratigrafi kesitlerine yerleştirildiğinde, iki farklı ortam ve bir biyozon ortaya çıkmıştır (Şekil 2).

Araştırma alanını karakterize eden ilk ortam, **Pseudocandona fertilis**, **Candona (Pseudocandona)** sp. gibi ostrakodlarla belirlenen geçiş ortamıdır (Şekil 2). Bu ortamı, sığ denizel karakterli ikinci ortam izler. Bu kesimde **Neomonoceratina helvetica- Aurila soummamensis Zonu** Gökçen (1984) yer almaktadır.

Neomonoceratina helvetica-Aurila soummamensis Zonu Gökçen (1984) : Bu zon, zona adını veren fosillerin ilk olarak ve bol miktarda gözlendiği Kaplankaya formasyonuna ait killi birimlerin alt düzeylerinden başlamaktadır. Başlıca, **Neomonoceratina helvetica** Oertli, **Neomonoceratina mouliana** (Sissingh), **Miocyprideis sarmatica** (Zalanyi), **Loxoconcha tumida** Brady, **Paracypris polita** Sars, **Hemicyprideis villandrautensis** (Moyes), **Slyvestra posterobursa** Doruk, **Cytheretta orthezensis** Moyes, **Trachyleberis (Trachyleberis) hystrix** (Reuss), **Ruggieria tetraptera tetraptera** (Sequenza) ile belirgin bir fosil topluluğu içerir.

Lokalite: Bu zonun fosil formları Körkün Ölçülü Kesiti'nde Kaplankaya formasyonuna ait 17-18-19 nolu örneklerde, Solaklı Ölçülü Kesiti'nde 4-18 nolu örnekler, Kozoluk Ölçülü Kesiti'nde 13-27 nolu örnekler içerisinde saptanmıştır.

Kronostratigrafik konum: Burdigaliyen/ Alt Langyen zaman aralığı

Karşılaştırmalı ve yorum: Bu zon, Carbonnel ve Jiricek (1977) tarafından yapılan Tetis- Paratetis genel zonlamasında, Otnangiyen-Karpatiyen / Akitaniyen orta düzeyinde başlayıp Burdigaliyen sonlarına kadar devam eden **Neomonoceratina helvetica Süperzonu** Carbonnel ve Jiricek (1977)'na karşılık gelmektedir. Yine Carbonnel ve Jiricek (1977) tarafından Tetis-Rodaniyen Baseni'nde belirlenen A zonunun üst kesimi ve B zonu olarak tanımlanan bu zon, Paratetis'te NO-3 ve NO-4 zonu olarak açıklanmıştır. Jiricek (1983) çalışmasında bu zona karşılık Tetis için Burdigaliyen'de **Neomonoceratina helvetica** ile **Ruggieria carinata Zonu** Jiricek (1983) ve **Pseudopsammocythere kollmanni**, **Neomonoceratina helvetica** ile **Krithe langhiana Zonu** Jiricek (1983) açıklanmıştır. Paratetis'te ise yine bu çalışmacı tarafından bu zona karşılık **Neomonoceratina helvetica - Cytheridea ottangensis Zonu** ile **Cytheridea paracuminata- Paracyprideis triebeli Zonu** Jiricek (1983) tanımlanmıştır. Gökçen'in Batı, Güney ve Orta Anadolu'nun Kale-Yenişehir, Konya-Karaman, Silifke-Erdemli ve Sivas-Celallı bölgelerinde yapmış olduğu çalışmalarında (1979, 1984), **Neomonoceratina helvetica Superzonu'nun** Burdigaliyen'e karşılık gelen zaman aralığında bulunduğu ve Türkiye'de bir süre Langiyen'in içerisinde devam ettiğini açıklanmıştır. Mut Havzası'nda bu zona karşılık **Prionocypris sp.- Hemicyprideis helvetica Zonu** üst kısımları ile **Pokornella deformis minor- Callistocythere ennensis Zonu** tanımlanmıştır (Tanar, 1989; Şafak ve Gökçen, 1991). Antalya Havzası'nda Şafak (1992) tarafından yine aynı stratigrafik düzeyde **Neomonoceratina helvetica-Aurila soummamensis Zonu** Gökçen (1984) olarak izlenen bu zon, bu çalışmada da Gökçen'in (1984) çalışmasında önerilen **Neomonoceratina helvetica- Aurila soummamensis Superzonu'na**, Mut Havzası'nda tanımlanan zona, Antalya Havzası için verilen **Neomonoceratina helvetica-Aurila soummamensis Zonu'na** stratigrafik düzey ve tanım olarak paralellik göstermektedir (Şekil 3).

Ortam: Açık yeşil- sarımsı renkli killi kireçtaşları ve kumtaşlarının egemen litolojisi oluşturduğu sıç denizdir (Şekil 2).

2.3 Ölçülü Stratigrafi Kesitleri

İnceleme alanında Oligosen-Miyosen yaşı formasyonlarda, biyostratigrafik çalışma için 3 stratigrafi kesiti ölçülmüştür.

2.3.1 Kozoluk Ölçülü Stratigrafi Kesiti

Bu kesit Kozan N33-C2 pastasında X1; 68.870, Y1; 18.300 başlangıç ve X2; 69.875, Y2; 17.350 bitiş koordinatları arasında ölçülmüş olup, 120 m. kalınlık sunmaktadır.

Kesit tabanda Demirkazık formasyonunun karbonatları ile başlamaktadır. Üzerine açısal uyumsuzlukla Karsantı formasyonunun yeşilimsi gri renkli çakılı-kumlu düzeyleri gelmektedir. Orta seviyelerde kumlu-siltli kireçtaşları ile ardalanın birim, üst kesimlerde tekrar koyu yeşil renkli kumtaşları ile devam etmektedir. 64 m. olarak ölçülen Karsantı

KOZOLUK, SOLAKLI, KEVIZLI CIVARI OSTRAKOD FAUNASI VE BIYOSTRATIGRAFISI

Sekil 3. İnceleme Alanında Tanımlanan Ostrakod Zonunun Teis, Radanian Baseni, Paratris Provensleri ve Türkiye'deki Çalışmalar ile Karşlaştırılması

formasyonu içerisindeki kumlu tabakaların taban kesimlerindeki konumu, K 70 D, 26 GD; orta kesimlerde ise K 65 D, 22 GD'dur. Bu formasyon içerisinde Oligosen'deki brahik/geçiş ortamını karakterize eden *Pseudocandona fertilis* Triebel, *Candona* sp., *Novocypris* sp. gibi ostrakodlar tanımlanmıştır. Bu birim üzerine, kırmızı rengi ile oldukça belirgin olan ve 11 m. olarak ölçülen, fosilsiz, çakılı- kumlu ve çamurtaşlı seviyeler içeren Gildirli formasyonu uyumsuz olarak gelir. Gildirli formasyonu üzerinde Kaplankaya formasyonu, uyumlu olarak yer alır. 42 m. olarak ölçülen Kaplankaya formasyonu, taban kesimlerinde kumlu kireçtaşları ile başlamaktadır. Killi birimlerin seyrek olarak yeraldığı istifte, üst kesimlere doğru kumlu kireçtaşlarının miktarı artmaktadır.

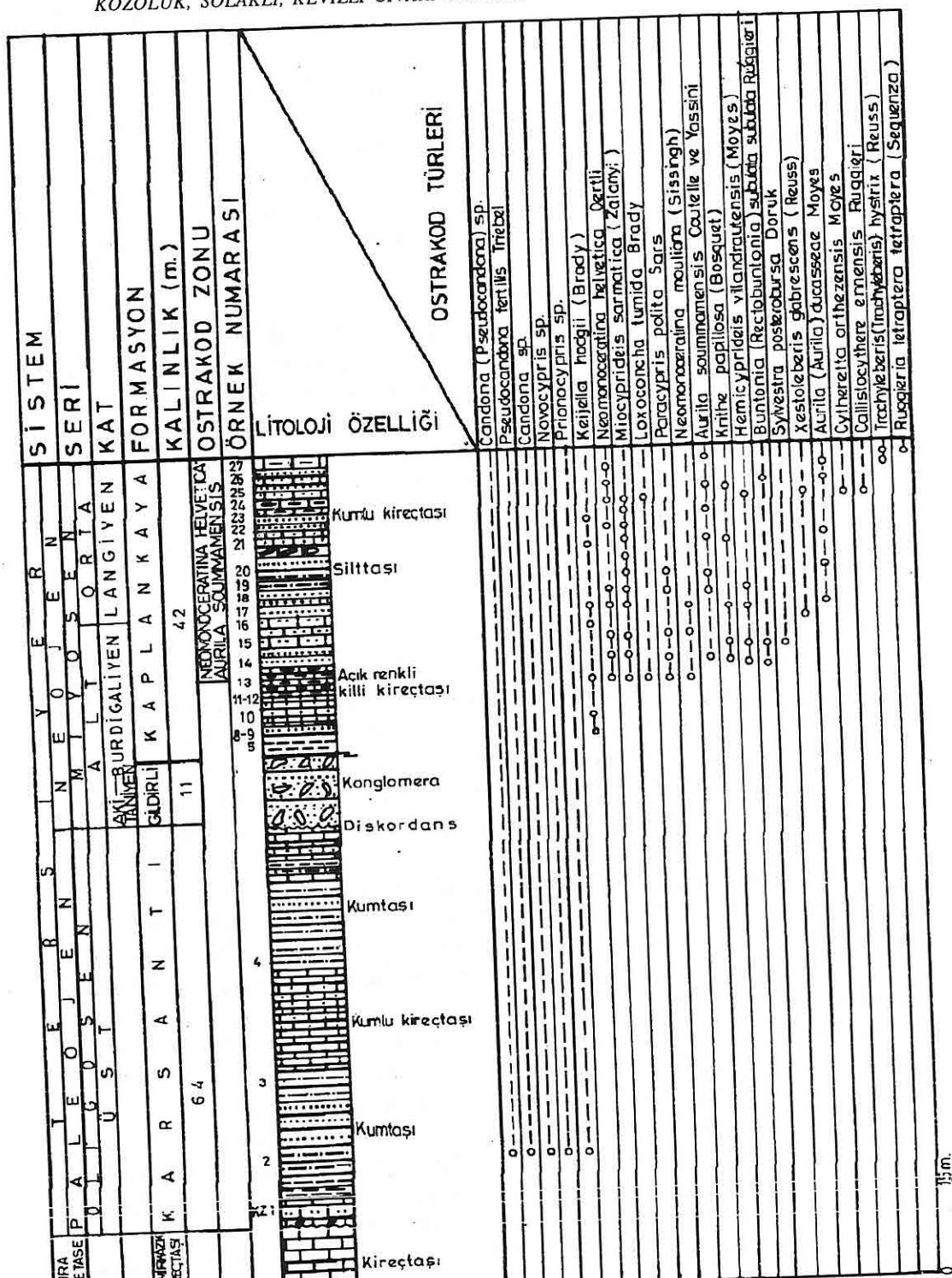
Kesit boyunca derlenen 27 örnekte 3 ostrakod cinsi ile 19 türü belirlenmiştir. Bu türlerle dayanılarak, Kaplankaya formasyonunun 95-105 m. leri arasındaki kumlu kesimleri içerisinde *Neomonoceratina helvetica-Aurila soummamensis* Zonu tanımlanmıştır. Bu zon, *Neomonoceratina helvetica* Oertli ile *Aurila soummamensis* Coutelle ve Yassini'nin ilk görünümü ile başlamaktadır. Değinilen iki tür zon içerisinde birlikte devam etmekte olup, bu kesitte diğerinden farklı olarak birlikte aynı örnekte yokolmaktadır. Bu zonda ayrıca *Neomonoceratina mouliana* (Sissingh), *Miocyprideis sarmatica* (Zalanyi), *Keijella hodgii* (Brady), *Slyvestra posterobursa* Doruk, *Trachyleberis* (*Trachyleberis*) *hystric* (Reuss), *Buntonia* (*Rectobuntonia*) *subulata* *subulata* Ruggieri, *Krithe papillosa* (Bosquet) başlıca ostrakodlardır. Ayrıca kesitte *Turritella* sp., *Natica* sp., gibi gastropodlar, *Globigerinoides trilobus* *trilobus* Reuss ve diğer planktik foraminiferler ile bazı pelesipod örnekleri taban seviyelerinde saptanmıştır (Şekil 4).

2.3.2 Solaklı Ölçülü Stratigrafi Kesiti

50 m. kalınlık sunan bu kesit, Kozan N 34-a4 paftasında X1;82.625, Y1;37.075 koordinatlarında başlamakta ve X2;82.880, Y2;37.300 koordinatlarında son bulmaktadır.

Kesit tabanda Gildirli formasyonuna ait, 5 m. ölçülmüş kırmızımsı renkli gevşek yapılı çakıltaşları ve kumtaşları ile başlamaktadır. Birim içerisinde herhangi bir fosil bulgusu olmamakla beraber, yaşı deneştirmelerle ? Akitaniyen- ? Alt Burdigaliyen olarak düşünülmektedir. Tavan sınırında Kaplankaya formasyonu uyumlu olarak açık yeşil- gri renkli kumtaşları ile başlamaktadır. Yukarı doğru ise kumlu-killi kireçtaşları ile devam etmektedir. 43 m. olarak ölçülen Kaplankaya formasyonundaki kumlu tabakaların konumları K45-60D, 6-10GD arasında değişmektedir. Kesitin üst kesimlerinde 2 m. kalınlıkta ölçülen resifal Karaisalı formasyonu, Kaplankaya formasyonu ile yanal ve düşey geçişlidir.

Kesit boyunca 20 örnek derlenmiş ve 23 ostrakod türü ile beraber planktik foraminifer türleri tanımlanmıştır. Bu türlerle dayanılarak Kaplankaya formasyonu içerisinde başlayıp, Karaisalı Formasyonunun başlangıç kesimlerinde gözlenen *Neomonoceratina*



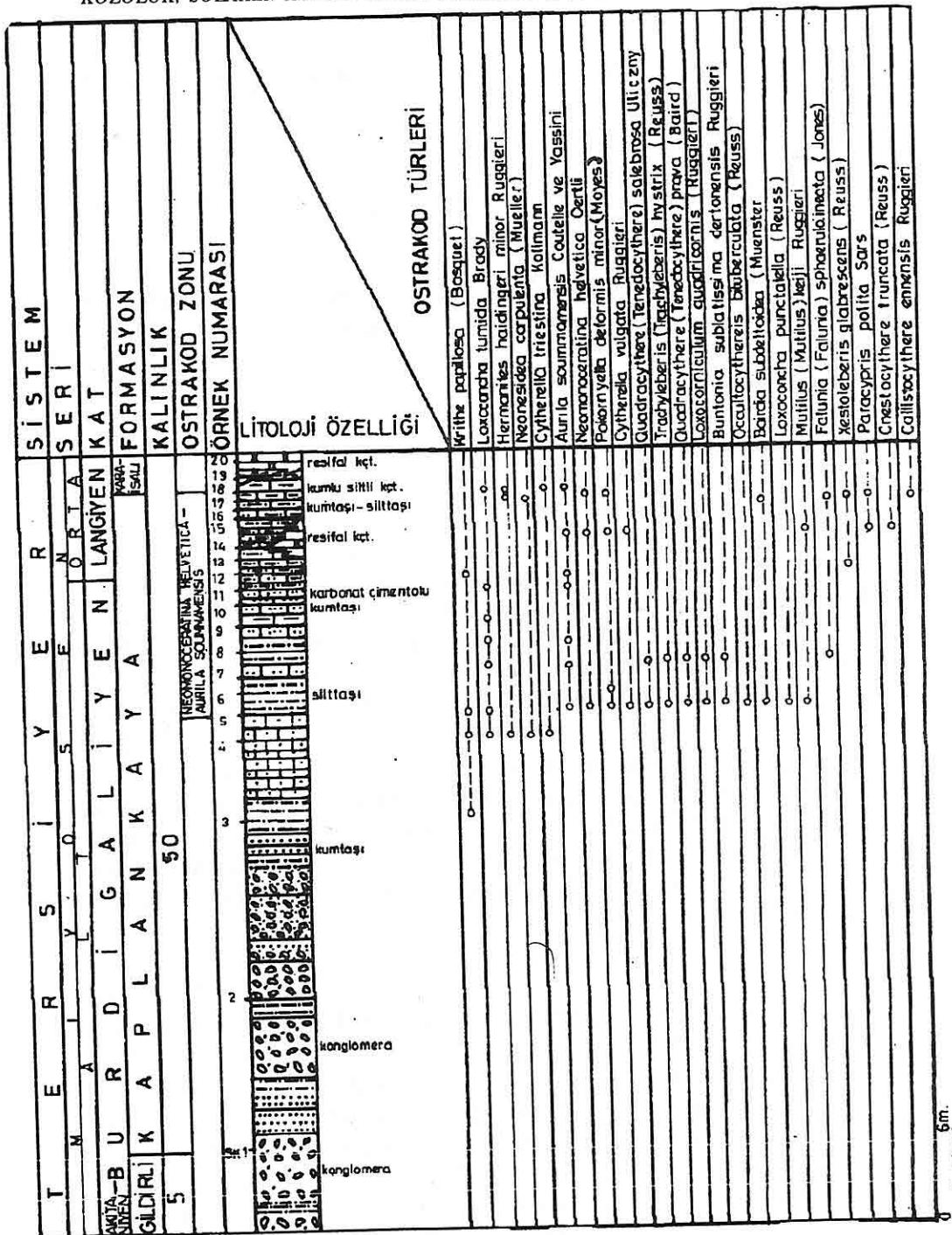
Şekil 4. Kozoluk Ölçülü Stratigrafi Kesitinde Ostrakodların Dağılımı

helvetica-Aurila soummamensis Zonu Gökçen (1984) belirlenmiştir. Bu zon, kesitte 31-47 m. ler arasında yer almaktır, Burdigalien/Alt Langyen zaman aralığını temsil etmektedir. Kesitte bu zon, **Neomonoceratina helvetica** Oertli'nin yanı sıra **Aurila soummamensis** Coutelle ve Yassini'nin ilk görünümü ile başlamaktadır. Zon içerisinde bu iki ostrakod türü birlikte görünümekte, daha sonra **Aurila soummamensis**, **Neomonoceratina helvetica**'nın son görünümünden sonra bir süre daha devam etmektedir. **Loxoconcha tumida** Brady, **Quadracythere** (Tenedocythere) **salebrosa** Uliczny, **Bairdia subdeltoides** (Muenster), **Pokornya deformis minor** Moyes, **Aurila soummamensis** Coutelle ve Yassini, **Loxocorniculum quadricornis** (Ruggieri), **Occultocythereis bituberculata** (Reuss), **Neomonoceratina helvetica** Oertli kesitte bu zon içerisinde yer alan ostrakodlardır. Ayrıca **Neomonoceratina helvetica**- **Aurila soummamensis Zonu** stratigrafik düzeyi içerisinde planktik foraminiferlerden **Globigerinoides trilobus trilobus** (Reuss), **Globigerinoides trilobus sacculifer** (Brady), **Globoquadrina dehiscens** (Chapmann, Parr ve Collins), **Globigerinoides bisphericus** Todd, **Globigerinoides ruber** (d'Orbigny), bentik foraminiferlerden ise **Triloculina** sp., **Uvigerina** sp., **Lenticulina** sp. saptanmıştır (Şekil 5).

2.3.3 Körkün Ölçülü Stratigrafi Kesiti

Bu kesit Kozan N34-a3 pastasında X1; 88.475; Y1; 38.275 başlangıç ve X2; 88.300, Y2; 37.325 bitiş koordinatlarında ölçülmüş olup, 105 m. kalınlık sunmaktadır. Tabanda, Kaplankaya formasyonunun çok değişik, çakılı kesimlerini içeren kesit, orta ve üst düzeylerinde yer yer kumlu tabakalarla devam etmekte ve tavana doğru istif giderek incelmektedir. Birim içerisindeki kumlu tabakaların durumları K 57 -65 D, 6-9 GD'dur.

