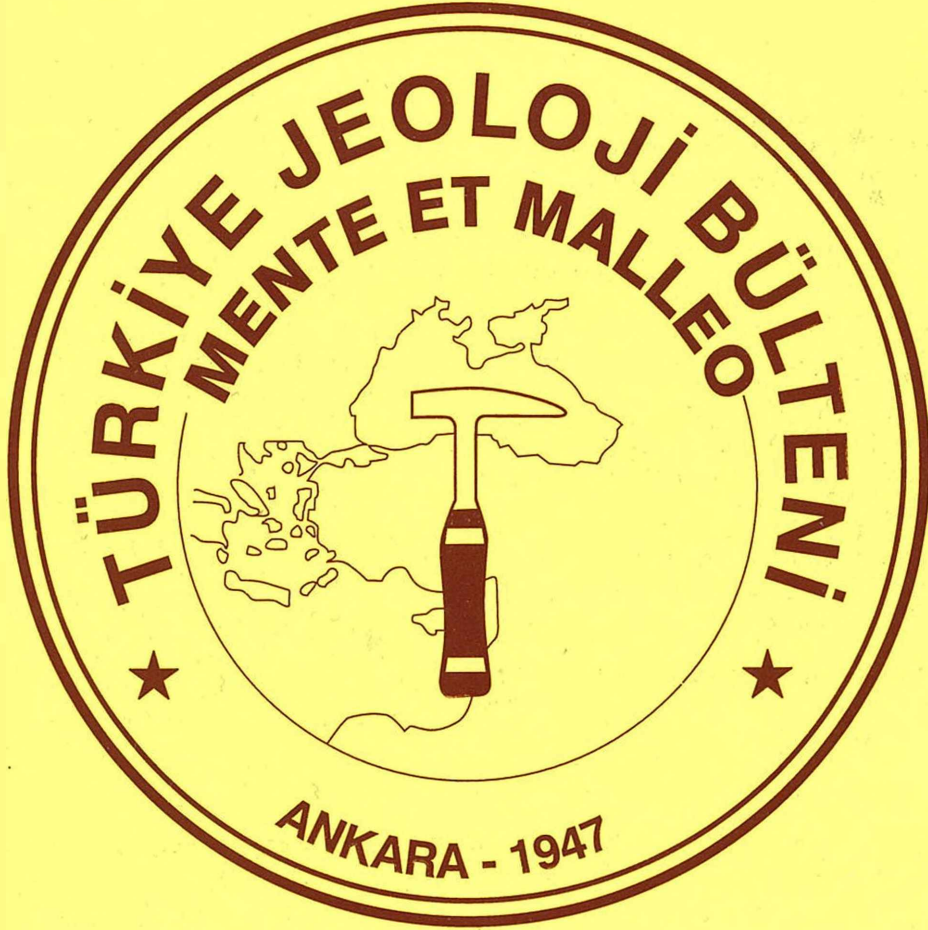


TÜRKİYE JEOLojİ BÜLTENİ

Geological Bulletin of Turkey

Ekim 2001 Cilt 44 Sayı 3 - Ayhan Erler Özel Sayısı
October 2001 Volume 44 Number 3

ISSN 1016-9164



DAVETLİ EDITÖRLER / GUEST EDITORS
Taner Ünlü & Yurdal Genç

TMMOB JEOLojİ MÜHENDİSLERİ ODASI
Chamber of Geological Engineers of Turkey

TMMOB
JEOLJİ MÜHENDİSLERİ ODASI
Chamber of Geological Engineers of Turkey

YÖNETİM KURULU / EXECUTIVE BOARD

Aydın ÇELEBİ	Başkan (President)
Dinçer ÇAĞLAN	İkin Başkan (Vice President)
İsmet CENGİZ	Yazman (Secretary)
Bülent BAYBURTOĞLU	Mesleki Uygulamalar Üyesi (Member of Professional Activities)
Cevdet ÇAKIR	Yayın Üyesi (Member of Publication)
Yüksel METİN	Sosyal İlişkiler Üyesi (Member of Social Affairs)

TÜRKİYE JEOLJİ BÜLTENİ

Geological Bulletin of Turkey
Yayın Kurulu / Publication Board

Editörler / Editors

Cem SARAÇ, Hacettepe Üniversitesi, Türkiye
Gürol SEYİTOĞLU, Ankara Üniversitesi, Türkiye
Ercan ÖZCAN, Akdeniz Üniversitesi, Türkiye