Çakılı-kumlu konglomeratik seviyelerin çokça yeraldığı kesitin kumlu- kirintili kesimlerinden alınan 19 örnekten 7 ostrakod türü saptanmıştır. Birimin 90- 105 m. leri arasında **Neomonoceratina helvetica**- **Aurila soummamensis Zonu** Gökçen (1984) tanımlanmıştır. Bu zon, bu kesitte de **Neomonoceratina helvetica** Oertli' nin ilk görünümü ile başlamaktadır. **Aurila soummamensis** Coutelle ve Yassini bir süre sonra zona katılmaktadır. **Henryhowella asperrima** (Reuss), **Cytherella vandenboldi** Sissingh, **Neomonoceratina mouliana** (Sissingh), **Buntonia sublatissima dertonensis** Ruggieri, **Neomonoceratina helvetica** Oertli, **Aurila soummamensis** Coutelle ve Yassini zonun bu kesitte saptanan yaygın fosilleridir. Kesitte ayrıca Kaplankaya formasyonunun tabana yakın kesimlerde yeralan kumlu düzeylerinde planktik foraminiferlerden **Globigerinoides bisphericus** Todd, **Globigerinoides altiaperturus** Bolli ve **Globoquadrina altispira altispira** (Cushman ve Jarwis), yine bu başlangıç kesimlerinden görülmeye başlayarak **Neomonoceratina helvetica** - **Aurila soummamensis Zonu** içerisinde de gözlenen **Globigerinoides trilobus trilobus** (Reuss), **Globigerinoides trilobus**



Şekil 5. Solaklı Ölçülü Kesitinde Ostrakodların Dağılımı

sacculifer (Brady) ile bentik foraminiferlerden **Dentalina sp.**, **Lenticulina sp.**, saptanmıştır (Şekil 6).

2.4 Kronostratigrafi

Incelemeye konu olan Üst Oligosen- Orta Miyosen zaman aralığında çökelmiş birimlerdeki ostrakod faunası yanısıra, sık denizel planktik ve bentik foraminifer faunası da bulunmaktadır.

Araştırmacıların ostrakod ile foraminifer faunası ve coğrafik yayılımları nedeniyle Tetis biyoprovensi örnekleri ile karşılaştırıldılarından, çalışma alanı kronostratigrafisi için

Langyen

Burdigaliyen

Oligosen

Tetis katları kullanılmıştır.

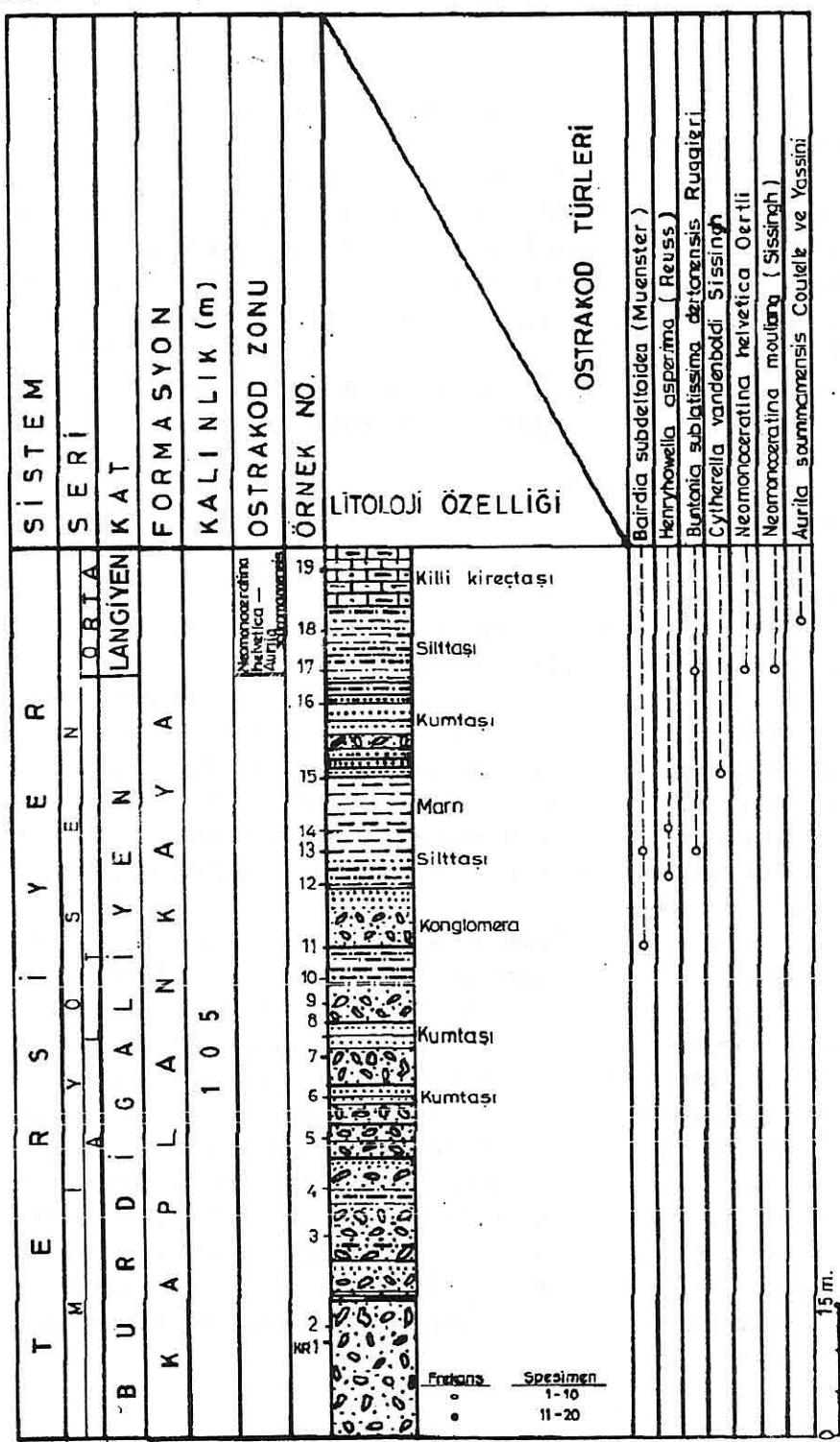
2.4.1 Üst Oligosen

Bu kronostratigrafi birimi inceleme alanının BKB'sında yer alan Kozoluk mevkiiinde Karsantı formasyonunun üst kesimlerinde saptanmıştır. Ayrıca inceleme bölgesinin DKD'sunda bulunan Karsantı Havzası'nda tanımlanmış olan bu birim (Ünlügenç ve diğerleri, 1992) yörede büyük yaygın göstermektedir. Birimin, **Pseudocandona fertilis** Triebel, **Candona (Pseudocandona)** sp., **Candona** sp., **Novocypris** sp., **Prionocypris** sp. den oluşan fosil topluluğundan, başlıca **Pseudocandona fertilis** Triebel Almanya'da (Carbonnel ve Ritzkovski, 1969) Alt ve Üst Oligosen'de, Fransa'da (Keen, 1972) Üst Oligosen'de, İsviçre'de (Carbonnel ve diğerleri, 1985) Üst Oligosen'de bulunmuştur. Bu çalışmada, **Pseudocandona fertilis** Triebel ile birlikte tanımlanan **Candona** sp., **Novocypris** sp., **Prionocypris** sp. Mut Havzası'nda (Tanar, 1989; Şafak ve Gökçen, 1991) yine Üst Oligosen düzeyini belirlemiştir. Dolayısıyla Karsantı formasyonunun bu üst kesimlerinin bölgeye Üst Oligosen'de çökeldiği bu çalışma ile tekrar ortaya konulmuştur.

2.4.2 Burdigaliyen

Bu kronostratigrafi birimi inceleme alanının Kozoluk mevkiiinde, Kevizli (Körkün Çayı) civarında Solaklı-Gıldırı köyleri civarında, Kaplankaya formasyonunun taban ve orta kesimlerinde saptanmıştır (Lagap, 1985; Ünlügenç, 1986; Yetiş ve Demirkol, 1986).

Koyu gri renkli kumtaşları, açık renkli siltli-killi kireçtaşları ve marn düzeylerinden oluşan birimin, **Neomonoceratina helvetica** Oertli, **Neomonoceratina mouliana** (Sissingh), **Paracypris polita** Sars, **Xestoleberis glabrescens** (Reuss), **Quadracythere (Tenedocythere) salebrosa** Uliczny, **Aurila soummamensis** Coutelle ve Yassini, **Cnestocythere truncata** (Reuss) ostrakod topluluğu ile **Globigerinoides ruber** (d'Orbigny), **Globigerinoides trilobus sacculifer**



Şekil 6. Körkün Ölçülü Kesitinde Ostrakodların Dağılımı

(Brady), *Globigerinoides trilobus immaturus* Le Roy planktik foraminifer faunasını içерdiği belirlenmiştir.

Başlıca ostrakod topluluğundan *Neomonoceratina helvetica*'nın Avrupa'da Eggenburgiyen-Otnangiyen'de (Carbonnel ve Jiricek, 1977; Jiricek, 1983), Türkiye'de Burdigaliyen- Langiyen başlangıcında (Gökçen, 1979), *Xestoleberis glabrescens*'in Viyana Havzası'nda Miyosen (Reuss, 1850), Cezayir'de Soummam Vadisi'nde (Coutelle ve Yassini, 1974), Burdigaliyen *Aurila soummamensis*'in Cezayir'de Soummam Vadisinde (Coutelle ve Yassini, 1974) ve Türkiye'de Burdigaliyen'de (Gökçen, 1979 ve 1984; Bassiouni, 1979), *Paracypris polita*'nın Türkiye'de Burdigaliyen'de (Gökçen, 1979; Gökçen, 1984), *Quadracythere (Tenedocythere) salebrosa*'nın yine Türkiye'de Burdigaliyen'de (Şafak, 1991) bulunması, ayrıca birimde bulunan planktik foraminifer faunasının da değerlendirilmesi ile Kaplankaya formasyonunda Burdigaliyen kronostratigrafisi saptanmıştır.

2.4.3 Alt Langiyen

Bu kronostratigrafi birimi inceleme alanında Kozoluk Hanı harabeleri ve civarında, Körkün çayı ile Solaklı-Gıldırı köyleri civarlarında yüzeylemektedir.

Açık renkli killi kireçtaşımarn düzeylerinden saptanan birimin, *Hermanites haidingeri minor* Ruggieri, *Loxocorniculum quadricornis* (Ruggieri), *Callistocythere ennensis* Ruggieri, *Neomonoceratina mouliana* (Sissingh), *Miocyprideis sarmatica* (Zalanyi) ostrakod topluluğu ile *Globigerinoides trilobus trilobus* Reuss, *Globigerinoides trilobus sacculifer* (Brady) *Globoquadrina dehiscens* (Chapmann, Parr ve Collins) gibi planktik foraminifer faunası içерdiği belirlenmiştir.

Başlıca ostrakod topluluğundan *Loxoconcha punctatella*'nın Yunanistan-Güney Ege Adaları'nda Orta-Üst Miyosen'de (Sissingh, 1972), Fransa'da Akiten Havzası'nda Miyosen (Keij, 1957; Moyes, 1965), *Neomonoceratina mouliana* ve *Callistocythere ennensis*'in Güney Ege Adaları'nda Orta-Üst Miyosen'de (Sissingh, 1972), *Aurila (Aurila) ducasse*'nin Akiten Havzası'nda Orta Miyosen alt seviyelerinde (Bassiouni, 1979), *Loxoconcha tumida*, *Loxocorniculum quadricornis*, *Quadracythere (Tenedocythere) salebrosa*'nın Türkiye'de Orta-Üst Miyosen (Doruk, 1979) ile Alt- Orta Miyosen' de (Şafak, 1992) bulunması, ayrıca *Neomonoceratina helvetica*'nın Türkiye'de Alt Langiyen'de (Gökçen, 1984) gözlenmesi ve planktik foraminifer türleri *Globigerinoides trilobus trilobus*, *Globigerinoides trilobus immaturus*, *Globigerinoides trilobus sacculifer*'in Langiyen'de devam eden topluluğu oluşturma gözonünde tutularak bu kronostratigrafik birim ayırtlanmıştır.

3. SONUÇLAR

- 1- Çalışma alanında, Oligosen-Miyosen zaman aralığında bir ostrakod biyozonu saptanmıştır. Bu zon Tetis-Paratetis ve Türkiye'de Kale-Yenişehir, Sivas-Celalli, Karaman-Silifke, Mut ve Antakya havzalarında yapılan çalışmalarla denetirilmiştir.
- 2- İnceleme bölgesinde Kozoluk köyü civarındaki fosil bulguları ve litostratigrafi tanımlamaları sonucu, ilk kez Karsantı havzası içerisinde yüzeleyen kaya türü çökellere rastlanmıştır.
- 3- Araştırma bölgesinde ostrakodlarla belirginleşen geçiş ortamı ile sıçan denizel koşulların hakim olduğu iki farklı ortam gözlenmiştir.
- 4- Kaplankaya ve Karaisalı formasyonlarının beraberliği tipik bir resif kompleksi olarak değerlendirilebilir.

4. KATKI BELİRTME

Yazarlar, arazi çalışmaları sırasında yardımlarını gördüğü Jeoloji Mühendisliği Bölüm Başkanlığına, Doç.Dr.Niyazi Avşar'a, araştırmayı çizimlerini titizlikle yapan Mine Yıldız ile metnin yazılmasında yardımcı olan Sibel Özmen'e teşekkür ederler.

5. DEĞİNİLEN BELGELER

1. Blumenthal M., Niğde ve Adana Vilayetleri Dahilindeki Torosların Jeolojisine Umumi Bir Bakış, M.T.A yayını, No:6, Seri B., 95 s., Ankara, 1941.
2. Ternek,Z., Adana Basen Alt Miyosen (Burdigaliyen) Formasyonları ve Diğer Formasyonlarla İlişkisi ve Petrol Olanakları, M. T. A .Bülteni, 49, 60-80, Ankara, 1957.
3. Abdüsselamoğlu,M.Ş, Yukarı Seyhan Bölgesinde Doğu Torosların Jeolojik Etüdü, M. T. A. Derleme Rapor No:2668, 5s., Ankara, Yayımlanmamış ,1959.
4. Schmidt,G.C., Stratigraphic Nomenclature for the Adana Region Petroleum District VII. Petroleum Administration Bull.6., Ankara, 1961.
5. Özer, B., Biju-Duval,B., Courrier,P., Letouzey,J., Antalya, Mut, Adana Neojen Havzalarının Jeolojisi, 2. Petrol Kongresi Tebliğleri, 57-84, Ankara, 1974.
6. Öztümer,E., Antalya, Mut ve Adana Havzaları Tersiyer Biyostatografisi ve Mikropaleontoloji Yenilikleri, 2. Petrol Kongresi Tebliğleri, 217-228, Ankara, 1974.
7. İlker,S., Adana Basen Kuzeybatısının Jeolojisi ve Petrol Olanakları, T.P.A.O. Arşiv No:973, 63 s., 1975.
8. Demirtaşlı,E., Toros Kuşağının Petrol Potansiyeli, Türkiye III. Petrol Kongresi Tebliğleri, 55-63, Ankara, 1976.
9. Görür,N., Depositional History of Miocene Sediments of NW Flank of the Adana Basin, Sixth Colloquium on Geology of the Aegean Region, İzmir, Türkiye, 1977.
10. Tekeli,O., Aksay, A., Ürgün,M.B. and İşık,A., Geology of the Taurus Belt. International Symposium, 26-29 September, 143-158, 1983.
11. Yalçın,N.M. and Görür,N., Sedimentological Evolution of the Adana Basin,

- International Symposium on the Geology of Taurus Belt, 1651, 172, Ankara, 1984.*
12. Lagap,H., Kıralan-Karakılıç-Karaialı (NW Adana) Alanının Litostratigrafik - Kronostratigrafik İncelemesi, Ç.Ü.Fen Bil.Enst.Master Tezi, 80 s., Adana, 1985.
13. Yetiş,C., Demirkol,C., Adana Baseni Batı Kesiminin Detay Jeoloji Etüdü, M.T.A. Rapor No: 8037, 187 s., Ankara, 1986.
14. Ünlügenç.,U.C. ve Demirkol,C., Kızıldağ Yayla (Adana) Dolayının Stratigrafisi, Jeoloji Mühendisliği Dergisi, Sayı:32-33, 17-25, 1988.
15. Ünlügenç,U.C., Kelling,G., Demirkol,C., Aspects of Basin Evolution in the Neogene Adana Basin, SE Turkey, International Earth Sciences Congress on Aegean Regions (IESCA-1990). Editors M.y. Savaşçı and A.H. Eronat., Vol 1, 353-370, İzmir, 1990.
16. Ünlügenç,U.C., Demirkol,C., Karsanti - Eğner - Akdam (K - KD Adana) Dolaylarının Stratigrafik İncelenmesi, Ahmet Acar Jeoloji Sempozyumu, Editör: C.Yetiş, 239-254, Adana, 1991.
17. Uçar,L., Bucak-Çokak (Tarsus kuzeyi) Alanının Stratigrafisi, Ç.Ü.Fen Bilimleri Enstitüsü, Yüksek Lisans Tezi, 103 s., Adana, 1991.
18. Yetiş,C., Çamardı (Niğde İli) Yakın ve Uzak Dolayının Jeoloji İncelemesi ve Ecemış Yarılım Kuşağının Maden Boğazı-Kamuşlu Arasındaki Özellikleri, İst.Üniv.Fen Fak.Doktora Tezi, 164 s., İstanbul, 1978.
19. Lagap,H. ve Yetiş,C., Kıralan - Karakılıç - Karaialı (KB Adana) Alanının Stratigrafisi, Ç.Ü.Fen ve Mühendislik Bilimleri Dergisi, 1, 1, 1987.
20. Ünlügenç,U.C., Demirkol,C., Şafak,Ü., Adana Baseni K - KD'sunda Yer alan Karsanti Basen Çökellerinin Stratigrafik - Sedimentolojik Nitelikleri, Suat Erk Jeoloji Sempozyumu, Ankara (Baskıda), 1992.
21. Carbonnel,G. ve Jiricek,R., Super Zones et Datums à Ostracodes dans le Neogene de la Tethys (bassin du Rhône) et de la Paratethys. Newsł. Stratigr. 6(1):23-29, Berlin, 1977.
22. Jiricek,R., Redefinition of the Oligocene and Neogene Ostrakod Zonation of the Paratethys. Knihovnicka Zemniho Plynů a Nafty (Nr. 4), s.195-236/36 Tab, 9Lev., Hodonín, 1983.
23. Gökçen,N., Denizli-Muğla Çevresi Neojen İstifinin Stratigrafi ve Paleontolojisi. Doçentlik Tezi, Hacettepe Üniversitesi, Ankara, 178 s., 1979.
24. Gökçen,N., Neomonoceratine Helvetica Superzone and Carinoythereis Datumplane in Neogene sequences of Turkey, Newsł. Stratigr. 13 (2), 94-103, 2 Tab, Berlin-Stuttgart, 1984.
25. Tanar,Ü., Mut Havzası Tersiyer İstifinin Stratigrafik ve Mikropaleontolojik (Ostrakod ve Foraminifer) İncelemesi, Ç.Ü.Fen Bilimleri Enst.Doktora Tezi, 199 s., 12 Lev., Adana, 1989.
26. Şafak,Ü. ve Gökçen,N., Planktik Foraminifer Zonlamasına Doğu Akdeniz

- Provensinden Bir Örnek: Mut Havzası Tersiyer İstifi, Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, Cilt:34, Sayı:1, 27-37, Ankara, 1991.*
- 27.** Şafak, Ü., *Yayladağ-Altinözü (Antakya) ve Civarı Tersiyer İstifinin Stratigrafik ve Mikropaleontolojik İncelenmesi, Ç.Ü Rektörlüğü Araştırma Projesi, MMF 90/5, Adana (Yayınlanmamış)*, 1992.
- 28.** Carbonnel, G. ve Ritzkovski, S., *Ostracodes Lacustres de l'Oligocène (Melanienton) de la Hesse (Allemagn)*. Arch Sc., Genève, 22:1, 55-82, 1969.
- 29.** Keen, M.C., *The Sannoisian and Some Other Upper Palaeogene Ostracoda from Northwest Europe, Paleontology*, 15:2; 267, 325, p.45-46, 1972.
- 30.** Carbonnel, G., Weidmann, M. ve Berger, J.P., *Les Ostracodes Lacustres et saumatres de la molasse de suisse occidentale. Revue de Paléobiologie*, 4: 2, 215-251, 1985.
- 31.** Ünlügenç, U.C., *Kızıldağ Yayla (Adana) Dolayının Jeoloji İncelemesi, Ç.Ü.Fen Bil. Enst. Master Tezi, 77s.*, Adana, 1986.
- 32.** Reuss, A.E., *Die Fossilen Entomostraceen des Österreichischen Tertiaerbeckens. Haidingers Naturw. Abhandl.*, 3 (1): 1-92, 1850.
- 33.** Coutelle, A. ve Yassini, I., *Ostracodes du Miocene de la Vallée de la Soummam. Algérie Nord-Orientale. Rev. Esp. Micropal.*, 6 (1): 85-99, 1974.
- 34.** Bassiouni, M.A., *Brackische und Marine Ostrakoden (Cytherideinae, Hemicytherinae, Trachyleberidinae) aus dem Oligozän und Neogen der Türkei. Geol. Jb., Reihe B, Heft 31, Hannover*, 1-200, 1979.
- 35.** Sissingh, W., *Late Cenozoic Ostracode of the South Aegean Island, Arc.Bull. Utrecht, Micropaleont.*, 6: 1-187, 1972.
- 36.** Keij, A.J., *Eocene and Oligocene Ostracoda of Belgium, Inst.Roy.Sci, Nat. Belgique, Mém.*, 136:1-120, 1957.
- 37.** Moyes, J., *Les Ostracodes du Miocene Aquitain: Essai de Paléoécologie Stratigraphique et de Paléogéographie, Thésé, Bordeaux*, 1-339, 1965.
- 38.** Doruk, N., *Neogene and Quaternary Ostracoda of Adana and Antakya Basins (Turkey), Proceedings of the VII International Symposium on Ostracodes, Beograd*, 165-172, 1979.