Teknik Yönetmen/Technical Editor
Haşım AĞRILI, MTA, Türkiye

Yazı İnceleme Kurulu / Editorial Board

Aykut BARKA, İTÜ, Türkiye
Hasan BAYHAN, Hacettepe Üniversitesi, Türkiye
Erdin BOZKURT, ODTÜ, Türkiye
Durmuş BOZTUĞ, Cumhuriyet Üniversitesi, Türkiye
Jean CHOROWICZ, Paris IV Üniversitesi, Fransa
İ. Hakkı DEMİREL, Hacettepe Üniversitesi, Türkiye
Max DEYNOUX, CNRS, Fransa
Vedat DOYURAN, ODTÜ, Türkiye
Peter A. DOWD, Leeds Üniversitesi, İngiltere
Mehmet EKMEKÇİ, Hacettepe Üniversitesi, Türkiye
İsmet GEDİK, KTÜ, Türkiye
Nilgün GÜLEÇ, ODTÜ, Türkiye
Kemal İNAN, Min. ve Enerji B., Avusturalya
Gilbert KELLING, Keele Üniversitesi, İngiltere

İ. Erdal KEREY, İstanbul Üniversitesi, Türkiye
Alain LEJAY, ELF Aquitaine, Fransa
Engin MERİÇ, İstanbul Üniversitesi, Türkiye
Y.Ziya ÖZKAN, MTA, Türkiye
Doğan PAKTUNÇ, Canmet Min. B. Lab., Kanada
Asaf PEKDEĞER, Freie Üniversitesi, Almanya
Ahmet SAĞIROĞLU, Fırat Üniversitesi, Türkiye
Muharrem SATIR, Tübingen Üniversitesi, Almanya
Barry SCOTT, Leicester Üniversitesi, İngiltere
Orhan TATAR, Cumhuriyet Üniversitesi, Türkiye
Reşat ULUSAY, Hacettepe Üniversitesi, Türkiye
Timur USTAÖMER, İstanbul Üniversitesi, Türkiye
Taner ÜNLÜ, Ankara Üniversitesi, Türkiye
Hüseyin YALÇIN, Cumhuriyet Üniversitesi, Türkiye

Bu Sayıda Makaleleri İnceleyerek Katkıda Bulunanlar

Contributors of this issue

Özkan PIŞKİN, Dokuz Eylül Üniversitesi, Türkiye

Yazışma Adresi

TMMOB JEOLJİ MÜHENDİSLERİ ODASI
P.K. 464-Yenişehir, 06444 ANKARA
Tel : (0.312) 434 31 01 Fax: (0.312) 434 23 88
www.jmo.org.tr
c-posta: jmo@jmo.org.tr

Correspondence Address

UCTEA Chamber Geological Engineers of Turkey
P.O. Box 464 - Yenişehir, 06444 ANKARA
Tel : (0.312) 434 36 01 Fax : (0.312) 434 23 88
www.jmo.org.tr
c-mail: jmo@jmo.org.tr

www.jmo.org.tr

AYHAN ERLER, ÖZGEÇMİŞ

1946	Doğum: 1 Eylül 1946 Ankara
1947	
1948	
1949	
1950	
1951	
1952	
1953	
1954	Atatürk İlkokulu, Ankara
1955	
1956	
1957	
1958	Cebeci Ortaokulu, Ankara
1959	
1960	
1961	Gazi Lisesi, Ankara
1962	
1963	
1964	
1965	
1966	ODTÜ, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Lisans
1967	
1968	MTA Genel Müdürlüğü, Maden Etüd Dairesi (Jeolog)
1969	ODTÜ, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Yüksek Lisans
1970	ODTÜ, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, (Asistan)
1971	
1972	University of Utah, Dept. of Geology and Geophysics, Doktora
1973	Noranda Exploration Inc., (Jeolog)
1974	
1975	ODTÜ, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, (Öğretim Görevlisi)
1976	
1977	
1978	
1979	ODTÜ, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, (Yardımcı Doçent)
1980	
1981	ODTÜ, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, (Bölüm Başkan Yrd.)
1982	
1983	ODTÜ, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, (Mad.Yat-Jeokimya ABD Başkanı)
1984	ODTÜ, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, (Doçent)
1985	TÜBİTAK-Bilim Teşvik Ödülü
1986	ODTÜ, Mühendislik Fakültesi (Yönetim Kurulu Üyesi)
1987	
1988	University of Nevada-Reno, Dept. Of Geological Sciences (Misafir Araştırmacı)
1989	ODTÜ, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, (Doçent)
1990	ODTÜ, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, (Bölüm Başkan Yrd.)
1991	ODTÜ, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, (Mad.Yat-Jeokimya ABD Başkanı)
1992	JMO-Altın Çekiç Bilim Ödülü *
1993	
1994	ODTÜ, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, (Profesör)
1995	
1996	ODTÜ, Jeoloji-Jeofizik Araştırma Merkezi (Başkan)
1997	ODTÜ, Fen Bilimleri Enstitüsü (Müdür Yrd.)
1998	ODTÜ, Mühendislik Fakültesi (Yönetim Kurulu Üyesi)
1998	13 Ekim 1998 Daima Kalbimizde

TÜRKİYE JEOLojİ BÜLTENİ

Geological Bulletin of Turkey

Ekim 2001 Cilt 44 Sayı 3 - Ayhan Erler Özel Sayısı
October 2001 Volume 44 Number 3

ISSN 1016-9164

İÇİNDEKİLER CONTENTS

Karamadazı Demir Yatağında Skarn Zonlanması ve Mineralojisi <i>Skarn Mineralogy and Zoning Patterns of Kurumadazı (Yahyalı-Kayseri) Iron Deposit</i> İ.KUŞÇU, G.G.KUŞÇU, M.C.GÖNCÜOĞLU 1	Doğal Soda Yatakları ve Ekonomik Önemleri <i>Natural Soda Deposits and their Economic Importance</i> C.HELVACI 49
Denizovası-Havadan Yöresi (Yahyalı Doğusu-Kayseri) Pb-Zn Cevherleşmelerinin Genel Özellikleri; Köken İle İlgili Bir Yaklaşım <i>General Features Of Pb-Zn Mineralization, Denizovası-Havadan Region (Eastern Yahyalı-Kayseri): An Approach to its Genesis</i>O.KOPTAGEL, A.EFE, F.CEYHAN, D.ERİK 15	Karbonatlı Kayaçlara Bağlı Orta Toroslar Zn-Pb Cevherleşmelerinin Kükürt İzotopları İncelemesi <i>Genesis of the Middle Taurus Carbonate-Hosted Zn-Pb Deposits by Stable Isotope ($S^{34/32}$) Ratios</i> M.KUŞÇU, O.CENGİZ 59
Using Various Tree's Leaves in Prospection of the Auriferous Quartz Veins and Sulphide Lodes (Hatay-Southern Turkey) <i>Çeşitli Bitki Yapraklarının Altın İçeren Kuvars ve Sülfür Damarlarının Prospeksiyonunda Kullanılması</i> D.AYDAL 37	

Türkiye Jeoloji Bülteni makale dizin ve özleri;

GeoRef, Geotitles, Goscience Documentation, Bibliography of Economic Geology,
Geo Archive, Geo Abstracts, Mineralogical Abstracts, GEOBASE, BIOSIS'de yer almaktadır

Geological Bulletin of Turkey is indexed and abstracted in

GeoRef, Geotitles, Goscience Documentation,
Bibliography of Economic Geology, Geo Archive, Geo Abstracts, Mineralogical Abstracts, GEOBASE, BIOSIS

TMMOB JEOLojİ MÜHENDİSLERİ ODASI
Chamber of Geological Engineers of Turkey



Karamadazı Demir Yatağında Skarn Zonlanması ve Mineralojisi

Skarn Mineralogy and Zoning Patterns of Karamadan (Yahyalı-Kayseri) Iron Deposit

İlkay KUŞÇU

Niğde Üniversitesi, Aksaray Müh. Fak., Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 68100 Aksaray
e-posta: gikiiscu@ixir.com

Gonca GENÇALİOĞLU KUŞÇU
M. Cemal GÖNCÜOĞLU

Niğde Üniversitesi, Müh. Mim. Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 51100 Niğde
Orta Doğu Teknik Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 06531 Ankara
e-posta: mcgoncu@metu.edu.tr

Öz

Yahyalı ilçesinin (Kayseri) yaklaşık 10 km kuzeybatısında yer alan Karamadazı demir yatağı Karamadazı Graniti ile Yahyalı istifinde yer alan Akbaş Formasyonu dokanağı boyunca gelişmiş tipik bir skarn yatağıdır. Skarnlaşmaya sebep olan plütonik kütle granit-monzodiyorit bileşimlerine sahiptir. Granit bölgede etkili olan neotektonik olaylar sonucu oluşan yaklaşık D-B ve KD-GB yönlü çatlak sistemlerinin etkisinde kalarak ezilmiş ve ufalanmıştır, ancak ayrışma ve alterasyon izleri gözlenmez. Skarnlaşmanın gözlemlendiği karbonatlı kayaçlar, Yahyalı İstifinde yer alan Permian yaşlı Akbaş Formasyonu'ndaki kireçtaşlarıdır. Kireçtaşlarının granitle olan dokanaklan boyunca rekristalizasyon oldukça belirgindir. Rekristalizasyonun şiddeti hem çatlak sistemlerinden uzaklaştıkça hem de granit dokanağından uzaklaştıkça azalmaktadır. Kireçtaşlarında gelişen skarnlar, rekristalize olmamış kireçtaşları ile granit arasındadır. Epidotlaşmış ve kloritleşmiş rekristalize kireçtaşları, skarn zonunun en dış sınırını belirlemektedir.