LEVHA I

Şekil 1: *Hemicyprideis villandrautensis* (Moyes)

- 1: Kabuk, sol yandan görünüm, X35, Kozoluk Ölçülü Kesiti,
Ü KZ 91 15

Şekil 2 : *Miocyprideis sarmatica* (Zalanyi)

2. Kabuk, sağ yandan görünüm, X46, Kozoluk Ölçülü Kesiti,
Ü KZ 91 20

Şekil 3-4: *Krithe papillosa* (Bosquet)

3. Kabuk, sol yandan görünüm, X43, Solaklı Ölçülü Kesiti,
Ü SK 91 5
4. Kabuk, sırttan görünüm, X43, Solaklı Ölçülü Kesiti,
Ü SK 91 5

Şekil 5: *Falunia (Falunia) sphaerulolineata* (Jones)

5. Kabuk, sol yandan görünüm, X53, Solaklı Ölçülü Kesiti,
Ü SK 91 7

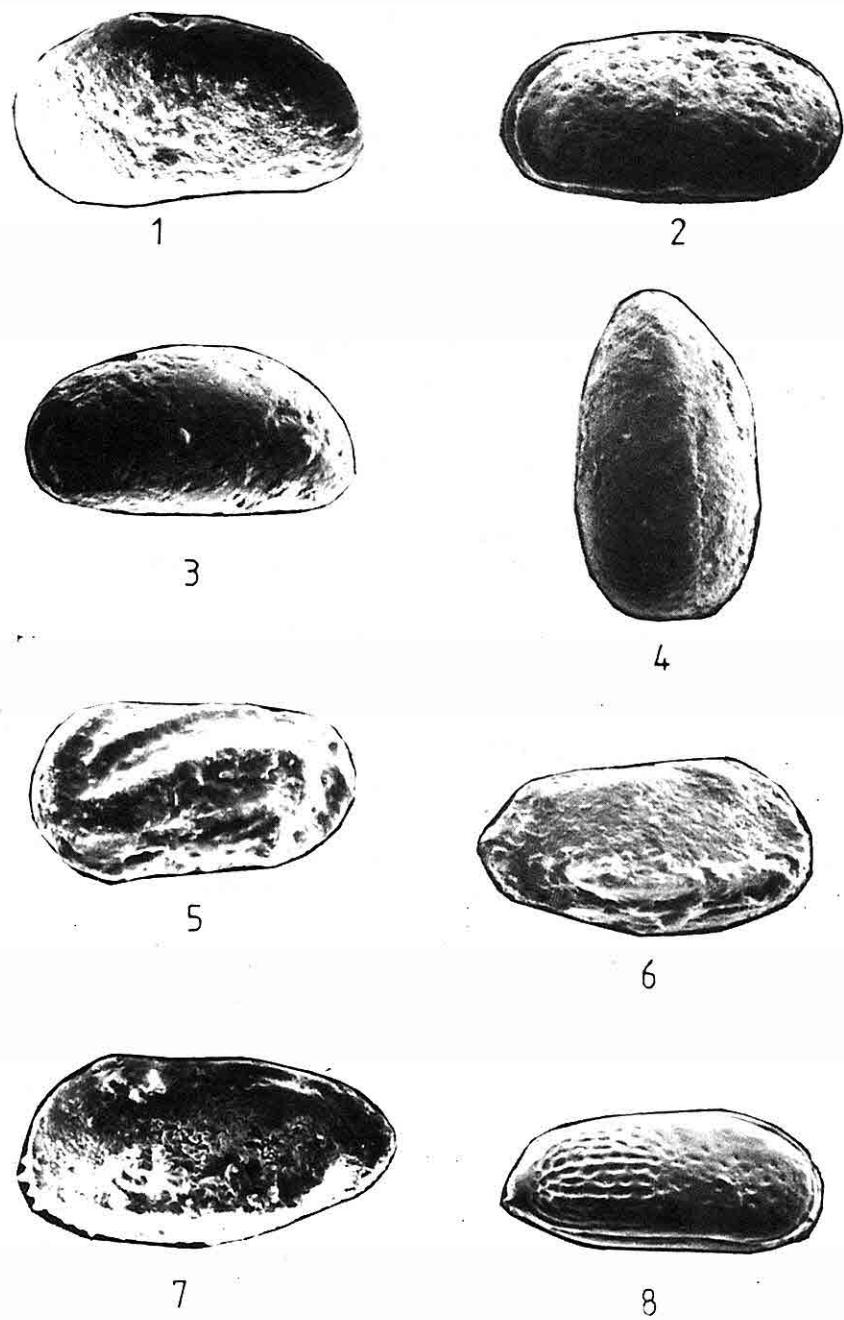
Şekil 6-7: *Ruggieria tetraptera tetraptera* (Sequenza)

6. Kabuk, sağ yandan görünüm, X44, Kozoluk Ölçülü Kesiti,
Ü KZ 91 27
7. Sol kapak, dıştan görünüm, X48, Kozoluk Ölçülü Kesiti,
Ü KZ 91 27

Şekil 8: *Keijella hodgii* (Brady)

8. Kabuk, sağ yandan görünüm , X43, Kozoluk Ölçülü Kesiti,
Ü KZ 91 10

LEVHA 1



LEVHA II

Şekil 1: *Occultocythereis bituberculata* (Reuss)

1. Kabuk, sol yandan görünüm, X88, Solaklı Ölçülü Kesiti,
Ü SK 91 5

Şekil 2: *Trachyleberis (Trachyleberis) hystrix* (Reuss)

2. Sağ kapak, dıştan görünüm, X40, Kozoluk Ölçülü Kesiti,
Ü KZ 91 27

Şekil 3: *Pokornyella deformis minor* (Moyes)

3. Kabuk, sol yandan görünüm, X45, Solaklı Ölçülü Kesiti,
Ü SK 91 5

Şekil 4-5: *Aurila soummamensis* Coutelle ve Yassini

4. Kabuk, sol yandan görünüm, X 40, Kozoluk Ölçülü Kesiti,
Ü KZ 91 22
5. Kabuk, sağ yandan görünüm, X 40, Kozoluk Ölçülü Kesiti,
Ü KZ 91 22

Şekil 6: *Aurila (Aurila) ducasseae* Moyes

6. Kabuk, sağ yandan görünüm, X 40, Kozoluk Ölçülü Kesiti,
Ü KZ 91 25

Şekil 7: *Quadracythere (Tenedocythere) prava* (Baird)

7. Sağ kapak, dıştan görünüm, X 50, Solaklı Ölçülü Kesiti,
Ü SK 91 7

Şekil 8: *Loxoconcha tumida* Brady

8. Kabuk, sağ yandan görünüm, X 45, Solaklı Ölçülü Kesiti,
Ü SK 91 5

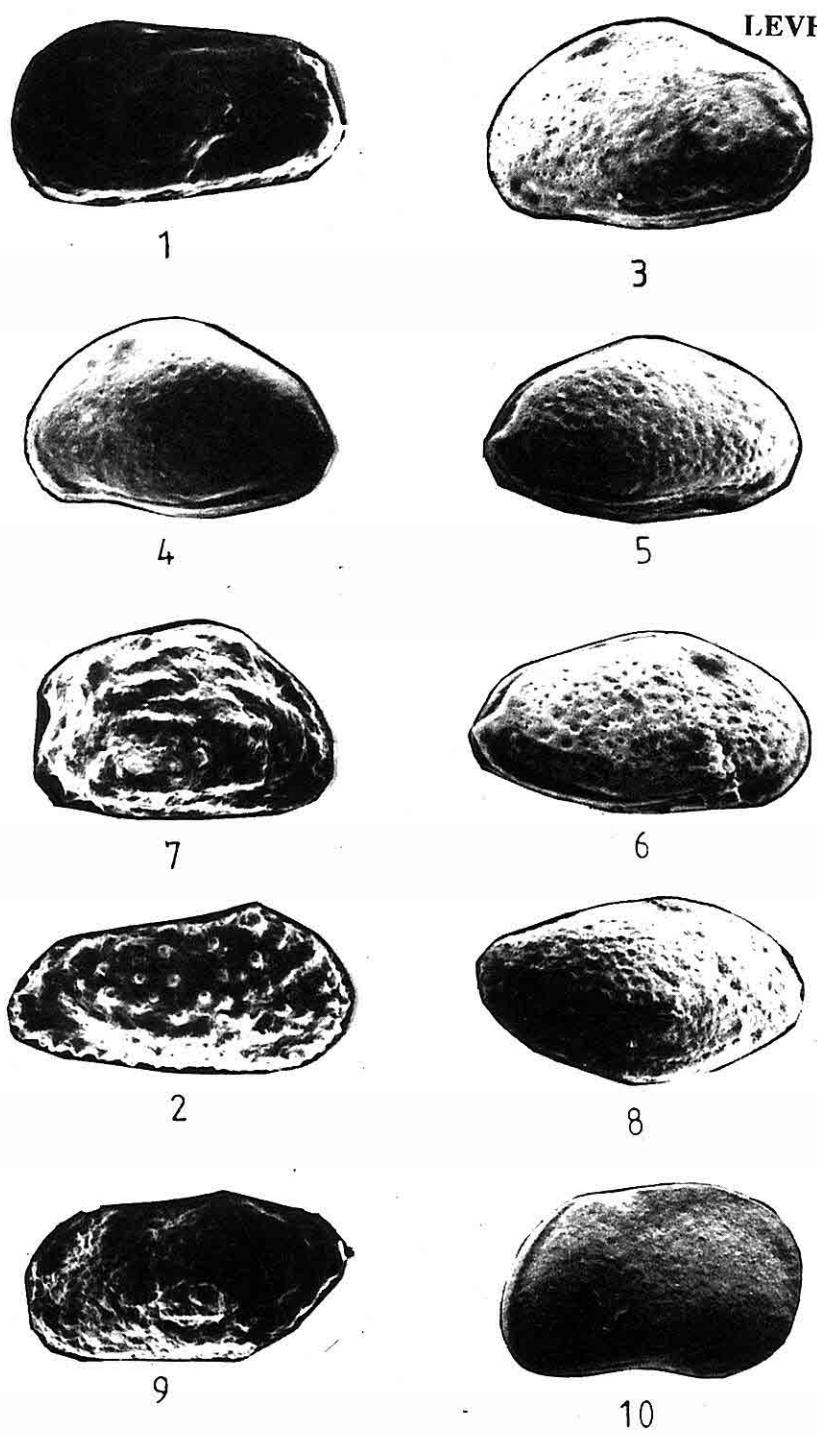
Şekil 9: *Loxocorniculum quadricornis* (Ruggieri)

9. Kabuk, sol yandan görünüm, X 45, Solaklı Ölçülü Kesiti,
Ü SK 91 5

Şekil 10: *Pseudocandona fertilis* Triebel

10. Sol kapak, yandan görünüm, X 65, Kozoluk Ölçülü Kesiti,
Ü KZ 91 2

LEVHA 2



KIZILDAĞ (EĞİRDİR-ISPARTA) KROMİTLERİNİN JEOKİMYASAL ÖZELLİKLERİ

Mustafa KUŞCU ve Ali BİLGİN

Akdeniz Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Isparta / Türkiye

ÖZET : *Kızıldağ kromit cevher ve minerallerinin analizi ile elde edilen verilerin değerlendirilmesi; jeokimyasal diyagramlar ve sonuçların yorumlanması yardımıyla yapılmıştır. Değerlendirmeler ile kromit cevherinin Cr_2O_3 tenörünün; cevher yapısına bağlı olarak % 35-47 arasında değiştiği, kromitlerin alüminyumlu kromit olduğu ve Cr/Fe oranının 2.98 olduğu saptanmıştır. Elde edilen analiz sonuçlarının irdelenmesiyle kromit kristal yapısında bulunan Mn, Ni, V, Zn ile cevherdeki Co, Ni, Cu element miktarlarının, ne örneğin alındığı yere nede örneklerin yapısına bağlı olarak farklılık göstermediği ve düzenli bir dağılıma sahip oldukları belirlenmiştir.*

Kızıldağ kromitlerinin diğer podiform yatakların kromitleriyle iz element içerikleri yönünden karşılaştırılması sonucu; Kızıldağ kromitlerinin Mn'ca daha zengin V ve Zn elementlerince daha düşük değerlere sahip oldukları, Ni içerikleri bakımından da podiform yataklarının Ni kapsamlarına benzedikleri ortaya konulmuştur.

Alpin orojenik kuşağında yer alan ve saha karakteristikleri petrografik, mineralojik, yapı ve dokusal özellikleri ile podiform olduğu bilinen Kızıldağ kromitlerinin jeokimyasal özellikleri de yatakların bu tipde gelişliğini doğrulamıştır.

GEOCHEMICAL PROPERTIES OF KIZILDAĞ (ISPARTA-EĞİRDİR) CHROMITES

ABSTRACT : *The data obtained from chemical analysis of chromite deposits are evaluated and the results are interpreted by using the geochemical diagrams. Evaluation shows that the grade of the chromite ranges from 35 to 37 per cent depending on the type of ore deposits. Also the ore is rich in aluminium and the rate of Cr/Fe is 2.98. On the other hand examination of chemical results reflects that the amount of the elements Mn, Ni, V, Sc, and Zn in the structure of chromite are independent of both to the location and the type of ore deposits. On the contrary the distribution of the above elements is uniform.*

Kızıldağ chromite deposits are compared by the other deposits from the point of trace elements, these are rich in Mn and poor in V and Zn and they are similar in Ni content compared with the podiform deposits.

Kızıldağ chromite deposits are known as podiform type by the properties of field, petrography, mineralogy, structure texture and occurrence in the Alpine orogenic belt, this has also been supported by the geochemical features of the deposits.

1. GİRİŞ

Kızıldağ (Eğirdir-Isparta) kromit cevherleşmeleri Eğirdir ilçesinin 17 km kadar GD'sunda Kızıldağ harzburjiti içerisinde bulunur (Şekil 1). Bölge jeolojik ve petrografik amaçlı olarak (Brunn ve dig. 1971; Juteau, 1975; Akbulut, 1980; Waldron, 1982) tarafından araştırılmıştır. Bölgede bulunan Kızıldağ kromit cevherleşmelerini kendisine konu edinen ilk araştırmacı Kuşcu (1989) olmuştur.

Kızıldağ kromit yataklarının içerisinde bulunduğu yan kayaçlar ve onların jeolojik konumu, cevherleşmelerin mineralojisi, geometrisi, yapı ve dokularıyla ilgili veriler ve bütün bunlarla birlikte cevherlerin Alpin orogenik kuşağında bulunmasına dayanılarak kromit kütlelerinin podiform tip bir yataklanma olduğu belirtilir (Kuşcu, 1991).

Önceki çalışmalar (Kuşcu, 1989; Kuşcu, 1991) ile jeolojik özellikleri bilinen Kızıldağ kromit kütlelerinin, bu makaleyle jeokimyasal özelliklerinin ortaya konması ve diğer kromit tipleriyle karşılaştırılması amaçlanmıştır.

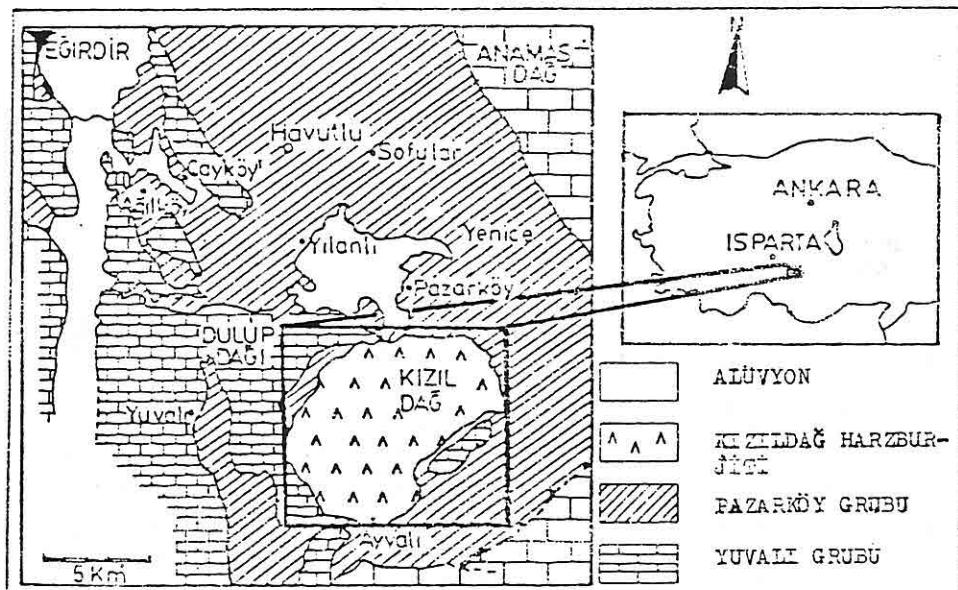
Kromit mineral kimyasına dayanılarak, ya da cevherleşmelerin kimyasal bileşiminden giderek kromit kütlelerinin tipleri ve oluşumları üzerinde çeşitli yorum ve sonuçlara ulaşmak mümkündür. Kromit kristalinin birim hücresinde bulunan katyonların miktarları ve bunların birbirleriyle olan oranları kromit kütlelerinin tipini belirlemeye önemli olmuş ve çok sayıda araştırmacı farklı yataklar üzerinde yaptıkları çalışmalar ile elde ettikleri sonuçları değişik diyagramlara düşürerek yatak tipleri, kökenleri ve bunlara bağlı olarak kromit mineral kimyasının değişimdeki etkilerini irdelemiştir (Stevens, 1944; Dickey, 1975; Brown, 1979; Claude, 1980; Leblanc, 1983; Smirnov, 1983). Bu yayında söz konusu bu araştırmalardan da yararlanılarak Kızıldağ kromit kütlelerine ait kromit minerallerinden ve kromit cevherlerinden yapılmış analiz verileri değerlendirilecektir.

2. JEOLOJİK KONUM

Kızıldağ kromit kütleleri, Eğirdir (Isparta) güneyinde (Şekil 1) 49 km²'lik bir alanda yayılım gösteren harzburjit, dunit, piroksenit ve yer yer diyabaz daykları içeren tektonitler içerisinde bulunur (Şekil 2) ve incelenen alanda kümülatif kayaçların bulunmadığı belirtilmiştir (Kuşcu, 1989, 1991).

Tektonitler üzerinde radyolarit, şeyl, çamurtaşı, pelajik kireçtaşı, manganezli düzeyler ve bu birimler arasında volkanitlerden oluşan (spilit), Alt Jura-Üst Kretase yaşlı yınlı formasyonu ve bu birimin üzerinde komprehensif Dulup kireçtaşı bulunur (Brunn ve dig., 1971; Akbulut, 1980; Kuşcu, 1989; 1991).