Yatak skarnın ornatığı yan kayacın bileşimine göre kalsik (kalsiyumlu) skarn olarak, skarn zonlarının geliştiği ortama göre hem endoskarn hem de ekzoskarn olarak sınıflandırılmaktadır. Endoskarnlar, granitten ekzoskarna doğru (kuzeyden güneye) epidot-skarn ve granat-epidot skarn şeklinde bir zonlanma gösterir. Ekzoskarnlar, endoskarn zonundan itibaren kireçtaşına doğru (kuzeyden güneye), Piroksen-granat-epidot ve epidot-aktinolit skarn zonlarından oluşur. Genel olarak granatlar granite yakın, piroksenler ise kireçtaşına yakın bir zonlanma içindedir. Endoskarn zonu granit içinde D-B doğrultulu güneye eğimli kırık sistemleri boyunca epidotça zengin piroksen damarları olarak başlar. Bu damarların yoğunluğu ve kalınlığı granitten itibaren ekzoskarnlara doğru artar. Endoskarn ve ekzoskarn zonlarındaki granatlar arasında hem kristal boyutu hem de renk olarak farklılıklar bulunur. Endoskarn zonu ile ekzoskarn arasındaki geçişte ince taneli granatların rengi kahveden yeşile döner, ve kahve granatlar damarlar halinde gözlenir. Geçiş zonu masif bir görünümde ve çatlak sistemleri boyunca manyetit sıvımları içerir. Granat-epidot endoskarn zonu piroksenlerin baskın olduğu piroksen-granat-epidot zonuna geçer, bu zon aynı zamanda ekzoskarnların başlangıcına işaret eder ve granite yakın lokasyonlarda daha belirgindir. Piroksenler genellikle ince taneli yarı-özsekili ve özsekilsiz diyopsit ve hedenberjit kristalleri olarak ve çoğunlukla aktinolitlere dönüşmüş olarak bulunur. Ekzoskarnların distal kısımlarında ise daha çok epidot-aktinolitçe zengin epidot skarnları gözlenir.

Cevherleşme üç ana evrede oluşmuştur, birinci evre granatlı endoskarnlar ile piroksen granatlı ekzoskarnlar eş yaşlı olan manyetit cevherleşmesi şeklinde gözlenir. İkinci evre ise ekzoskarn zonu içinde yaygın aktinolitleşme ile birlikte oluşan manyetit cevherleşmesidir. Son evre sülfid evresi olup hem manyetit-hematit cevherleşmesini hem de skarn zonlarını kesen kalsit ve kuvarşca zengin D-B doğrultulu pirit, kalkopirit, kalkozin cevherleşmesidir. Esas itibarıyla cevherleşme skarn ile eş yaşlı veya hemen sonra oluşmuştur. Ana cevher zonu epidotlaşmış ve aktinolitleşmiş piroksen-granat zonu içinde KB-GD doğrultusunu takip eder şekilde bulunur. Cevherleşme epidot-aktinolit zonlarının merkez kısımlarında kalın ve 200-300 m uzunluğunda masif kütleler halinde gözlenirken, granatlı endoskarn-ekzoskarn geçişlerinde ise 3-4 uzunluğunda cep veya merccekler halinde gözlenir. Skarnlaşma ve cevherleşme evreleri ile plütonik kayacın bölgeye yerleşme, kristallenme ve soğuma süreçleri arasında sıkı ilişkiler bulunur.

Anahtar Kelimeler: Yahyalı (Kayseri), Karamadazı, demir skarn, skarn zonlanması

Abstract

The Karamadazı iron deposit located at about 25 km southeast of Yahyalı (Kayseri) is of skarn type deposit formed along the contacts of Yahyalı Plüton and Akbaş Formation of the Yahyalı Sequence. The plutonic rocks associated with the skarns are granite to monzodiorite in composition. Although, plutonic rocks are sheared and deformed due to E-Wand NE-SW trending fracture zones formed due to neotectonic events acting on the region, no alteration is observed. The limestones on which the skarns are formed are in the Akbaş Formation of Yahyalı Sequence, Permian in age. The limestone-granite contacts are very diagnostic due to intense recrystallization. The intensity of recrystallization decreases away from the granite contacts and from the fracture systems. The skarns lie between the granite and the non-recrystallized limestones. The epidotization and chloritization in the recrystallized limestones, represents the outer limit of the skarn zones.

The skarn is classified as calcic skarn according to the composition of the carbonate it replaced, and as both endoskarn and exoskarn according to the geological setting. Endoskarns are zoned from fresh granite to exoskarns (from north to south), as epidote-skarn and garnet-epidote skarns. From endoskarns to limestones (from north to south), the exoskarns consist of pyroxene-garnet-epidote-skarn and epidote-actinolite skarn zones. In general, the garnets are observed close to granites, and pyroxenes to limestones. Epidote-skarns of the endoskarns appear as south dipping E-W veins that consist mainly of epidote with some pyroxene. The intensity and thickness of the veins increase from granite to exoskarn zones. The garnets within the endoskarns and exoskarns differ both in terms of grain size and of color. The fine-grained brown garnets turn into coarse-grained greenish garnets within the transition zones between endoskarns and exoskarns, and brown garnets are observed as veins. The transition zone is uniform in terms of mineralogy and it consists of magnetite veinlets as well. This zone also marks the beginning of exoskarns and is more apparent close to granitic rocks.