Kromit kütleleri bölgede 30 farklı yerde harzburjitler içinde mostra verir (Şekil 2). Bu kütlelerin en dikkat çekici önemli özelliklerinden birisi doğrultuları boyunca devamlılık göstermeleridir. Bölgede diğerlerine göre doğrultusu boyunca en büyük uzanıma sahip Kızıldağ kromit kütlesi kesiksiz olarak 600 m kadar yer yer incelip, kalınlaşarak devam 142



Şekil 1. Yer Bulduru Haritası.

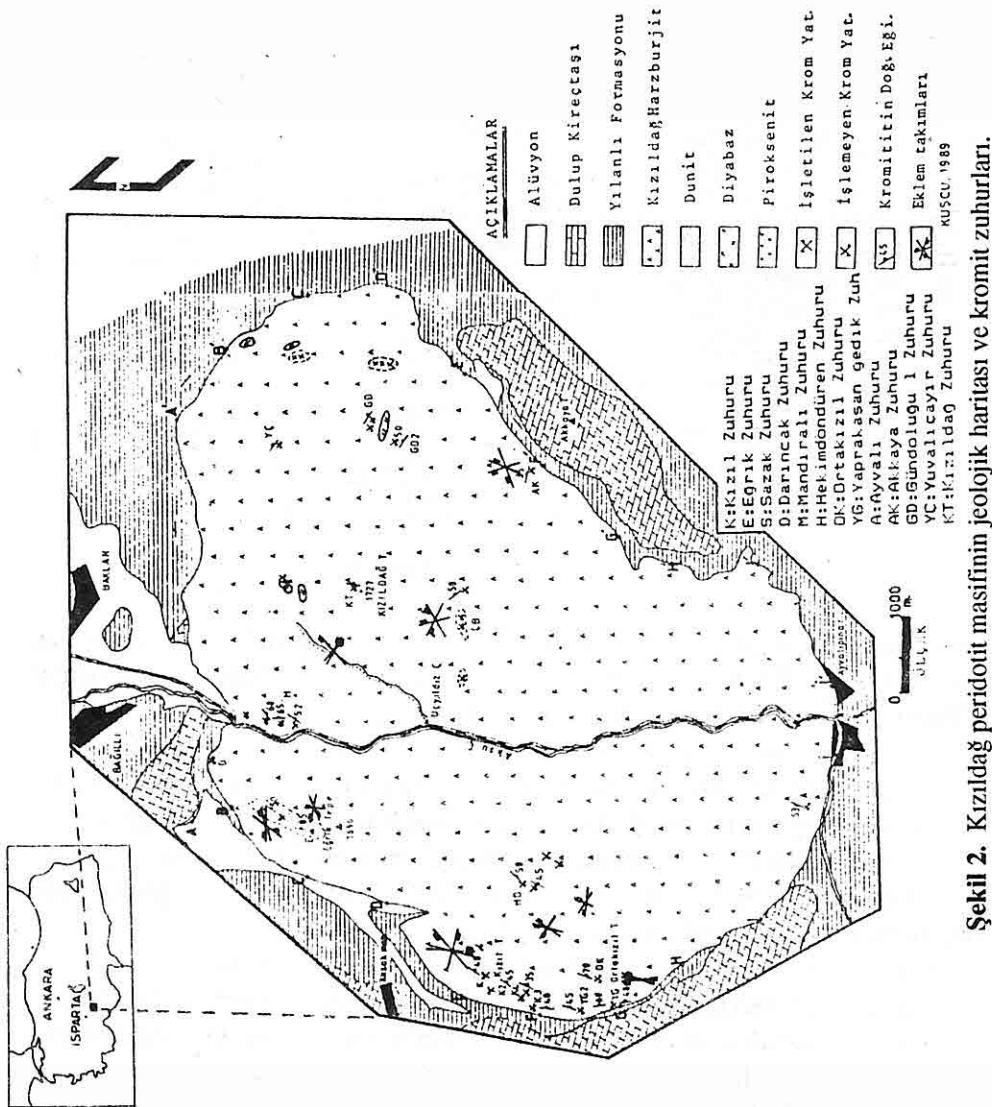
eder. Kuşcu (1989) tarafından Batı ve Doğu kesimi olarak incelenen kromit kütlelerinden Batı kesimindekiler KD-GB uzanımlı ve GD'ya eğimli iken, Doğu kesimindekiler KB-GD uzanımlı ve KD'ya eğimli oldukları saptanmıştır.

Kızıldağ kromit cevherleşmeleri kalınlığı cm ile m arasında değişen bir dunitik kılıf ile sarılı bulunmaktadır. Bazı zuhurlarda dunit ve kromit bantlarının ardalanmasından oluşmuş bantlı yapıların varlığı da bölgedeki kromit kütlelerinin özelliklerindendir. İnceleme sahasında, mostra ölçüğinde kromit merceklerinin en büyüğünün kalınlığı 5.5 m olup, doğrultusu boyunca uzanımı ise 10 m olarak ölçülmüştür. Bir kromit podundan da bugüne deðin en fazla 2000 ton'luk üretim yapıldığı bilinmektedir.

Çoðunlukla mercek ve maðmatik bantlanmalý yataklanma şekilleri gösteren kromit kütleleri masif, benekli, leopar ve bantlı yapılarla sahiptir. Cevherleşmeler; kromit, heazleuoodit, millerit ve manyetit gibi opak mineraller içerirken olivin ve ortopiroksen gibi birincil mineraller ile serpentin, tremolit, grunerit, kemererit, klinoklor, pennin, nimite ve leuhtenbergitten oluşan ikincil mineraller içerirler (Kuşcu, 1989).

3. JEOKİMYASAL İNCELEMELER

Araştırma kapsamında jeokimyasal incelemeler cevher örneklerinin majör oksit analizleri



ile kromit kristallerinin Al_2O_3 , TiO_2 , Cr_2O_3 , Fe_2O_3 , MnO , NiO , MgO , CaO açısından analizleri ve bazı iz element (V , Mn , Zn , Ni , Co , Cu) analiz sonuçları üzerinde gerçekleştirilmiştir (Çizelge 1, 2, 3).

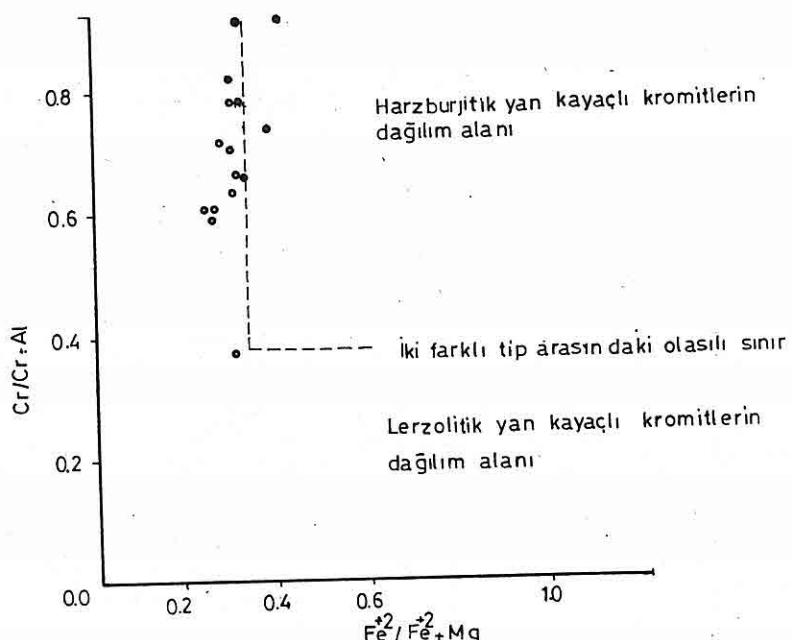
Kızıldağ kromit yataklarına ait 9 cevher örneğinin analizi yaş kimyasal metodlarla ve aletsel analiz yöntemleriyle M.T.A. Genel Müdürlüğü laboratuvarlarında, 17 adet örneğin ise parlatularak, kristal ölçüngindeki kimyasal analizleri ise İngiltere Leicester ve Macaristan Budapeşte Üniversitelerinde elektron mikroprop ve iz element analizleri nötron aktivasyon yöntemiyle yapılmıştır.

4. MİNERAL KİMYASI

Kromit mineralinin temel yapı taşlarını oluşturan Cr, Fe, Al ve Mg'un O_{32} bazına göre birim hücrede bulunan katyonik değerleri, analiz sonuçlarından yararlanılarak hazır bilgisayar programları kullanılarak elde edilmiştir.

Kromit örneklerinin alındığı zuhurlar ve O_{32} bazına göre birim hücrede bulunan hesaplanmış katyon değerleri ve kimyasal analiz sonuçları (Çizelge 1)'de verilmiştir. Çizelge 1'deki değerler kullanılarak değişik jeokimyasal diyagramlarda Kızıldağ kromitlerinin özellikleri incelenmiştir.

$\text{Cr}/\text{Cr+Al} = f(\text{Fe}/\text{Fe+Mg})$ Diyagramı:



Şekil 3. Kızıldağ kromitlerinin $\text{Cr}/\text{Cr+Al} = \text{Fe}^{+2}/\text{Fe}^{+2} + \text{Mg}$ diyagramı.

Zehrə adı:	Kəzilgəç	Mandıralı	Ayalı	Y.Çayır	Gündoğğu ₁	Kızı/Tepə	Akkaya	Sığalı	H.Dördüren	Səzak	Gündoğğu ₂	Ortaçalı	H.Dördüren	Y.Aşan Gedik	Kızılığ	Eğlik	
Örnək no:	G-7L	G-10L	G-11B	G-12M	G-14M	G-15M	G-20B	G-21B	G-22B	G-23L	G-24B	G-25M	G-26B	G-27B	G-28M	G-29B	
Cr ₂ O ₃	48.28	59.95	47.75	50.95	53.39	57.94	53.45	60.56	58.02	58.09	48.55	56.24	53.90	50.39	50.45	47.57	48.29
TiO ₂	0.29	0.40	0.24	0.07	0.10	0.16	0.18	0.08	0.13	0.15	0.27	0.06	0.09	0.17	0.24	0.23	
Al ₂ O ₃	18.74	2.87	20.51	18.94	10.24	10.43	14.88	9.10	10.43	10.37	18.70	14.25	12.29	16.71	16.80	20.71	20.40
Fe ₂ O ₃	4.83	8.51	4.70	3.29	4.84	4.46	3.66	4.21	4.54	4.26	4.99	2.56	5.13	2.92	2.80	4.53	4.26
FeO	11.85	14.35	10.39	11.50	11.88	11.93	11.43	11.25	11.88	11.92	11.83	10.96	14.41	12.20	12.24	10.39	10.66
MnO	0.28	0.42	0.30	0.24	0.36	0.29	0.28	0.30	0.30	0.30	0.28	0.24	0.29	0.23	0.23	0.23	
NiO	0.11	0.11	0.13	0.14	0.09	0.01	0.11	0.10	0.09	0.09	0.11	0.09	0.10	0.10	0.12	0.15	0.11
MgO	14.85	11.23	16.12	15.03	13.93	13.88	14.53	14.26	13.89	13.82	14.93	14.92	12.23	13.76	13.83	16.12	16.00
CaO	0.02	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.02	0.01	0.02	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01
Toplam	99.24	97.85	100.15	100.13	99.84	99.16	98.50	99.87	99.30	99.01	99.68	99.32	98.45	96.41	96.65	99.84	100.19

Katyon hesabı 32 Oksijen atomu bazına göre yapılmıştır.

L: Leopar B: Benekli M: Masif A₀: Aritmətic ortalaması

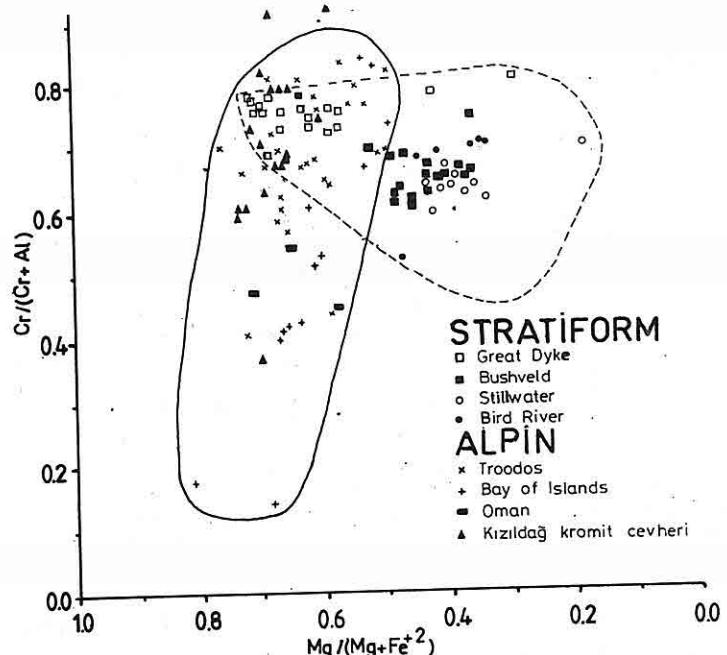
T _i	0.06	0.03	0.04	0.02	0.02	0.03	0.03	0.02	0.02	0.03	0.05	0.01	0.02	0.02	0.02	0.03	0.04
Al	5.50	0.94	5.53	5.43	3.11	3.18	4.46	2.78	3.18	3.18	5.46	4.25	3.79	5.01	5.10	5.94	5.85
Cr	9.50	13.12	9.18	9.90	11.91	11.88	10.76	12.38	11.88	11.94	9.58	11.24	11.16	10.30	10.29	9.16	9.29
Fe ⁺³	0.90	1.78	0.86	0.58	0.94	0.87	0.70	0.82	0.89	0.83	0.93	0.49	1.01	0.57	0.54	0.81	0.78
Fe ⁺²	2.46	3.32	2.11	2.44	2.56	2.60	2.43	2.43	2.58	2.59	2.45	2.32	3.15	2.64	2.11	2.17	
Mn	0.06	0.10	0.64	0.03	0.03	0.06	0.06	0.06	0.06	0.06	0.06	0.05	0.06	0.05	0.05	0.05	
Mg	5.50	4.63	5.84	5.50	5.36	5.37	5.52	5.50	5.36	5.35	5.51	5.62	4.78	5.30	5.31	5.85	5.80
Ca	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Ni	0.02	0.02	0.02	0.02	0.00	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.04
Cr/(Cr+Al)	0.37	0.93	0.61	0.64	0.79	0.79	0.71	0.32	0.92	0.79	0.64	0.73	0.75	0.67	0.67	0.60	0.61
Fe/(Fe+Mg)	0.31	0.42	0.27	0.31	0.32	0.33	0.31	0.31	0.32	0.33	0.31	0.29	0.40	0.33	0.33	0.27	
Mg/(Mg+Fe ⁺²)	0.69	0.58	0.73	0.69	0.68	0.67	0.69	0.69	0.68	0.67	0.69	0.71	0.60	0.67	0.67	0.73	0.73
Fe ⁺² /Mg	0.45	0.72	0.36	0.44	0.47	0.48	0.44	0.44	0.48	0.48	0.41	0.41	0.66	0.50	0.50	0.36	0.37
Cr/Fe	2.60	2.38	2.86	3.08	2.87	3.18	3.20	3.52	3.18	3.22	2.60	3.71	2.48	2.97	2.99	2.87	2.91 _{1,98}

Cizelə 1. Kızıldağ kromit mineralerinin analiz sonuçları ve 32 oksijen atomu bazına göre katyonik deyərlər.

Bu diyagrama (Şekil 3) Kızıldağ kromit cevherleşmelerine ait masif, benekli, bantlı ve leopar yapılara sahip kromitlerin verileri düşürülmüş, ancak diyagamlarda cevher yapısına bağlı bir farklılık izlenmemiştir. Petrografik incelemeler göstermiştir ki harzburjit içerisinde, dunitik kılıflara sarılı yan kayaçlara sahip bölge kromitleri, bu diyagrama göre daha çok lerzolitik yan kayaçlı ve çok daha az olarak harzburjitik yan kayaçlı kromitlerin bulunduğu bölgede yer almışlardır.

$\text{Cr}/(\text{Cr}+\text{Al}) = f(\text{Mg}/\text{Mg}+\text{Fe}^{+2})$ Diyagramı:

Duke (1989)'dan alınan diyagramda (Şekil 4) podiform ve stratiform tip değişik yatakların verileriyle, Kızıldağ yatakları karşılaştırılmıştır. İlgili diyagramda Kızıldağ kromitleri podiform tip yatakların yer aldığı alanda kalmıştır.



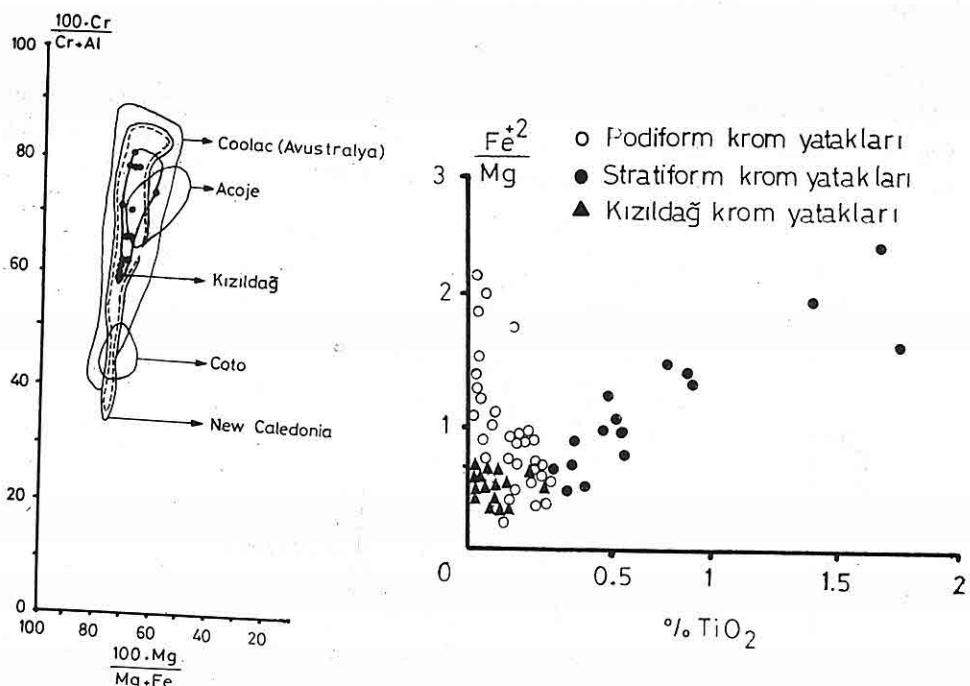
Şekil 4. Kızıldağ kromit yataklarının stratiform ve podiform kromit yatakları ile Duke (1989) diyagramında karşılaştırılması.

$\text{Cr.100}/(\text{Cr}+\text{Al}) = f(\text{Mg.100}/\text{Mg}+\text{Fe}^{+2})$ Diyagramı:

Bölgeye ait 17 adet kromit mineralinin analiz sonuçları Leblance ve Violette (1983) diyagramına yerleştirilmiştir (Şekil 5). Bu diyagramda kromit örnekleri Cr'ca zengin, Acoje ve Al'ca zengin Coto kromitleriyle karşılaştırıldığında Cr'ca zengin Acoje kromit bölgesinde yoğunlaştıkları ve onların lerzolit, harzburjit zonunda oluşan kromitlerden oldukları belirlenmiştir.

$\text{Fe}^{+2}/\text{Mg} = f(\text{TiO}_2)$ Diyagramı:

Kızıldağ kromit minerallerinin TiO_2 içeriğinin % 0.06 ile % 0.29 arasında değiştiği (Çizelge 1) ve oluşturulan diyagramda (Şekil 6) podiform tip kromitlerin bulunduğu bölgede yer aldığı saptanmıştır. Nitekim Dickey (1975) stratiform kromitlerin % 0.3'den daha yüksek oranlarda TiO_2 ve podiform kromitlerinde % 0.3'den daha düşük oranlarda TiO_2 kapsadığını belirtir.

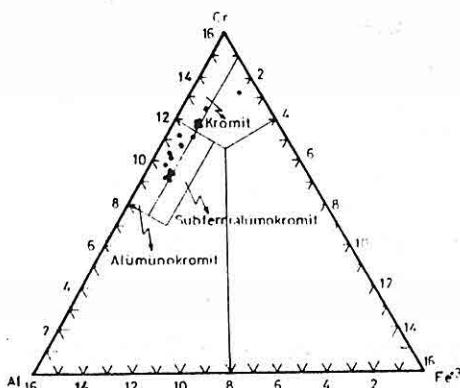


Şekil 5. Kromit analizlerinin 100^* $\text{Cr}/\text{Cr} + \text{Al} + 100^*\text{Mg}/\text{Mg} + \text{Fe}^{+2}$ dağılımı ve alüminyumca zengin (Coto) ve kromca zengin (Acoje) kromitleriyle karşılaştırılması.

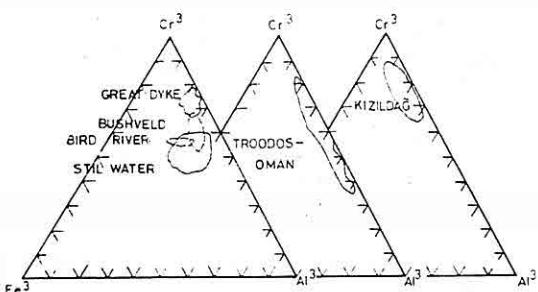
Şekil 6. Kızıldağ kromitlerinin $\text{Fe}^{+2}/\text{Mg} = \text{TiO}_2$ diyagramı (Dickey, 1975) ve stratiform ve podiform kromit yatakları ile karşılaştırılması.

Cr-Al- Fe^{+3} Üçgen Diyagramı:

Smirnow ve diğ., (1983) üçgen diyagramında (Şekil 7) kromitlerin çoğunlukla aluminyumlu kromit bölgesine düşüğü, yanı sıra 4 örneğin kromit, 3 örneğinde subferri aluminyumlu kromit bölgesinde bulunduğu belirlenmiştir. Ayrıca yöre kromitlerinin Cr, Al, Fe^{+3} değerlerinin Duke (1983)'den alınan üçgen diyagrmlara yerleştirilmesiyle Kızıldağ kromitlerin bulunduğu bölgede yer aldığı gözlenmiştir (Şekil 8).



Şekil 7. Kızıldağ kromitlerinin Cr-Al- Fe^{3+} diyagramındaki dağılımı.



Şekil 8. Kızıldağ kromitlerinin Cr-Al- Fe^{3+} diyagramlarında stratiform ve podiform tip yataklarla karşılaştırılması.

5. KROMİTLERİN VE CEVHERLEŞMELERİN İZ ELEMENT İÇERİKLERİ

16 adet kromit kristalinde V, Mn, Zn; 9 adet cevher üzerinde de yarı kantitatif olarak Co, Ni, Cu analizleri gerçekleştirılmıştır. Kristal ölçüngindeki analizler elektron mikropropda, diğerleri ise M.T.A. Genel Müdürlüğü optik yöntemle analiz edilmişlerdir. Analiz verileri (Çizelge 2 ve 3)'de sunulmuştur.

Kızıldağ kromit cevherleşmeleri ve kromit kristallerindeki bazı iz element dağılımlarının belirlenmesi açısından önemli olan bu bölümde, analiz sonuçlarına göre cevherleşmenin yeri, yapısı ve dokusuna bağlı olarak iz element miktarlarında bir farklılık görülmemiştir.

Çizelge 2 incelediğinde cevherlerdeki Co içeriklerinin 150-400 ppm arasında değiştiği, Ni miktarının 1000-1500 ppm, Cu içeriklerinin de 30-100 ppm arasında olduğu görülür.

Cevher yapısına bağlı olarak Kızıldağ kromit kristallerinde bulunan Mn, Ni, V, Zn elementlerinin ortalama miktarları ve standart sapma değerleri Çizelge 3'te verilmiştir.

Kızıldağ kromitlerinin ortalama kimyasal bileşimleri ve iz elementleri Yeni Kaledonya podiform kromitleri ve Bushveld stratiform kromitleriyle karşılaştırılmıştır. Çizelge 3 incelediğinde Kızıldağ kromitlerinin, diğer podiform yatakların Ni ve Ti içerikleriyle benzer, Mn'ca biraz daha zengin Zn'ca ise fakir oldukları görülür. Öte yandan stratiform Bushveld yatağı ile de bütünüyle farklıdır.

Cr/Fe Oranları:

Kızıldağ kromit minerallerinden 17'sinde yapılan mikroprop analiz sonuçlarına (Çizelge 1)'e göre Cr/Fe oranlarının aritmetik ortalaması 2.98 olarak belirlenmiştir (Çizelge 1). Podiform kromitlerde Cr/Fe oranı > 2.8 dir.

Stratiform kromitlerde Cr/Fe oranı ortalama 1.5 (Duke, 1989) verilirken, Bushveld ve

Ömek no:	G 1-M	G 3-M	G 11-B	G 12-M	G 13-L	G 14-M	G 15-M	G 18-M	G 19-B
Zuhur adı: Hekim döndüren	Yapraklısan Gedik	Ayyalı	Yuvalıçayır	Gündoluğu	Gündoluğu	Kızılıtepe	Kızıldağ	Eğrik	
SiO ₂ %	6.10	5.42	10.26	1.24	9.36	5.70	6.50	6.38	13.64
Al ₂ O ₃	20.20	21.50	17.10	16.88	14.76	14.63	14.27	12.35	11.43
MgO	15.60	18.65	21.45	14.92	21.49	18.48	18.41	18.28	20.17
FeO	17.60	13.30	12.16	14.95	14.08	14.08	14.66	13.80	14.66
Cr ₂ O ₃	37.69	41.07	35.85	46.84	37.61	41.30	42.20	46.54	34.72
CaO	Eser	Eser	0.03	0.04	0.06	0.07	0.11	0.03	0.06
Na ₂ O	0.04	0.04	0.03	0.03	0.04	0.01	0.03	0.02	0.01
K ₂ O	Eser	Eser	0.05	0.05	Eser	0.03	0.10	Eser	0.07
P ₂ O ₅	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10
MnO	0.30	0.30	0.30	0.40	0.30	0.30	0.40	0.30	0.30
Toplam:	97.63	100.01	97.23	95.35	97.70	94.60	96.68	97.70	95.06
Co: ppm	400	400	150	400	300	300	300	300	300
Ni:	1500	1500	1500	1000	1500	1500	1500	1000	1000
Cu:	100	70	70	30	30	30	40	30	40

Çizelge 2. Kızıldağ kromit cevherlerinin major ve bazı iz element analizi sonuçları.

KIZILDAĞ KROMİTLERİNİN JEOKİMYASAL ÖZELLİKLERİ

	1	2	3	4	5	6	7	8
n:	3	8	5	16	5	5	25	6
Cr ₂ O ₃	55.4 (5.1)	51.0 (3.6)	54.8 (3.4)	54.3 (5.5)	55.0 (4.4)	55.4 (2.3)	51.7 (4.6)	48.8 (7.3)
Al ₂ O ₃	10.7 (6.5)	16.8 (3.7)	14.1 (2.2)	16.0 (5.0)	14.6 (4.9)	14.3 (2.3)	16.4 (2.7)	14.1 (2.5)
Fe ₂ O ₃	4.5 (2.3)	4.3 (0.7)	3.6 (0.9)	-	-	-	-	-
FeO	12.7 (1.7)	11.7 (1.2)	11.7 (0.5)	12.9 (1.3)	13.9 (1.3)	13.9 (2.0)	14.9 (2.3)	24.5 (5.5)
MgO	13.3 (1.5)	14.7 (1.3)	14.3 (0.5)	15.6 (1.2)	14.8 (0.9)	14.6 (1.1)	14.9 (5.1)	10.2 (2.5)
TiO ₂	0.28 (0.1)	0.18 (0.07)	0.11 (0.05)	0.10 (0.04)	0.12 (0.4)	0.09 (0.04)	0.24 (0.11)	0.69 (0.37)
Mn	2581 (757)	2074 (231)	2106 (378)	1009 (116)	1149 (145)	1145 (116)	1437 (153)	1831 (324)
Ni	812 (74)	884 (140)	707 (348)	1201 (247)	936 (208)	778 (57)	835 (269)	998 (285)
V	350 (71)	548 (80)	418 (23)	946 (285)	715 (165)	896 (241)	842 (210)	1713 (604)
Zn	170 (12)	257 (68)	180 (14)	408 (71)	360 (31)	402 (53)	426 (83)	895 (283)

Cizelge 3. Kızıldağ podiform kromitlerinin ortalama bileşimi (1: leopar; 2: benekli; 3: masif)ının Yeni Kaledonya podiform (4: masif; 5: leopar; 6: bantlı), Antalya dolayındaki kromitler (7) ve Bushveld stratiform kromitleerin (8) bileşimleriyle karşılaştırılması. 4, 5, 6, 7, 8 (Claude ve Marc 1980'den). n: örnek sayısı; (): standart sapma.

Stilwater komplekslerinde Cr/Fe oranı 1.6'dır. Stratiform yataklarda Fe^{+3} miktarı fazla olmasına karşılık podiform yataklarda Fe^{+3} ve Al^{+3} katyonlarının azalmasına bağlı olarak Cr artmaktadır (Duke, 1989). Kromit mineralinde yer alan Cr ve Fe^{+3} katyonlarıyla ilgili orantıların değişimi sıcaklık ve derinliğe bağlıdır. Stratiform yataklarda bu oran katmansı kromit kütlesinin tabanında daha fazla iken, tavana doğru azalır (Üşümezsoy, 1986). Podiform yataklarda ise Cr/Fe oranının yüksek olması kromit kristallerinin erken evrede ve yüksek ısında kristallendiğini gösterir. Bu veriler göstermektedir ki Kızıldağ kromit cevherleşmeleri, yüksek ısında ve tektonitler içerisinde oluşmuştur ve Cr/Fe oranları ile de podiform kromitlerdir.

6. SONUÇLAR

Bu araştırmaya Kızıldağ kromitlerinin daha çok aluminyumlu kromit grubuna ait olduğu, petrografik incelemelerde kromit düzeylerinin harzburjistik yan kayaçlara sahip olduğu belirlendiği halde kromit kristallerine ait $\text{Cr}/\text{Cr}+\text{Al}=\text{Fe}^{+2}/\text{Fe}^{+2}+\text{Mg}$ diyagramında daha çok lerzolitik bileşimli yan kayaçlar bölgesinde toplandığı ortaya çıkmıştır.

Cr_2O_3 tenörünün cevher yapısına bağlı olarak % 35-47 arasında değiştiği ve Cr/Fe oranının 2.98 olduğu belirlenmiştir. Buna karşılık düzenli bir dağılım gösteren iz elementlerin miktarlarında cevher yeri ve yapısına göre bir farklılık oluşmadığı saptanmıştır.

Kızıldağ kromitlerinin iz elementler bakımından diğer podiform yatakların Ni ve Ti içerikleriyle benzer, Mn'ca biraz daha zengin ve Zn'ca ise fakir olduğu görülmüştür.

İncelenen kromitler dünyanın bazı diğer podiform ve stratiform yataklarının kromitlerinin kimyasal içerikleri bakımından da karşılaştırılmış ve bunların podiform tipte kromitler oldukları belirlenmiştir.

7. KAYNAKLAR

1. Akbulut,A., 1980, *Eğirdir Gölü Güneyinde Çandır (Sütçüler-Isparta) Yöresindeki Batı Torosların Jeolojisi, Türkiye Jeo.Bült. : 23-1, 1-10, Ankara.*
2. Brown,M., 1979, *Textural and Geochemical Evidence for the Origin of Some Chromite Deposits in the Oman Ophiolite, in, A. an International Ophiolite Symposium, Cyprus: Geological Survey Uepartmant Cyprus, 781.*
3. Brunn,J.H., 1971, Graciansky,P.C., Gutnic,M., Juteau,T., Marcoux,J., Monad,O. ve Poisson,A., *Outline of the Geology of the Western Taurids. In Campbell A.S. ed. Geology and History of Turkey: Petrol. Explor. Soc. Libya, Tripoli, 225-252.*
4. Claude,D. ve Marc,L., 1980, *Distribution of V, Ni, Co, Cu and Zn in Chromites from New Caledoniya Ophiolites, Unesco and International Symposium on Metallogeny of Mafic and Ultramafic Comlexes: The Eastern Mediterranean-Western Asia Area, Volume, Athens, 46-60.*
5. Dickey,J.S.Jr., *A Hypothesis of Origin for Podiform Chromite Deposit:*

- Geochemica et Cosmochimica et Cosmochima Acta, 39, 1061-1074.*
6. Duke,J.M., 1989, *Magmatic Segregation Deposits of Chromite: Geoscience Canada, 3, 133-143.*
7. Juteau,T., 1975, *Les Ophiolites des Nappes d'Antalya (Taurides Occidentales, Turquie): Mem. Sci. Terre, Nancy, 32.*
8. Kuşcu,M., 1989, *Kızıldağ Krom Yataklarının Özellikleri: S.Ü. Müh. Mim. Fak. Derg., 1, 40-52.*
9. Kuşcu,M., 1991, *Bağıllı - Koçular (Eğirdir - Isparta) Bölgesinin Kromit Cevherleşmeleri ve Birlikte Bulunan Diğer Ekonomik Öneme Sahip Mineraller: Akdeniz Univ. Araştırma Fonu, Proje No:87.01.0102, 44 s.*
10. Leblanc,M., Violette,J.F., 1983, *Distribution of Aluminium Rich and Chromium Rich Chromite Pods in Ophiolite Peridotites: Econ.Geo., 78, 293-301.*
11. Smirnov,V.I., Ginzburg,A.T., Grigoriev,V.M. and Vakoulev,G.F., 1983, *Studies of Mineral Deposits: Mir Publisher, 520 s., Moscow.*
12. Stevens,R.E., 1944, *Composition of Some Chromites of the Western Hemisphere. AM. Minerologist, 29, 1-34.*
13. Üşümezsoy,Ş., 1986, *Kefdağ ve Sorıdağ (Guleman) Kromit Kütlelerinin Oluşumu Üzerinde Yeni Bir Yaklaşım. Jeoloji Mühendisliği Derg., T.M.M.O.B. Jeoloji Mühendisliği Odası Yayınları, 29, 47-60.*
14. Waldron,J.W.F., 1982, *Antalya Karmaşığının Stratigrafisi ve Sedimenter Evrimi: M.T.A. Enstitüsü Derg., 97, 98, 1-20.*

**KLAVUZ - ÇİFTLİKKÖY (NİĞDE-BOR) YÖRESİNİN
JEOLOJİSİ VE PETROGRAFİSİ**

Figen YILDIRIM

Çukurova Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeoloji Müh. Anabilim Dalı,

Adana / Türkiye

Fikret İŞLER

Çukurova Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Adana / Türkiye

ÖZET: Çalışma bölgesi jeolojik ve petrografik açıdan detaylı bir şekilde araştırılmıştır. Bölgede en yaşlı birimi Kretase yaşı mermerler oluşturur. Mermerler ile birlikte yer yer ardalanmalı bir şekilde veya merceksi konumlarda değişik şist birimleri, kuvarsit ve gnayalar yer alır. Tüm bu metamorfik birimler, kuvarslı diyorit tarafından kesilmişlerdir.

Bu birimler üzerine sırası ile diskordan olarak Üst Paleosen- Orta Eosen yaşı flis, spilit ve Oligosen yaşı çakultaşı ve traverten gelir. Pliyosen yaşı tüf ise tüm birimleri örten konumdadır.

**GEOLOGY AND PETROGRAPHY OF KLAVUZ - ÇİFTLİKKÖY
(NİĞDE - BOR) AREA**

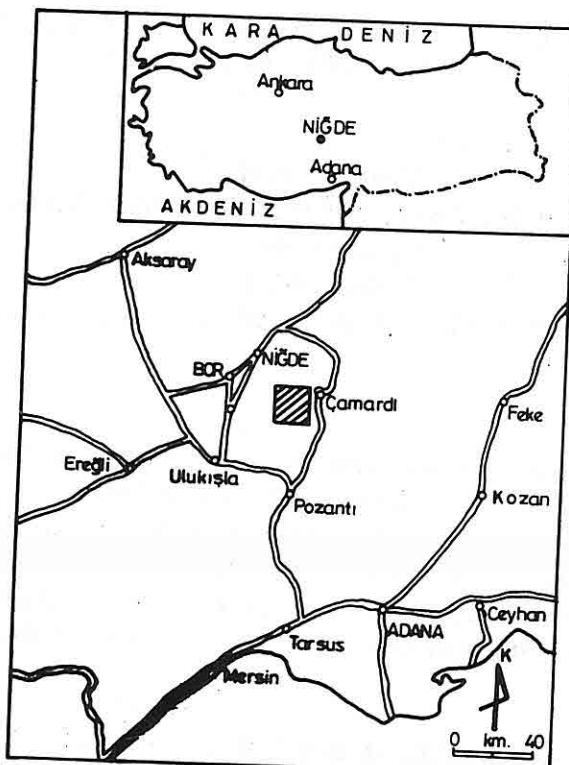
ABSTRACT: Geological and Petrographical features of the study area have been investigated in detail. The oldest rock units of the region is Cretaceous aged marbles. Various chistic units, quartzite and gneisses have an intercalation with marbles or they are seen as lensoidal shapes in marbles. Allmetamorphic units are cut by quartz-diorite.

Upper Paleocene -Middle Eocene aged Phylisch, siphilite, conglomerates in Oligocene age and travertine rest on the older units with an angular unconformity. Pliocene aged tuff covers of the units.

1.GİRİŞ

İnceleme alanı Niğde Bor ilçesinin 25 km güney doğusunda Klavuz-Çiftlikköy yörenlerinde yaklaşık 160 km²lik bir alanı kapsar (Şekil 1).

Bölge ve yakın çevresi değişik konular altında bir çok araştırmacı tarafından incelenmiştir. Bölgede Tchihatchef (1869); Philippson (1918); Blumenthal (1941, 1956); Baykal (1945); tarafından ilk çalışmalar gerçekleştirilmiş ve daha sonra Okay (1957); Kleyn (1968); Göncüoğlu (1977, 1981a, 1981b, 1982); Yetiş (1978); Oktay (1982); Baş ve diğ.(1986); İşler, (1988, 1991) devam ettirilmiştir.



Şekil 1. Çalışma alanı yerbulduru haritası.

Tromp, (1942) Niğde serisinin granatlı şistler ve mermerler ile kuvarsitten meydana gelmiş bir dizi olduğunu ileri sürer ve ilk kez "Niğde serisi" olarak adlandırdığı bölge kayaçlarının Devoniyen yaşı olduğunu belirtir. Blumenthal (1941, 1956), Niğde masifinin metamorfize olmuş Paleozoik yaşı birimlerden oluştuğunu savunarak tüm kütleye "Niğde Kompleksi" adı verir. Kleyn (1968) bölge kayaçlarını alt, orta ve üst seri: şeklinde üç bölümde inceler ve Niğde masifi kayalarının varisk öncesi metamorfize olduğunu ve granit intrüzyonunun Permiyen - Jura arasında gerçekleştiğini belirtir.

Göncüoğlu (1977, 1981a, 1981b, 1982) çalışmalarında Niğde masifinde yüzeylenen metamorfik kayaçları Niğde grubu altında toplar ve birimleri alttan üste doğru ; çeşitli gnays türlerini içeren Gümüşler formasyonu; gnays, amfibolit ve karbonat ardalanmasından oluşan Kaleboynu formasyonu; ve masif karbonatlardan oluşan Aşağılığı formasyonu adları altında inceler. Aşağılığı formasyonu üzerine gelen ofiyolti karmaşığın diğer birimlerle birlikte deformasyon ve metamorfizma geçirmiş olduğunu ileri sürer ve kıtasal kabuk kökenli olduğu varsayılan Üçkapılı granodiyoritin Alt Senomaniyen'de Niğde grubu kayaçları içerisine intrüzyon yaptığıını ifade eder. Baş ve diğerleri (1986), İşler (1988,1991) çevrede yüzeylenen volkanitlerin jeokimyası ve petrografisini incelemiştir.

2. GENEL JEOLOJİ

Çalışılan bölge içerisinde genellikle Mesozoyik yaşta oldukları kabul edilen metamorfik birimlerle Senozoik yaşlı fliş, bazik volkanitler, çakıltaşısı, traverten ve andezitik tuf birimleri yüzeylenme göstermektedirler (Şekil 2).