Mineralization took place in three main phases; the first one being the magnetite mineralization is concurrent with garnet endoskarns and pyroxene-garnet exoskarns. The second phase is the magnetite mineralization in the actinolite-epidote exoskarns. Sulfide phase is defined by pyrite, chalcopyrite and chalcocite mineralization along E-W trending calcite-quartz rich fractures. The mineralization mainly took place during syn- to post skarnization. The main ore zone follows the NE-SW direction within the pyroxene-garnet zone. Mineralization is observed as thick 200-300 m long massive bodies in the central parts of the epidote-actinolite exoskarns, while it is observed as 3-4 m long pockets and lenses along the endoskarn-exoskarn transitions. There are strong relationships between the phases of skarnization and mineralization, and the emplacement, crystallization and cooling phases of pluton.

Key Words: Yahyalı (Kayseri), Karamadazı, iron skarn, skarn zoning

GİRİŞ

Türkiye'nin tektonik birlikleri farklı jeolojik ve jeokimyasal özellikleri olan pek çok maden yatağına da yataklık etmektedir. Bu birliklerden Alpin Orojenezi'nin doğaldan etkisiyle oluşmuş olan Orta Anadolu Kristalen Karmaşığı (OAKK) (Göncüoğlu ve diğerleri, 1991; 1992) değişik maden yataklarını barındıran polimetalik bir maden bölgesidir (Kuşçu ve Erler, 1998). Bu bölgede bulunan skarnlar kendilerine has mineralojileriyle çok değişik cevherleşmelerin ve alterasyonların gözlemlendiği önemli yataklardandır. Bu yataklar aynı yaş konağına sahip, jeokimyasal olarak birbirinin benzeri plütonlarla ya da magmatik kay açlarla birlikte bulunurlar.

Orta Anadolu'da değişik skarn yatakları bulunmasına rağmen en çok ilgi çeken demir skarnlarıdır. Demir skarnları, özellikle içerdikleri metalin endüstride çok kullanılan ve aranılan bir hammadde olması nedeniyle her zaman arama programlarının başlıca konusunu oluşturmuştur. Karamadazı demir yatağı da bu türden değişik çalışmalara konu olmuş bir yataktır. Bu yatak Kayseri ili, Yahyalı ilçesinin yaklaşık 10 km kuzeybatısında kalan bir bölgede (Şekil 1), Karamadazı Köyünün doğusunda yer alır. Hem doğu Toros'larda yer alması hem de c⁺ momik açıdan önemli bir potansiyele sahip olması nedeniyle bölge daha önce bir çok araştırmacı tarafından çalışılmıştır. Bölgedeki jeolojik çalışmalar Blumenthal (1941; 1944), Baykal (1944), Okay (1954), Metz (1956), Abdüsselamoğlu (1959; 1962), Özgül (1976), Tekeli (1980), Tekeli ve diğerleri (1981), Ulakoğlu (1983), ve Ayhan ve diğerleri (1984) tarafında yapılmıştır. Karamadazı demir yatağının işletilmesine 1950 yılında başlanmıştır. Açık işletme yöntemiyle yıllık ortalama 35-40 bin ton üretim yapılmaktadır (Oygür, 1986). Demir yatağı ile doğrudan ilgili çalışmalar ise genellikle MTA tarafından yapılan çalışmalarla sınırlıdır. Onay (1952), Brennich (1959), Açar ve Kıtay (1962) Aytuğ (1964), Vache (1964), Jacobson ve diğerleri (1968), Şenöz (1985), Oygür ve diğerleri (1978), ve Oygür (1986) cevherleşmenin gözlemlendiği alanda yapılmış önemli çalışmalarındandır. Oygür ve diğerleri (1978) ve Oygür (1986) dışındaki çalışmaların hemen hepsi bölgedeki cevherleşmenin kökenine ait somnlarla inemediği gibi, "kontakt metazomatik" terminolo-

jisinden bahsetmemektedir. Bölgedeki cevherleşmelerin skarn türü cevherleşmeler olduğuna dair ilk veriler Oygür ve diğerleri (1978)'de bahsedilmektedir. Ancak bu çalışmada cevherleşmenin bir "skarn kuşağında" olduğu söylenmekte, adı geçen kuşağın iç yapısından, kuşağı oluşturan mineraller arasındaki ilişkiden ve bu kuşakta yer alan değişik skarn zonlarından bahsedilmemektedir. Özellikle cevherleşme ile skarn zonları arasındaki ilişki ele alınmamış olup cevherleşmenin skarnlaşmanın hangi evresine karşılık geldiği vurgulanmamaktadır.