Mesozoyik

Bölgede yüzeylenen mermer ve diğer şist gnays ve kuvarsitlerin yaşı hakkında makale yazarlarının herhangi bir bulgusu yoktur. Ancak önceki aratırıcılar (Göncüoğlu, 1977, 1982) bulgularına göre Mesozoyik yaşlı olarak kabul emiştir.

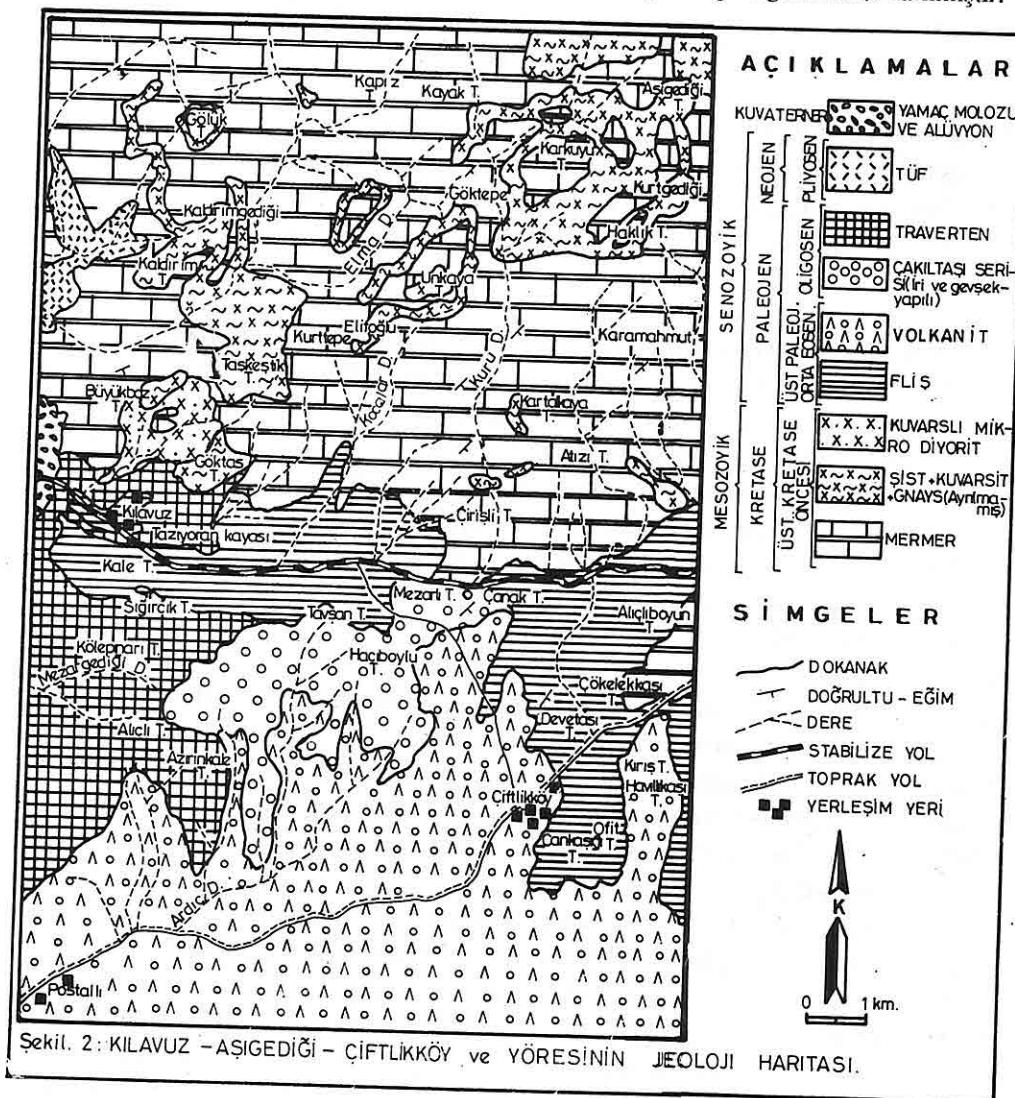
Mermerler: bölgenin büyük bir kısmını oluşturur, genellikle kırıklı ve masif görünümüldür. Bej ve pembemsi renkte olup kırık ve çetlaklar yer yer kalsit ve kuvars damarları ile doldurulmuştur. Metamorfik birimlerin en alt seviyesini oluşturan mermerler altta saf olarak başlar ve üste doğru orta -iyi tabakalı ve çörtlü mermerlere geçerler. İçlerinde tespit edilen silikat minerallerine göre flogopitli , muskovitli ve kuvarslı mermerler olarak isimlendirilmiştir. Bu silikatlı mermerler genellikle ara seviyeler şeklinde gözlenmiştir. Mikroskopik incelemeler sonucunda mermerleri oluşturan kalsit minerallerinin baklava şeklinde dilinim, polisentetik ikizler ve sıkça bükülme ve kırıklar göstermiş olmaları tektonizmadan fazlaca etkilenmiş olduklarını göstermektedir. Yüksek sıcaklık ve basınç altında yeniden kristalleşme esnasında kalsit mineralleri kuvars mineralleri ile beraber büyümeye göstererek mikrografik doku ve bazı kesitlerde ise pösiliftik doku (büyük kalsit içinde küçük kalsitler) gelişmiştir.

Şist+Kuvarsit+Gnays: Çalışma bölgemizde Aşağılığı tepe, Göktepe, Taşkestik tepe ve yörelerinde rastlanılan bu birimler genellikle mermerler içerisinde ara bantlar ve mercekler şeklinde yüzeylenirler. Tek başlarına haritalanması mümkün olmadıklarından jeolojik haritada Şist+Kuvarsit+Gnays adı altında sığ gelenecek gösterilmiştir.

Şistler: Bölgede değişik yerlerinde izlenen şistler belirgin şisti özellikleri ile dikkati çekerler. Yer yer bol çatlak kırık ve kıvrımlı bir yapı gösterirler. Kırık dolguları yaklaşık 1 ila 40 cm kalınlıkta kuvars damarları tarafından doldurulmuştur. Mineral içeriklerine

göre çok değişik renkler sunarlar. Mikroskopik olarak şistler içerisinde bolca izlenen kuvarslar belirli bir doğrultuda net gözlenebilen uzanım kazanmışlardır. Kuvarslar genellikle dalgalı sönmeli olup iyi kenetlenme gösterirler ve beraber bulundukları diğer minerallerle yer yer bantlı yapı oluştururlar.

Mikroskopik çalışmalar sonucu bölgede yüzeylenen şistlerin büyük bir kısmında metamorfizma öncesi kayaca ait piroksen, olivin, uvarovit ve krom gibi mineraller tespit edilmiş olup bugünkü metamorfik kayaların daha önce var olan ofiyolitik seride ait bazik ve ultrabazik kayaçların metamorfizması sonucunda meydana geldiği kanısına varılmıştır.



Kuvarsit: Kuvarsitler genellikle mermerler içerisinde yaklaşık 1 ila 20 metre arasında değişir. Kuvarsit bantlarının gözlentiği bazı yerlerde gnays ve diğer şist birimlerine de rastlanılmaktadır. Kuvarsitler arazide çok kırıklı ve çatlaklı bir yapı gösterirler, ağı şeklinde gelişmiş olan bu kırık ve çatlaklar yine kuvars tarafından doldurulmuştur.

Mikroskopik olarak bakıldığından hafif uzanım kazanmış olan ve birbirleriyle kenetlenme sunan kuvarslar yanında bazı kesitlerde az miktarda biyotit, muskovit, serisit ve düzgün kenarlı opak mineraller görülür.

Gnays: Taşkestik tepenin kuzeyinde görülen gnayslar yine mermerler içerisinde bantlar oluştururlar, bazen kuvarsitler içinde de ince bantlar şeklinde gözlenirler. Genellikle dağılgan özelliğe sahip olan gnayslar mikroskopik olarak fenoblast şeklinde ve dalgalı sönümeli kuvarslarla birlikte hemen hemen tamamı serisitleşmiş plajiolaz, kısmen kloritleşmiş biyotit ve yer yer muskovit içerirler.

Kuvarslı mikrodiyorit: Bölgede Klavuz köyünün kuzeyinde görülen bu birim metamorfitleri keser durumdadır. Genellikle sert, kırık ve çatlaklıdır. Kırık dolgusu şeklinde gelişen kuvars damarlarına bol miktarda rastlanır. Mikroskopik inceleme sonucu dalgalı sönümme gösteren kuvars içeriği ve bazı lüvarların korrede olduğu tespit edilmiştir. Ayrıca yaklaşık tüm plajiolazların serisite dönüştüğü ancak bir kısım plajiolazların serisit içerisinde kalıntı olarak kaldığı gözlenmiştir. Amfibol ve biyotit gibi ferromağnezyen mineralerinin de demiroksit mineralerine dönüştüğü tespit edilmiştir.

Senozoyik

Bölgelerde yüzeylenen fliş, spilit, çakıltaşı, traverten ve tuf birimleri Senozoyik olarak ayrılmış ve incelenmişlardır.

Fliş: Klavuz köyünün doğu ve güney kesimi ile Çiftlik köyün doğu ve kuzey kesimlerinde geniş yüzlekler verirler. Bölgemizde fliş çökelleri üç farklı görünüş sunarlar. Çiftlikköy kuzeyinde yüzeyleyenler genelde kırmızımsı pembe renkli olup kalın tabakalıdır. Bunlar merkeksi çamurtaşısı, ince çakıltaşı, sert kaba kumtaşısı ve kireçtaşısı ardalanması gösterirler. Tavşan tepenin kuzeyinde gözlenen fliş ise gri renkli kumtaşısı, kireçtaşısı ve çamurtaşısı şeklinde bir istiflenme sunar. Klavuz köyü ve çevresini oluşturan fliş çökelleri, kumtaşısı, çakıltaşı, tuf, çakılık tuf ardalanması ile diğerlerinden ayıralık gösterir. Bu bölgede çamurtaşısı mercekleri görülmez, üst kısımlarda görülen tuf seviyeleri dikkati çeker. Ayrıca ince tabakalı ve dağılgan özelliğe sahip olması da birimin ayrı bir özelliğiştir.

Göncüoğlu (1985) yaptığı çalışmalarla bu birimin Paleosen-Orta Eosen olduğunu tespit etmiştir.

Volkanitler: Bölgenin güneyinde Postallı ve Çiftlikköy arasında geniş bir alanda yayılmış gösteren volkanitler genellikle kırmızımsı yeşilimsi ve gri renkleri ile dikkat çekicidirler. Volkanitlerin büyük bir kısmı 1mm ile 1cm arasında değişen gaz boşlukları içerirler. Bu boşluklar kalsit, klorit ve zeolit gibi düşük sıcaklıkta gelişen mineraler tarafından

doldurulmuştur. Çiftlikköy güneybatısında yüzeylenen volkanitler yastık debi sunarlar, burada üst üste yığılmış olarak görülen yastıkların çeperleri kloritik bir zarf tarafından çevrelenmiştir.

Volkanitlerin mikroskopik incelemeleri sonucu büyük bir kısmının spilit, spilitik bazalt ve daha az olaraka bazalt ve andezit oldukları tespit edilmiştir. Genellikle mikrolitik-porfirik, amigdoidal ve yer yer flüidal doku gösteren volkanitlerde plajiolaslar genellikle ayrılmıştır. Ayışma ürünü olarak kalsit, klorit, zeolit, epidot ve serisit gelişmiştir. Olivin bazen kısmen, genellikle tamamen iddingsite dönüşmüştür. Piroksenlerde uralitleşme, epidotlaşma görülmüş, bir kısmında zeolit diğer bazı piroksenlerde ise kalsit gelişmiştir.

Volkanitlerde bolca izlenen amigdoidal boşluklar ya tek başlarına veya birkaççı bir arada olacak şekilde düşük sıcaklıkta gelişen mineraller(kalsit, zeolit, epidot, klorit,kuvars) tarafından doldurulmuştur. Boşlukların büyük bir kısmı polisentetik ikizli ve baklava dilinimli kalsit dolguludur. Bazı dolguların kenarları zeolit ortaları kalsit veya klorit+prehnit+kalsit şeklinde, diğer bazı dolgular ise kenarları kalsit ortaları klorit şeklinde, daha az olaraka kalsit + kuvars + zeolit beraberliği şeklinde gelişme göstermiştir.

Çakıltaşı: Bölgenin orta kısmında Tavşan tepe Hacıboylu tepe ve yörelerinde geniş yüzlekler vermektedir. Genellikle 1cm ila 50 cm boyutları arasında değişen çok farklı çakıl tanelerinden oluşmuştur. Yer yer sert yapılı , genellikle yumuşak dağılgan özelliğe sahiptir. Çok kötü boylanmalı çoğulukla yuvarlak , az bir kısmı ise köşeli elamanlıdır. Elemanlarının büyük bir kısmını metamorfik kaya parçaları (mermer, amfibolit, gnays, şist) oluşturur, daha az bir bölümünü ise tuf, spilit, kuvars kumtaşı ve kireçtaşı parçaları oluşturur. Fliş ve spilit yüzeylenmelerine yakın yerlerdeki çakıltaşı elemanlarının çoğuluğu ise spilit , kumtaşı ve kireçtaşı parçaları şeklindedir.

Traverten: Klavuz köy, Kalepinarı tepe ve Alçılıtepe ve yörelerinde geniş yüzeylenmeler gösteren travertenler genellikle yatay konumlu olup sarımsı gri renklerde izlenmektedir. Tabaka kalınlığı yaklaşık 50 ila 120 cm arasında değişir. Çok miktarda kırık ve çatlak içeren travertenler diğer birimler üzerine diskordan olarak oturmaktadır. En güzel örneği mermerler üzerine açılı bir diskordansla oturduğu Höyük tepede görülmektedir.

Andezitik Tüp: Bölgenin kuzey batısında dar bir alanda yüzeylenmektedir. Alterasyon yüzeyi yeşil, taze kırık yüzeyi el pembesi rengindedir. Genellikle boşluklu olup çekic̄ darbesi ile zor kırılan sertliğe sahiptir. Mikroskopik incelemeler sonucu tüflerin andezitik karakterde kristal ve vitrik tuf oldukları tespit edilmiştir. Kristal tüflerde plajiolazlar parçalanmış, kenarları yenmiş, ufalanmış durumda ve bir kısmı zonlu olarak gözlenirler. Bu nün yanında bol miktarda biyotit ve çok az miktarda piroksen gözlenmiştir. Vitrik tüflerde ise tamamen cam yongalarından oluşmuş hamur içerisinde yukarıda sözü edilen kristallerden çok az gözlenmiştir.

3. SONUÇ

Bölgедe yapılan incelemeler sonucunda çok çeşitlilik arz eden metamorfik kayaçlarının bir kısmı gerek arazideki konumları, gerekse mikroskopik içeriklerine göre daha önce var olan ofiyolitik seride ait bazik ve ultrabazik kayaçların metamorfizması sonucu geliştiği ortaya konulmuştur. Ayrıca güney kesiminde çok yaygın olarak yüzeylenen volkaniklerin mikroskopik incelemelerine göre Spilit, Spilitik bazalt, Bazalt ve Andezit oldukları tespit edilmiştir.

4. KATKI BELİRTME

Bu projenin gerçekleşmesinde büyük destek sağlayan Ç.Ü Araştırma fonu yönetim kurulu üyelerine ve her zaman projeleri destekleme gayreti içinde bulunan dönemin Ç.Ü. Rektörü Sayın Mithat Özsan'a teşekkür etmeyi bir borç biliriz.

5. KAYNAKLAR

- Baş,H., Ayhan,A., Atabay,E., 1986, *Ulukışla - Çamardı (Niğde) Volkanitlerinin Bazı Petrolojik ve Jeokimyasal Özellikleri*, Jeoloji Mühendisliği 26, 27-35, Ankara.
- Baykal,F., 1945, *Etude Geologique du Taurus Entre Darende et Kayseri (Anatolie)*. İ.Ü.F.F. Mecm. Serie B, X, İstanbul.
- Blumenthal,M., 1941, *Niğde ve Adana Vilayetleri Dahilindeki Torosların Jeolojisine Bakış*. M.T.A. Ens. Yayınu, Seri B, No 6, Ankara.
- Blumenthal,M., 1956, *Yüksek Bolkar Dağlarının Kuzey Kenar Bölgelerinin ve Batı Uzantılarının Jeolojisi*, M.T.A. Ens. Yayınu, Seri D, No 7, Ankara.
- Demirtaşlı,E., Selim,M., Bilgin,A.Z., Turan,N., Işıkalar,S., Sanlı,O.Y., Erenler,F., 1973, *Bolkar Dağlarının Jeolojisi*, Cumhuriyetin 50.Yılı, Yerbilimleri Kongresi, Tebliğler, 42-58, Ankara.
- Göncüoğlu,M., 1977, *Geologie des Westlichen Niğde Massivs*. Bonn Univ. Doktara Tezi (Yayınlanmamış).
- Göncüoğlu,M., 1981a, *Niğde Masifinin Jeolojisi, İç Anadolu'nun Jeolojisi Simyozumu*, TJK 35. Bilimsel ve Teknik Kurultayı, 16-19, Ankara.
- Göncüoğlu,M., 1981b, *Niğde Masifinde Viridin Gnaysın Kökeni*, TJK Bülteni 24/1, 45-51.
- Göncüoğlu,M., 1982, *Niğde Masifi Paragnayalarında Zirkon, U/Pb Yaşları* TJK Bülteni 25, 61-66.
- Irvine,T.N., and Baragar , W.R.A., 1971, *A Guide to the Chemical Classification of the Common Volcanic Rocks*, Canadian Jour, Earth Sci. 8, 523-548.
- İşler,F., 1988, *Çifttehan (Niğde) Volkanitlerinin Mineralojik-Petrografik ve Jeokimyasal İncelemesi*, T.J.K. Bült. 31/2, 29-37, Ankara.
- İşler,F., 1991, *Bademdere Kuzeyinin (Niğde) Jeolojik ve Petrografik Etiüdü*, Ç.Ü. Araştırma fonu Proje No FBE 88-8, Adana.

- Kleyn, Van der P.H., 1968, *Field Report on the Geological and Geochemical Prespection in the Niğde Çamardı Massiv.* M.T.A. No, Ankara.
- Okay, A.C., 1957, *Geologische Untersuchungen des Gebites Zwischen Niğde-Kayseri und Tuzgölü,* I.Ü.F.F. Mecm. B.22, İstanbul.
- Oktay, F.Y., 1982, *Ulukişla ve Çevresinin Stratigrafisi ve Jeolojik Evrimi,* Türkiye Jeol.Bült. 25, 15-24, Ankara.
- Pearce, T.H., Gorman, B.E. and Birkett, T.C., 1975, *The TiO_2 - K_2O - P_2O_5 Diyagram, A Method of Discriminating Between Oceanic and Non Oceanic basalts;* Earth Planet Sci. Lett. 24, 419-426.
- Pearce, J.A., 1979, *Geochemical Evidence for the Genesis and Eruptive Setting of Lavas from Tethyan Ophiolites;* Int. Ophiolite Symposium, Cyprus, p.19.
- Philippson, A., 1918, *Kleinasien-Handbuch der Regionalen Geologie-V,* Bland, Z. Abt., Heidelberg.
- Tchihatchef, D. de, 1869, *Asia Mineure, Paris.*
- Tromp, W., 1942, *Kayseri-Niğde-Tuzgölü Arası Jeolojisi M.T.A. Rap. No. 1456,* Ankara.
- Yetiş, C., 1978, *Çamardı (Niğde) Yakın ve Uzak Dolayının Jeoloji İncelemesi ve Ecemis Yarılım Kuşağıının Maden Boğazı Kamişlı Arasındaki Özellikleri ,* İst. Univ. Fen Fak.Dok. Tezi (Yayınlanmamış), 164 s.

**GEOLOGY AND MINERALOGY OF THE MADSAN ANTIMONY
DEPOSIT (ÇAMARDI-NİĞDE)**

İlkay KUŞCU and Ayhan ERLER

Department of Geological Engineering, METU, Ankara / Türkiye

ABSTRACT : *The Madsan antimony deposit is located 1 kilometre north-northeast of Çamardı, and 68 km southeast of Niğde. It lies at the southeastern part of the Niğde Massif, close to its boundary with the Ecemış Fault. The deposit is hosted by white marbles, calc-silicate marbles and sericitized gneisses of the Gümüşler Formation. Silicification, sericitic alteration and chloritization are observed in the gneisses with structural controls by faults, folds; foliation planes, fractures and rarely joints, while silicification and recrystallization are dominant in the marbles.*

The principal mineralizations are (1) quartz-stibnite veins and (2) quartz-pyrite-stibnite veins. Stibnite is the dominant ore mineral with rare cinnabar. The gangue minerals are pyrite, fine and coarse quartz, calcite and sericite. Stibnites display well developed quasi-plastic deformation textures such as kinking, pressure lamellae, microfractures and annealing, indicating at least five deformation and formation phases.

Lateral secretion and mobilization from source beds appear to explain the mode of formation. The role of the Üçkapılı Granodiorite was to provide heat for circulation of the fluids to leach metals from source beds or wall rocks.

**MADSAN ANTIMUAN YATAĞININ JEOLOJİSİ VE
MİNERALOJİSİ (ÇAMARDI - NİĞDE)**

ÖZ: *Madsan antimuan yatağı Çamardı'nın 1 km kuzey-kuzeydoğusuna ve Niğde'nin 68 km güneydoğusuna düşer. Niğde masifinin güneydoğusunda, masifin Ecemış fayına yakın sınırlarına yakındır. Yatağın yan kayaçları Gümüşler formasyonu'nun beyaz ve kalk silikatlı mermerleri ve serisitleşmiş gnayslardır. Gnayslarda faylar, kıvrımlar, foliyasyon düzlemleri, çatlaklar ve ender olarak eklemlerle yapısal olarak denetlenen silisleşme,*

serisitik alterasyon ve kloritleşme gözlenirken mermerlerde silisleşme ve rekristalizasyon baskındır.

Ana cevherleşmeler (1) kuvars-stibnit damarlari ve (2) kuvars-pirit-stibnit damarlardır. Baskın cevher minerali stibnit olup seyrek olarak zinober vardır. Gang mineralleri pirit, ince taneli kuvars, kaba taneli kuvars, kalsit ve serisittir. Stibnitler beş formasyon ve deformasyon fazını gösteren büktülme (kinking), basınç lamelleri, mikroçatlaklar, ikincil tane gelişimi (annealing), iyi gelişmiş yarı-plastik deformasyon dokuları sunarlar.

Yanal salgı ve kaynak tabakadan taşının modelleri yatağın oluşum şeklini açıklayabilmektedir. Üçkapılı Granodioritinin rolü kaynak tabakadaki veya yan kayaçtaki metalleri yıkayan sıvıların dolaşımı için gerekli ıstıya sağlamaktır.

1. INTRODUCTION

The Madsan antimony deposit which is considered as an important antimony and probably gold mineralization is located 1 kilometre north-northwest of Çamardı which is 65 kilometres southeast of Niğde (Figure 1). The major objectives of this study are to search the probable answers about the mode of formation of deposit, to which type of lithology or lithologies it is directly related, and whether the granodioritic intrusion or metamorphism phases in the area has any effect.

The deposit lies within the Gümüşler Formation of the Niğde Group of the Central Anatolian Metamorphics described by Göncüoğlu and others (1991). The mineralization is found within the gneisses and marbles of the Gümüşler Formation. The Aşigediği Formation (Göncüoğlu, 1977) consisting of massive marbles and amphibolites are observed to the west and northwest of the deposit. The Üçkapılı Granodiorite that intruded the gneisses of the Gümüşler Formation is seen as small patches around the deposit. The Madsan antimony deposit is bounded by sedimentary rocks of the Evliyatepe Formation of Göncüoğlu and others (1991) and Çamardı Formation of Kuşcu (1992) to the east and southeast.

The Madsan antimony deposit was first mined before 1964 (Özgüneyli, 1978) by Madsan mining company, an antimony and coal producer. During operation, six adits and five trenches were driven. Of these, five E-W trending adits were driven at 50 meter vertical intervals. These adits were along the quartz-stibnite vein found at the contact between sericite-quartz gneisses and marbles of the Gümüşler Formation. They are still in good condition. However, the raises, which were not supported, were collapsed.

Prospection and geological studies in the area were carried out by İmreh (1964), Kleyn (1968; 1970; 1971), Viljoen and İleri (1973), İleri (1975a) and Özgüneyli (1978). They described the type of mineralization, geology and possible genesis of the mineralization. During 1988, the Ranger Turkey Mining Company (Rantur) leased the area from the Madsan Mining Company. Rantur drilled the area to find out the type, distribution and grade of the mineralization. A total of 15 holes were drilled by reverse circulation method.

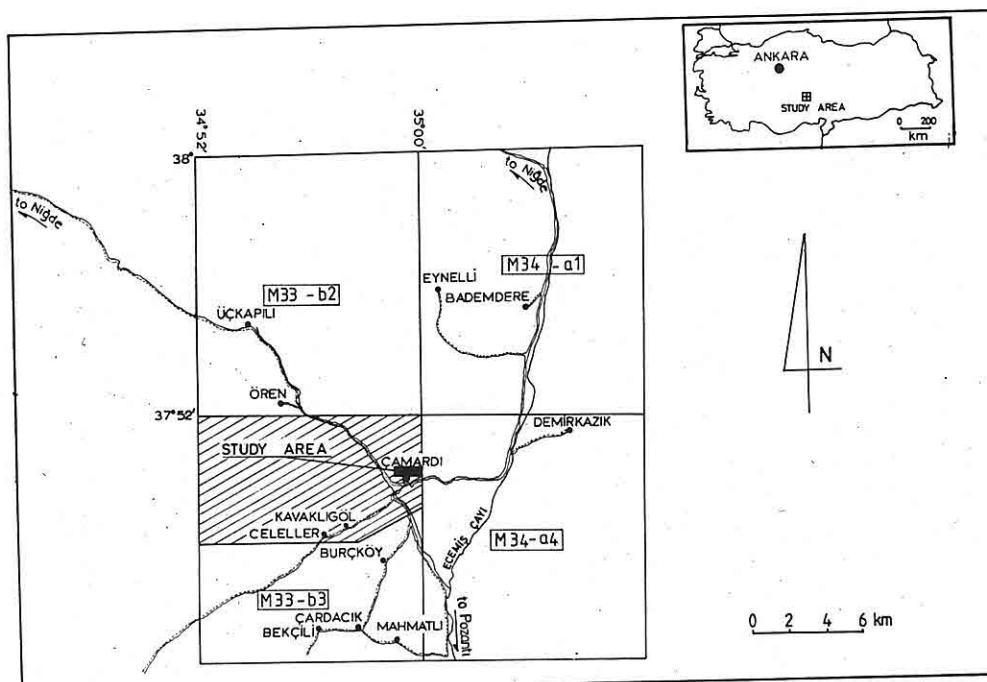


Figure 1. Location map of the Madsan Antimony Deposit.

Due to legal complications, Rantur left the area in late 1988. In 1992, Kuşcu described the mineralization, geology and possible genesis of the deposit. No exploration or mining activities are carried out in the area since then.

2. GEOLOGY

2.1 Wall Rocks

The Madsan antimony deposit is hosted by the Gümüşler Formation. Common and widely exposed wall rocks of the mineralization are white marbles, calc-silicate marbles, and quartz-sericite gneisses which are extensively sericitized around the deposit.

The white marbles exposed as a circular to ellipsoidal dome (Figure 2) within the Gümüşler Formation are about at the center of the mapped area. The marbles are bounded by distinctive ridges of silicified marbles and partly gneisses. Known antimony mineralization occurs at the faulted contact between the marbles and the sericitized gneisses. Along this contact, limonitic materials (mostly goethite) and iron-oxide stained surfaces are observed. Coarse grained local calcite crystals are the most characteristic features of the marbles in contact with the silicified rocks.

The alternating dark and light colored calc-silicate marbles are observed as lenses within the gneisses found at lower stratigraphic levels compared to white marbles. In contrast to white marbles, their extent is limited and they suddenly pinch out. The

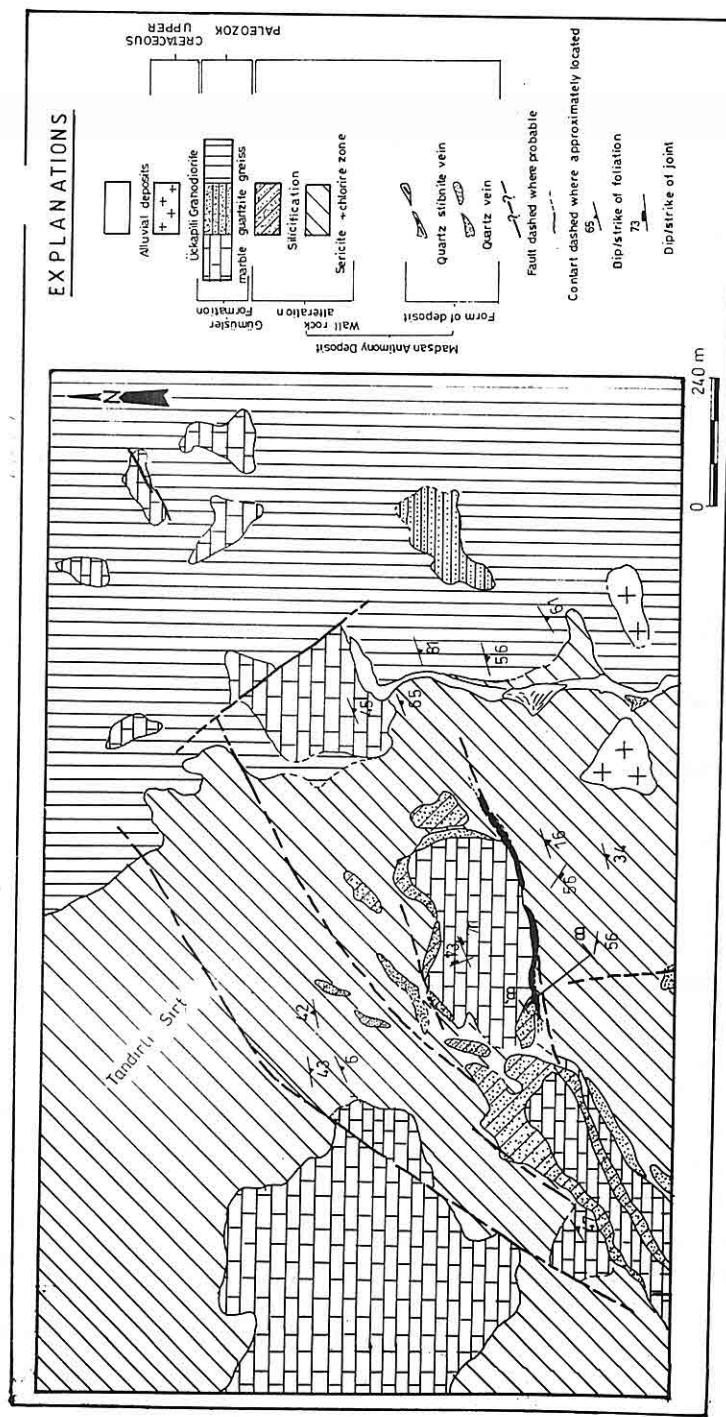


Figure 2. Geological Map of the Madsan Antimony Deposit (simplified from Kuşçu, 1992).

mineralization is commonly concentrated within the fractures developed along the axes of the small scale overturned folds as veins or veinlets and occasionally between the dark colored calc-silicate and white colored calcite bands.

The sericitized gneisses are observed close to the marbles and silicified zones. They are the most widely exposed wall rocks within the deposit. Their physical and chemical character change as the amount of sericite and quartz increases approaching the deposit. They enclose the white and calc-silicate marbles. The mineralization occurs along both at foliation and fracture planes as disseminated pyrites and stibnite-pyrite veinlets in quartz veins or veinlets.

2.2 Wall Rock Alteration

Hydrothermal ore deposits almost always show reaction effects that result from interaction of hot circulation fluids with the rocks through which they move. In these systems, the fluid and the rock becomes lined with a layer of insulation called wall rock alteration (Guilbert and Park, 1986). In general, the wall rocks at the Madsan deposit are subjected to silicification, sericitic alteration, chloritization, and recrystallization. The type, distribution and intensity of the alterations are different for each type of the wall rock (Kuşcu, 1992). Silicification, sericitic alteration and chloritization are characteristics alterations for the gneisses of the Gümüşler Formation, while silicification and recrystallization are dominant in the marbles of the same formation.

The gneisses, which are the main wall rocks for mineralizations, display alteration zoning where observed as chloritization, sericitic alteration and silicification approaching the mineralization along the southern marble-gneiss contact (Figure 3). The alteration zone is about 150 metres wide. Silicification begins on both sides of the faulted southern marble-gneiss contact and extends a maximum of 50 cm inside the gneisses. The alteration is composed typically of crystalline quartz and pyrite and lesser amounts of

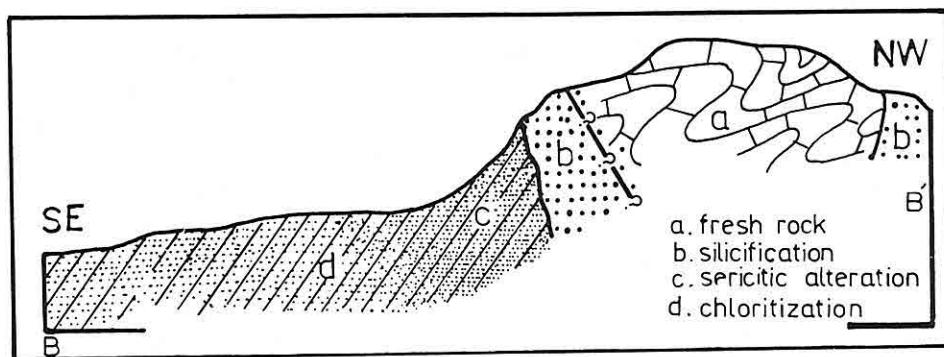


Figure 3. Sketch cross-section showing the main wall rock alteration zones in the deposit.

sericite. The sericitic alteration is about 80 to 120 metres wide. The sericitized gneiss consists of the typical association of sericite, quartz and pyrite as well as minor amounts of muscovite, biotite, chloritized biotite and rarely chlorite. The microscopical studies show that the amount of chloritized biotite and chlorite increases toward the fresh gneisses while sericite and pyrite decreases. However, the amount of sericite may change depending on the intensity of the alteration, for example, the quartz dominates in some samples. Sericites seem to be formed by the alteration of K-feldspars and muscovites and/or probably replacing the plagioclases or biotites originally present within the gneisses. Quartz shows strong undulose extinction. It is found as lenses and pockets associated closely with the sericites as well as veinlets along the foliation planes. Pyrites are commonly seen as euhedral local disseminations within the pyrite-quartz veins. Biotites are mainly altered and bleached. The oxidation rims are obvious around the unaltered remains of the biotites. Most of the biotites are altered to chlorites and are associated with muscovites.

The assemblage of dominant chlorite with lesser sericite and quartz in the wall rock is termed as the chloritization (Kuşcu, 1992). It is observed as restricted and narrow bands of up to 1 m width in gneisses in a zone 30 to 70 metres away from the sericitic alteration zone towards, the fresh gneisses. It does not show widespread distribution and is observed as local lens-like zones. The assemblage is composed dominantly of chlorites that appear to be derived from biotites and sericite, quartz, ± biotite, ± muscovite. It is also observed along the fracture and foliation planes of the gneisses, and within quartz veins as inclusions.

The marbles are subjected mainly to silicification, and locally to recrystallization (Kuşcu, 1992). Silicification is dominant along ENE - WSW trending southern faulted boundary with the gneisses and locally developed in the marbles as patch like occurrences. It is 4-10 metres wide along the gneiss-marble contact and extends 1-4 metres into the marbles. The assemblage consists dominantly of crystalline quartz, stibnite, and relatively minor sericite, calcite and rarely pyrite. Quartz always almost exhibits a lens-like pattern and observed as local pockets, as vein fillings or around the calcite crystals. Quartz occurs as coarse and fine grained forms. The coarse grained quartz always encloses the finer grained ones especially at the lens-like and pocket-like settings. Also, the coarser grained quartz is locally crosses the finer grained ones along fracture planes. Thus, formation of the coarser grained quartz is later than finer grained constituents. The sericites are associated with fine grained quartz. The calcites occur locally as unreplaceable islands or along the contacts of coarse-fine grained quartz and within the finer grained quartz. Recrystallization is locally observed in the marbles and distributed randomly nearer to the silicified marbles. The secondary calcite development are megascopically seen in the marbles. They are observed as undeformed coarse crystals with well developed cleavage planes.

2.3 Structural Control

The mineralization within the study area is restricted to a zone of structural disturbance and hence under the effect of superimposed permeability described by Guilbert and Park (1986) as it is a function of the both the original character of the rock and superimposed structure. Faults, folds, foliation planes and fractures and rarely joints act as structural control in the study area.

Steeply dipping normal faults trending primarily ENE-WSW are the primary controls. Less prominent structures trending NE-SW and SE-NW (Figure 2) are also present in the area. Control of mineralization by faults are also observed during drilling (Rantur, 1988). The stibnite is found in the quartz-stibnite vein that strikes ENE-WSW along the marble-gneiss contact (Figure 2) which is probably a fault. The other faults act as channelways for the barren quartz veins exposed in the area.

Only the E-W trending folds are observed in the area, although at least three major fold directions are mentioned by Viljoen and İleri (1973). The folding is the common structure that affects the mineralization in the area and this effect is clearly seen at the folded calc-silicate marbles. The mineralization is restricted to thin quartz veins along the tensional cracks at the crest of folds. Very thin quartz- stibnite veins are also observed along the axial planes of the folds. The foliation planes of the sericitized gneisses control the behaviour of quartz-pyrite-stibnite and quartz-pyrite veins; since these are highly permeable and provide open space for the deposition by the ore bearing fluids. Joints in the marbles provide open spaces for the development of hydrothermal calcite crystals that contain abundant stibnite.

3. MINERALIZATION

The principal mineralizations in the Madsan deposit are the (1) quartz-stibnite veins and (2) quartz-pyrite-stibnite veins, although numerous small quartz-pyrite and quartz veins are also observed. The veins are typical fissure fillings. The only ore mineral is stibnite with rare occurrences of gold and trace amounts of cinnabar. The gangue minerals are pyrite, quartz, calcite and sericite. The mineralization is classified as epithermal as defined by Lindgren (1933).

3.1 Quartz-stibnite veins

Quartz-stibnite veins are of two types as (1) that formed mainly along the marble-gneiss contacts where ENE-WSW trending normal faults occur and (2) those found at the crests of small scale folds in the calc-silicate marbles. The first group is observed on the southern side of the central marble outcrop (Figure 2). It is observed approximately for 300 meters along its strike and 2-10 meters thick. It swells and pinches laterally. It contains abundant stibnite (up to 30%), quartz (up to 78%), gold (up to 19 ppm) and lesser cinnabar (Kuşcu, 1992). The stibnite occurs as irregular needles to local

massive pockets. Mineralization is effectively associated with strong silicification and lesser sericitic alteration. The quartz-stibnite veins of the second type are series of lensoidal veinlets with 2-5 mm (up to 2 cm) thickness. The lengths of the individual veinlets are variable and difficult to measure since they are highly affected by weathering. They contain abundant stibnite. Unlike the veins of the first group, they are not associated with strong wall rock alteration.

3.2 Quartz-pyrite-stibnite veins

The quartz-pyrite-stibnite veins are observed along the foliation planes and fractures within the gneisses. These are short, lens-like and very thin veins that do not show lateral extension. These veins contain abundant disseminated pyrite lesser amounts of stibnite, quartz, sericite and chlorite. The amount of pyrites within these veins ranges between 1 to 5%, with more silicified fracture zones containing up to 30 or 40 % massive pyrite (Rantur, 1988). The thickness of individual veins do not exceed 2 cm. They are closely associated with sericitic alteration and chloritization. The amounts of pyrite and stibnite tend to increase towards the gneisses and marble contact at which the quartz-stibnite vein occur.

4. MINERALOGY

The Madsan antimony deposit has a simple mineralogy. The principal metallic minerals of the deposit are stibnite and pyrite with cinnabar and gold in trace amounts. The non metallic minerals are quartz, calcite and sericite.