Orta Anadolu'daki skarn yatakları ile onlarla doğrudan ilişkili plütonlar arasındaki genetik ilişkiyi ortaya koymayı amaçlayan TÜBİTAK destekli bir proje kapsamında Karamadazı bölgesi de çalışılarak, bu makalede varılan sonuçlara ait ön bulgular elde edilmiştir. Karamadazı bölgesindeki skarnları veya skarnlaşmış kayaları tespit etmek için öncelikle Yahyalı-Karamadazı arası 1/25000 ölçeğinde haritalanmış ve Karamadazı skarn zonu'nun yatay ve düşey dağılımı bulunmuştur. Hem skarn mineralojisini belirlemek, bu mineraller arasındaki ilişki ve parajenezi ortaya koymak hem de bu mineralleri içinde barındıran zonların dağılımını plütonik kayaktan itibaren ortaya koyup farklı zonlar arasındaki uzay-zaman ilişkisini belirleyebilmek için 1/2000 ölçeğinde detay haritalama GPS yöntemiyle yapılmıştır. Bu haritalama sırasında skarn zonlarının uzun eksenlerine olabildiğince dik, 30 m aralıklı 4 adet travers (doğrultu) boyunca hem detay jeolojik haritalama yapılmış hem de yaklaşık 1.5-2 m aralıklarla örnekleme yapılmıştır. Bu aşamada skarn zonları doğrudan haritaya aktarılamamış ancak GPS yardımıyla koordinatları belirlenen örnek yerleri haritaya işlenmiştir. Bu yolla toplanan yaklaşık 100 örneğin petrografik analizleri sonucu her örnekteki baskın mineral bileşimi tespit edilmiş, bu bileşim daha sonra haritaya aktarılarak bazı minerallerin belli zonlarda (hatta monomineralik zonlarda) yoğunlaşmasına göre skarn zonlanması elde edilmiştir.

JEOLJİK ÇERÇEVE

Çalışmaya konu olan Karamadazı demir yatağı, Paleozoik yaşlı değişik kayaç gruplarının gözlemlendiği bir bölgede yer alır. Bu bölge Blumenthal (1941; 1944)'e göre "Siyah Aladağ

KARAMADAZI DEMİR YATAĞINDA SKARN ZONLANMASI VE MİNERALOJİSİ

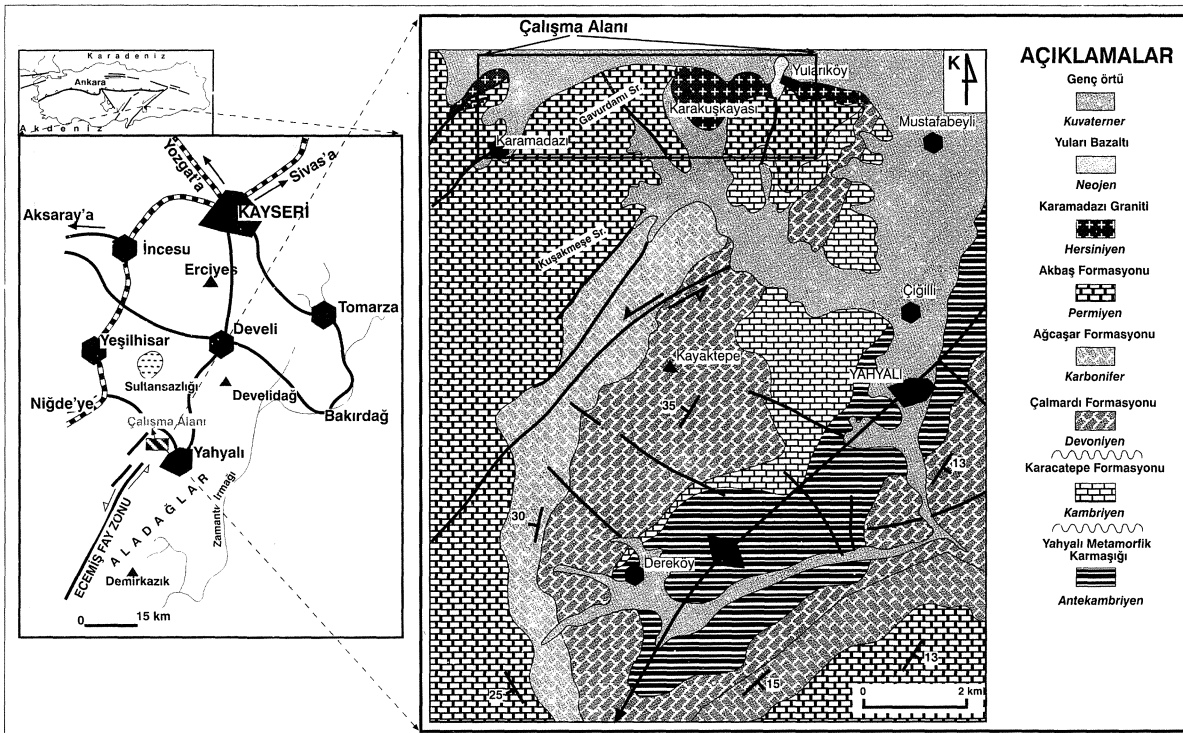
Permokarbonifer yaşlı kireçtaşı" sahası olarak adlandırılmakta, Tekeli ve diğerleri (1981)'e göre ise "Yahyalı İstifi" olarak adlandırılmaktadır. Aynı bölgeyi çalışan Ulakoğlu (1983) ise bölgeyi "Klikya Torosları kesimi" içinde yer alan "Paleozoik Devir kayaçları" olarak adlandırır. Skarn yatakları Yahyalı İstifinde yer alan Akbaş Formasyonu ile onları kesen Karamadazı Graniti dokanakları boyunca gözlenir. Bölge hem doğuda hem de batıda Ecemiş Fay Zonu'na ait normal bileşenli doğrultu-atımlı faylarla ve kuzeyde ise Kayseri ovası ile sınırlanır.

Yahyalı İstifi

Yahyalı İstifi, fosil kapsamına göre Üst Paleozoik-Alt Mesozoik yaşlı olup allohton bir peridotit napı altında kalmış para-otokton bir napıdır (Tekeli, 1980). Ancak aynı istif Ulakoğlu (1983)'e göre Prekambriyen'den başlayıp, Permiyen'e kadar devam eden arada uyumsuzlukların gözlemlendiği bir istiftir. Bu istif içinde yaşlıdan gence doğru Yahyalı Metamorfik Karmaşığı (Prekambriyen), Karacatepe Formasyonu (Kambriyen), Çalmardı Formasyonu (Devoniyen), Ağcaşar Formasyonu (Karbonifer) ve Akbaş Formasyonu (Permiyen) olmak üzere 5 ana birim

yüzeyler (Şekil 1). Bu birimler daha sonra Karamadazı Graniti tarafından sıcak dokanaklarla kesilir. Özgül (1976)'ya göre istif içinde yer alan kayaçlar yeşilist fasiyesinde metamorfizma geçirmiştir. Göncüoğlu ve diğerleri (1991; 1992)'ye göre ise bölge kayaçları, Orta Anadolu Kristalen Karmaşığı'nın güney sınırını oluşturan Niğde Masifi kayaçlarının daha az metamorfizma geçirmiş eşlenikleri ve devamıdır.

Bölge kayaçlarının temelini oluşturan Yahyalı Metamorfik Karmaşığı metapelitler, metakumtaşları, şist ve metakarbonatların gözlendiği farklı metamorfik minerallerce zengin bir topluluktur (Ulakoğlu, 1983). Bu birim açısız bir uyumsuzlukla Karacatepe Formasyonu tarafından üzerlenir. Formasyon kristalize kireçtaşlarını ve şistli fylonitik dokulu kireçtaşlarını içerir (Ulakoğlu, 1983). Çalmardı Formasyonu, uyumsuz olarak Karacatepe Formasyonu üzerinde yer alır. Altta taban konglomeratıyla, üste doğru ise rekristalize kireçtaşları ile temsil edilir. Birim, değişik türlerde kireçtaşı-şeyl ardalanmasından oluşan Ağcaşar Formasyonu ile uyumludur. İstif içinde yer alan son birim değişik kireçtaşları ve ortokuvarsit mercikleri ile temsil edilen Akbaş Formasyonu'dur. Bu formasyon alttaki Ağcaşar Formasyonu ile uyum-



Şekil 1. Çalışma sahasının yer buldum ve bölgesel jeoloji haritası (Ulakoğlu, 1983'ten sadeleştirilmiştir)

Figure 1. The location and regional geologic map of the study area (Simplified from Ulakoğlu, 1983)

ludur (Ulakoğlu, 1983). Skarn zonlarının geliştiği kireçtaşları bu formasyon içinde yer almakta ve Karamadazı Graniti tarafından sıcak dokanakla kesilen her kireçtaşında skarnlaşma izleriyle birlikte izokimyasal metamorfizma ürünleri olan rekristalizasyon izlerini görmek mümkündür. Plütonik kayaç dokanakları boyunca rekristalizasyon beyaz renkli iri taneli mermer-rekristalize kireçtaşlarının oluşumu ile oldukça belirgindir. Fay zonları ve metamorfik kayaç dokanakları boyunca ise ankeritik kireçtaşları yer alır. Hem pizolitli hem de pseudoschwagerinah kireçtaşlarını içerir. Ancak cevherleşmenin olduğu zonlar boyunca fosiller ve orijinal sedimanter dokular silinmiş yer yer maskelenmiştir. Akbaş Formasyonu ile Karamadazı Graniti dokanaklarında güneyden kuzeye artan belirgin bir deformasyon gözlenir. Bu deformasyon kireçtaşlarını şiddetli bir şekilde kıvrımıştır. Kıvrımlar özellikle bantlı gri, bej renkli dolomitik kireçtaşlarında daha iyi gözlenir.