4.1 Stibnite

Stibnite is present in quartz-stibnite and quartz-pyrite-stibnite veins. It occurs as granular aggregates and lathlike or fibreous, radiating crystals and exhibits characteristic anisotropism with dark blue, grayish gray and grayish brown colors. The common non metallic minerals associated with stibnites are quartz and calcite. Almost all the stibnites display well developed quasi-plastic deformation textures such as kinking, pressure lamellae, twin lamellae (Craig and Vaughan, 1981), microfractures, and annealing texture. The deformed crystals of stibnites show five different structural properties: (1) with kink bands in single direction, (2) with kink bands in two directions superimposed on each other, (3) off-set pressure lamellae, (4) stibnite with annealing and (5) stibnite with no texture. They are thought to be formed in different deformation phases (Figure 4). These are, (1) stibnites with kink bands in single direction and not associated with other textures; these represent first phase of deformation; (2) the stibnites with kink bands both in one and two directions; they indicate the second phase of deformation; (3) the stibnites with kink bands off-set by micro faults representing the third phase of deformation; (4) stibnites with annealing texture (Stanton, 1972 and Ileri, 1975b) together

DEFORMATION TEXTURE	KINK BAND	KINK BANDS in two directions	OFF-SET	ANNEALING	UNDEFORMED STIBNITE
DEFORMATION PHASE	FIRST	+	-	-	-
	SECOND	+	+	-	-
	THIRD	+	+	+	-
	FOURTH	+	+	+	+
	FIFTH	+	+	+	+

Figure 4. Sketch diagram showing the deformation phases of stibnites in the deposit.

with kinking and off-set; annealing represents the fourth phase of deformation in the deposit; the last phase is characterized by stibnites with no deformation or rarely annealing texture resulted from the recrystallization and subgrain coalescence. The pressure lamellae and other deformation textures disappear if the deformation temperature exceeds 180°C (Ileri, 1975a). Therefore, the stibnites with pressure lamellae were said to be deformed under low temperatures (50-150°C). Stibnites with annealing textures are due to increase in the temperature resulted from the subgrain coalescence (Stanton, 1972; Ileri, 1975a) during recrystallization of stibnites. However, stibnites that do not show any deformation texture may have been formed in two ways: (1) if the deformation temperature locally exceeds 180°C all the textures already formed disappear resulting in a uniform undeformed one large grain, or (2) they may be formed after a deformational event. The answer may be found by investigating the presence of deformation in the gangue minerals such as the calcite crystals associated with ore minerals with no deformation textures. The deformation in the Madsan Antimony deposit and in the study area can be explained as the result of southward thrusting of the block containing the deposit with the massif (Kuşcu, 1992) and resulting internal compressive forces, and local increase in the temperature of the environment.

4.2 Pyrite

Pyrites occur as subhedral and euhedral cubes as disseminations where silicification is dominant and as anhedral crystalline masses where silicification is not well developed. They exhibit characteristic yellowish color and typical isotropism. They are associated

with stibnite and varying amounts of sericite and quartz. They all show fractures resulted from a cataclastic to dynamic deformation that also affected stibnites. They are broken apart along the fractures and replaced partly by stibnites and partly by gangue minerals.

4.3 Cinnabar

Cinnabar is observed in trace amounts only in the silicified marbles within the fractures of stibnites and along the stibnite-gangue (mainly calcite) contacts. It occurs as anhedral crystals with characteristic reddish internal reflection colors.

4.4 Gold

Gold was analytically determined in the samples by Atomic Absorption Spectrophotometric (AAS) method with a detection limit of 2.80 ppm. However, the ore microscope studies failed to determine the presence of gold in the samples. This may be due to (1) trace amounts of gold in the lattice of the other sulphides, (2) gold grains in submicroscopic dimensions, or (3) erratic distribution of gold.

4.5 Quartz

Quartz is the main gangue mineral and is closely associated with the ore minerals. It is both fine and coarse grained and represent two phases of formation in which early phase fine grained crystals are enclosed by late phase coarse grained ones.

4.6 Calcite

Calcite occurs in coarse and fine grains both of which are surrounded by quartz. They are only associated with veins bearing stibnite with no deformation texture. The coarse crystals show well developed cleavage.

4.7 Paragenesis of the Minerals

Ore microscope studies showed that the metallic minerals are formed in a sequence from earlier to later as pyrite, stibnite, and cinnabar. Cataclastic pyrites are broken apart along their fracture planes and it is seen that these planes are filled by stibnites. Cinnabars are only observed through the fractures developed within the stibnites or along the gangue-stibnite contacts representing a later phase of formation. The paragenesis of the non-metallic gangue minerals are given from earlier to later as; fine grained quartz, coarse grained quartz, sericite and calcite. The coarse grained quartz encloses the early formed finer grained quartz. The calcites that show well developed rhombohedral cleavages are associated only with stibnites that do not show any deformation related structure, hence they are the last formed minerals in the deposit.

5. GENESIS OF MINERALIZATION

The stibnite mineralization in the area is structurally controlled and it is associated with the quartz veins which are developed along the marble-gneiss contacts, fractures and at the crests of the folded calc-silicate marbles. The mineralization is restricted only to Gümüşler Formation and its marble-gneiss contacts and confined to a zone of strong sericitic alteration and silicification. Possible sources for the mineralization of the veins in the district are: (1) Üç kapılı Granodiorite, (2) immediate wall rocks, and (3) source beds at depths.

The mineralization was probably not associated with the Üçkapılı Granodiorite; because the contacts of the granodiorite appear to be barren, and granodiorites were subjected to stronger deformations than the mineralizations. If the mineralization was associated with Üçkapılı Granodiorite and if the marbles provided depositional sites for the mineralizations, then it would have been expected that every marble intruded by the Üçkapılı Granodiorite should have been mineralized. However it is not observed in the study area and even within the whole massif, although the marbles of the Aşigediği Formation are also intruded by the Üçkapılı Granodiorite.

The metals may have been derived from the immediate wall rock by lateral secretion processes (Evans, 1987). In the study area, this hypothesis is supported by well developed quartz veins and lenses in fracture zones and dilational zones in silica rich metamorphic rocks. Thus the ore minerals and the quartz veins may be deposited by hydrothermal fluids that leach the immediate wall rocks. However, further detailed studies are necessary for further evidence.

The source bed concept (Knight, 1957) is the combination and coordination of syngenetic and epigenetic concepts postulating two phases of formation as (1) pre-metamorphism and (2) syn- or post-metamorphism or post-intrusion. This concept simply states that the sulphide ore bodies may be derived from previous sulphide accumulations that were deposited as specific horizons contemporaneously with other sedimentary components in a sedimentary basin (Knight, 1957). In the study area, a particular horizon is accepted as a source bed by analytical criteria by Viljoen and Ileri (1973) and Ileri (1975 a) within lower parts of the Gümüşler Formation.

According to the source bed model, the mineralization in the Madsan area was probably developed in three phases as (1) formation of the source bed, (2) metamorphism of the Niğde Group, and (3) remobilization of already accumulated sulphides in the source bed to the structurally controlled locations (Figure 5):

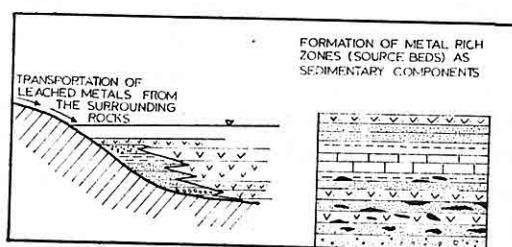
The first phase is the sulphide accumulation in which the metals leached from the surrounding rocks were transported to the basin, and the metals were deposited as original sedimentary sulphides in the protolith of the Gümüşler Formation (Figure 5).

The second phase is the metamorphism and formation of the Gümüşler Formation and whole massif (Figure 5).

In the third phase, sulphides and probably the gold associated with sulphides in the source bed are mobilized due to influences of increasing the temperature of the environment and evolution of metamorphic fluids. This resulted in the migration of the sulphides by hydrothermal fluids from the source beds (Figure 5) into their present locations.

The temperature of environment increased by the effects of (1) metamorphism, deep burial of the whole basin, and (2) intrusion of the Üçkapılı Granodiorite. The interaction of acidic hydrothermal fluid with the gneisses caused hydrogen ion metasomatism

PHASE I : FORMATION OF METAL RICH HORIZONS (SOURCE BEDS)



INTERMEDIATE PHASE : METAMORPHISM, DERIVATION OF META-CLASTICS & META - VOLCANICS, FORMATION OF THE GÜMÜŞLER FORMATION

PHASE II : REMOBILIZATION OF METALS AND IONS FROM SOURCE BED DURING INTRUSION OF ÜÇKAPILI GRANODIORITE & DEPOSITION OF METALS INTO STRUCTURE CONTROLLED MARBLE-GNEISS BOUNDARIES

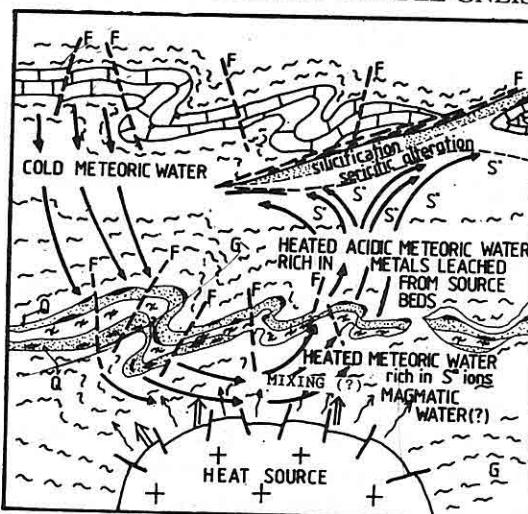


Figure 5. Sketch diagram illustrating the genesis of the Madsan Antimony Deposit.
174

(Jensen and Bateman, 1981) and resulted in chloritization and sericitic alteration (Figure 5). Silica released during hydrogen ion metasomatism was transported together with fluid and caused intense silicification towards the marble-gneiss contact (Figure 5). These reactions decreased the temperature and pH of the ore bearing fluid and caused the hydrothermal fluid to become slightly alkaline. This resulted in sudden precipitation of the sulphides together with other ore minerals and silica from the ore bearing fluid with intense silicification (Figure 5). Similar to formation mechanism in Madsan antimony deposit, some of the deposits in the world such as the strata bound cinnabar-stibnite-scheelite deposits in Mediterranean region (Maucher, 1976), cinnabar deposits of Kalecik/Karaburun/Turkey (Sözen, 1977), Turhal (Turkey) antimony deposits (Gökçe, 1984; Gökçe and Köksöz, 1984; Gökçe and Spiro, 1991), Early Paleozoic ore deposits of the Sb-W-Hg formation in the Eastern Alps (Höll, 1977), gold bearing quartz veins of Yellowknife Greenstone Belt/Canada (Boyle, 1959), some antimony-cinnabar-scheelite deposits of Western Anatolia (Turkey) (Çağatay and Eyyüboğlu 1979), some antimony deposits of Turkey (İleri and Köksöz, 1977), and the deposits in Southern Africa (İleri 1975a), are proposed to be formed due to remobilization of stratabound sulphide deposits by diagenetic, intrusive and metamorphic influences. For a complete understanding of the mineralization, fluid inclusion and stable isotope studies must be carried out to find the source of hydrothermal fluid and sulphur.

6. CONCLUSIONS

The aim of this study was to establish the geology, mineralogy and genesis of the Madsan antimony deposit. The conclusions of the study are:

1. The Madsan Antimony Deposit is hosted by the gneisses and marbles of the Gümüşler Formation. Wall rocks were subjected mainly to silicification and sericitic alteration as well as chloritization and recrystallization. The minerals in Madsan Antimony Deposit were formed in a sequence from oldest to youngest as pyrite, fine quartz, sericite, coarse quartz, stibnite, calcite and cinnabar.
2. Stibnites and pyrites show strong deformation textures indicating several formation and deformation phases. The deformations are pressure lamellae in one direction, pressure lamellae in two directions, pressure lamellae off-set by microfractures, annealing textures, and stibnites with no deformation textures. These deformations are due to overthrusting of Niğde region rocks over the Ulukışla Basin rocks (Eskiburç group). The cataclastic deformation of the Üçkapılı Granodiorite, folding in Çamardı Formation and development of slaty cleavage Evliyatepe Formation (Kuşcu, 1992) support the deformation in stibnites.
3. Gold detected in trace amounts is probably in the latices of the other sulfides or they have submicroscopic dimensions.
4. Two models appear to explain the mode of formation: lateral secretion and source bed

The role of Üçkapılı Granodiorite was to provide heat for the solution and leaching of the metals from source beds or wall rocks and to help circulation of the fluids involved in the system to transport the leached metals to marble-gneiss contacts of the Gümüşler Formation.

7. REFERENCES

- Boyle,R.W., 1959, "The Geochemistry and Origin of Gold Bearing Quartz Veins and Lenses of Yellowknife Greenstone Belt", *Econ. Geol.*, Vol.54, p. 1506-1524.
- Craig,J.R. and Vaughan,D.J., 1981. *Ore Microscopy and Ore Petrography*, John Wiley and Sons, New York, 406 p.
- Çağatay,A. and Eyyuboglu,T., 1979. "Bati Anadoludaki Bazi Antimonit - Arsenopirit, Zinober, Şeelit Yatakları ve Zuhurlarının Mineralojisi, Kısa Jeoloji İncelemeleri ve Elde Edilen Jenezik Bulgular", *Jeoloji Müh.* Vol.11, p. 51-63.
- Evans,A.M., 1987. *An Introduction to Ore Geology*, Blackwell Sci. Publications, Oxford, 358 p.
- Gökçe,A., 1984. "Turhal Antimuan Yatakları Çevresinde Antimon Jeokimyasal Dağılımı", *Cumh. Üniv. Yerbilimleri Dergisi*, Vol.1/1, p. 61-72.
- Gökçe,A. and Köksöz,M., 1984. "Antimonit Kristallerinde Büükülme Bantları ve Turhal Antimuan Yataklarının Oluşum Evreleri", *Hacettepe Univ. Yerlilikimleri*, Vol. 11, p. 59-66.
- Gökçe,A., and Spiro,B., 1991. "Sulfur Isotope Study of Source and Deposits of Stibnite in Turhal Area", *Turkey, Mineralium Deposita*. Vol. 26, p. 30-33.
- Göncüoğlu,M.C., 1977. *Geologie des Westlichen Niğde Massivs*, Univ. Bonn, Ph. D. Thesis, 181 p. (unpublished).
- Göncüoğlu,M.C., 1988. "Geology of the Niğde Massif", TÜBİTAK Geotraverse Project Proceedings (unpublished).
- Göncüoğlu,M.C., Toprak,G.M.V., Kuşcu, I., Erler,A., and Olgun,E., 1991. "Orta Anadolu Masifinin Bati Bölümünün Jeolojisi, Bölüm 1: Güney Kesim", ODTÜ - AGUDÖS, Ankara, 140 p.
- Guilbert,J.M. and Park,F.C., 1986. *The Geology of Ore Deposits*, W.H. Freeman and Co., San Fransisco, 984 p.
- Höll.R., 1977, "Early Paleozoic Ore Deposits of the Sb-Hg-W Formation in the Eastern Alps and Their Genetic Interpretation", in *Time and Strata Bound Ore Deposits*, ed. Klemm, D.D. and Schneider, H.-J., Springer-Verlag, Heidelberg, p. 169-198.
- İleri,S., 1975a. "Antimuan Yataklarında Jeolojik Konum ve Jenez İlişkileri", *Türkiye Jeol. Kur. Bült.* Vol. 18, p. 41-66.
- İleri,S., 1975b. "Antimonit Kristallerinde Büükülme ve İkizlenme", *Türkiye Jeol. Kur. Bült.*, Vol. 18, p. 127-130.
- İleri,S. and Köksöz,M., 1977. "Türkiye Antimuan Yatakları Oluşum İlkeleri", 176

- Hacettepe Univ. Yerbilimleri, Vol. 3/I-2, p. 95-115.
- İmreh,L., 1964. Çamardı Kuzeyindeki Eski Antimyan İşletmeleri Hakkında Not, M.T.A. Derleme Rapor no. 3749 (*unpublished*).
- Jensen,M.L. and Bateman,A.M., 1981. Economic Mineral Deposits, John Wiley and Sons, New York, 593 p.
- Kleyn,P.H. van der., 1968. Field Report on the Geological and Geochemical Prospection in the Niğde-Çamardı Massif, M.T.A. Maden Etüd Rapor No. M-174 (*unpublished*).
- Kleyn,P.H. van der, 1970. Recommendation of Exploration for Mineralization in the SW part of the Niğde-Çamardı Massif, M.T.A. Maden Etüd Raporu No. M-48 (*unpublished*).
- Kleyn,P.H. van der, 1971. "Geochemical Patterns and Structural Alignments in Relation to Antimony-mercury-tungsten Mineralizations in Niğde Area", Geol. En. Mjnbs., Vol. 50, p. 763-764.
- Knight,C.L., 1957. "Ore Genesis-The Source Bed Concept", Econ. Geol., Vol.52, p. 808-817.
- Kuşcu,I., 1992. The Geology of the Çamardı (Niğde) Region and the Madsan Antimony Deposit, Middle East Technical University, Ankara, Master's Thesis, 152p. (*Unpublished*).
- Lindgren,W., 1933. Mineral Deposits, 4th Edition, Mc Graw Hill Book Co. New York, 930 p.
- Maucher,A., 1976. "The Strata-Bound Cinnabar-Stibnite-Scheelite Deposits (discussed with examples from the Mediterranean region)", in Hand Book of Strata-Bound and Stratiform Ore Deposits, Vol. 7, Elsevier Sci. Publishing Co. Amsterdam. p. 477-503.
- Özgüneyli,A., 1978. Niğde-Çamardı Kristalın Masifi Genel Prospektiyon Çalışması ve Demir-Baz metal-Wolfram ve Altın Cevherleşmeleri Hakkında Çalışma Raporu, MTA Derleme Rapor No. 6581 (*unpublished*).
- Rantur, 1988. Rantur Mining Co. Project Report, (*unpublished*).
- Sözen,A., 1977. "Geological Investigation of the Genesis of the Cinnaban Deposits of Kalecik/Karaburun (Turkey)", in Time and Strata Bound Ore Deposits, Klemm, D.D. and Schneider, H.-. ed. Springer-Verlag, Heidelberg, p. 205-220.
- Stanton,R.L., 1972. Ore Petrology, McGraw Hill Publ. Co., New York, 713 p.
- Viljoen,R.P. and İleri,S., 1973. The Geology and Mineralization of Portions in the Pozantıdağı (Niğde) Massif of South Central Turkey, Johannesburg Consol. Invest. Co. Ltd. Geol. Res. Dept., Unpublished Rep. No. 39, 59 p.

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 10 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 çevresinde 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 de verilmelidir. Macintosh imkanı olmayan yazarlar ücret ödeyerek yazılarını yayın sekreterliğine yazardırabilirler.

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 mizanpajı yazarlar tarafından yapılmalı, şekiller, tablolar, fotoğraflar metin içine yerleştirilmeli ve alt yazılar tek dilde yapılmalıdır.

Makaleler, biri orjinal olmak üzere 3 nüsha halinde aşağıdaki adrese disketle birlikte gönderilmelidir.

Yerbilimleri / Geosound Editörlüğü
Ç.Ü.Müh.Mim.Fakültesi
Jeoloji ve Maden Mühendisliği Bölümleri
01330 - Balcalı / ADANA / TÜRKİYE
Tel (Fax) : 32 67 11 veya 32 63 57 (Tel) 32 61 26 (Fax)

INSTRUCTION TO CONTRIBUTORS

Yerbilimleri / Geosound accepts theoretical work or results of a research together with original articles written in Turkish, English, French and German. Translated papers of any article written on the latest developments of a specific subject by known authors can also be accepted.

Turkish articles English, English, French and German articles should have a Turkish summary. Papers to be submitted should not exceed 10 pages including figures, tables, plates and photographs. The ones which are insisted by their authors not to be shortened can be published by charging for each additional page on the amount defined by editorial committee. Papers should be written on one side of A4 sheets leaving a blank space of 2.5 cm at each side of the sheet and maps, plates, cross 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 organised 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 drawn by black Indian ink on transparent drawing paper, photographs and plates should be prepared such that they can be placed in the frame of 13x19 cm. Yerbilimleri / Geosound is printed with offset printing method that's why coordination of the articles should be done by their authors; figures, tables and photographs should be organised 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) : 32 67 11 veya 32 63 57 (Tel) 32 61 26 (Fax)