Karamadazı Graniti

Çalışma sahasında batıda Karamadazı Köyü ile doğuda Yularıköy arasında kalan bölgede yüzeyleyen (Şekil 1) felsik ve ortaç bileşimli kayaçlar Karamadazı Graniti olarak adlandırılmıştır (Ulakoğlu, 1983). Aynı kayaç grubu Oygür (1986) tarafından Yahyalı Plütunu olarak adlandırılmıştır. Araziye gözlenebildikleri kadarıyla granitik kayaçlar çoğunlukla içine sokuldukları kireçtaşları ile yer yer uyumlu dokanaklar boyunca gözlenir. Bu da sokulum derinliğinin fazla olduğunu göstermesi bakımından ilginçtir. Ancak plütonik kayaçları da kesen aplitik ve pegmatitik dayklar için aynı şeyleri söylemek doğru değildir. Oygür ve diğerleri (1978) ve Oygür (1986) bu kayaçların Yularıköy'den (doğudan) Karamadazı Köyü'ne (batıya) doğru granit, granodiyorit ve kuvars diyorit şeklinde belirgin bir zonlanma gösterdiğini belirtse de çalışmalarımız daha çok cevherleşme sahasında yoğunlaştığı için bu türden bölgesel bir zonlanma gözlenmemiştir. Ancak, granit, granodiyorit veya kuvars monzonit, kuvars diyorit bileşimli kayaçlara petrografik ve jeokimyasal analizlerde rastlanmıştır. Açar ve Kıtay (1962) açık işletme içindeki sondajlarda diyorit kesildiğini belirtmektedir. Karamadazı Graniti'nin kuzey sınırı faylı olup yaklaşık D-B yönlü dik açılı normal bir fayla kuzey tarafı düşmüş ve Kayseri ovasını oluşturan genç çökeller

tarafından uyumsuz olarak örtülmüştür. Cevherleşmenin gözlendiği ana zondaki plütonik kayaçlar hem kataklastik deformasyon izlerini taşımakta hem de skarnlaşma süreçleri boyunca etkili olmuş hidrotermal-magmatik akışkanlar tarafından oldukça bozunmuşlardır. Faylanma çalışma sahasının doğusunda daha fazla belirginleşmekte ve bu nedenle granit arenalaşmaktadır. Karamadazı graniti hem aplit hem de pegmatit daykları tarafından kesilmektedir. Aplitler pegmatitlere göre daha baskın olup D-B ve K-G olmak üzere iki ana doğrultu boyunca gözlenir. Bunlardan D-B doğrultulu olanlar K-G doğrultulu aplitler tarafından yer yer kesilmekte olup, endoskarnların başladığı lokasyonlarda gözlenen epidot damarları da D-B doğrultulu aplit damarlarına uyumluluk göstermektedir. Granodiyorit-kuvarsdiyoritler içinde 30-40 cm'ye varan daha mafik plütonik kayaç anklavları gözlenirken, biyotit granitlerdeki anklavların hem sayıca az oldukları hem de boyut olarak daha küçük oldukları dikkati çekmektedir.

Hem skarn zonları çevresinden hem de skarnlara uzak noktalardan alınan örneklerin petrografik analizlerinde, plütonik kayacın, K-feldispat, plajiyoklaz, hornblend, biyotit, kuvarsça zengin olduğu, tali bileşenler olarak da titanit içerdiği tespit edilmiştir. Skarn zonları boyunca skarnlaşma etkisi plütonik kayaç içinde de mineralojik pek çok değişmeye sebep olmuş, bu nedenle hem plajiyoklazlarda hem de mafik minerallerde yaygın epidotlaşma ve silis getirme gözlenmiştir. Bu tür kesimler daha sonra endoskarn zonları olarak yeniden ayırtlanmıştır. Mineralojik bileşimine göre kayacın granodiyorit, kuvars diyorit ya da granit arasında değişim gösterir. Granodiyorit ve kuvars diyoritin daha çok skarnlara yakın kesimlerde gözlenirken, granit skarn zonlarına daha uzak kesimlerde gözlenmektedir. Petrografik analizlerde ayrıca fay zonlarına yakın noktalardan derlenen örneklerde kataklastik-granoblastik dokular yanında blastomilonitik-porfiroklastik dokular gözlenmiş olup, granitlerin post-yerleşim kataklastik etkilere maruz kaldığı ortaya konmuştur.

SKARN ZONLARI VE SKARN MİNERALojİSİ

Klasik anlamda skarn çalışmanın ilk ve vazgeçilmez kuralı, çalışılması istenen bölgedeki skarn yatağının mineralojik bileşiminin yanında

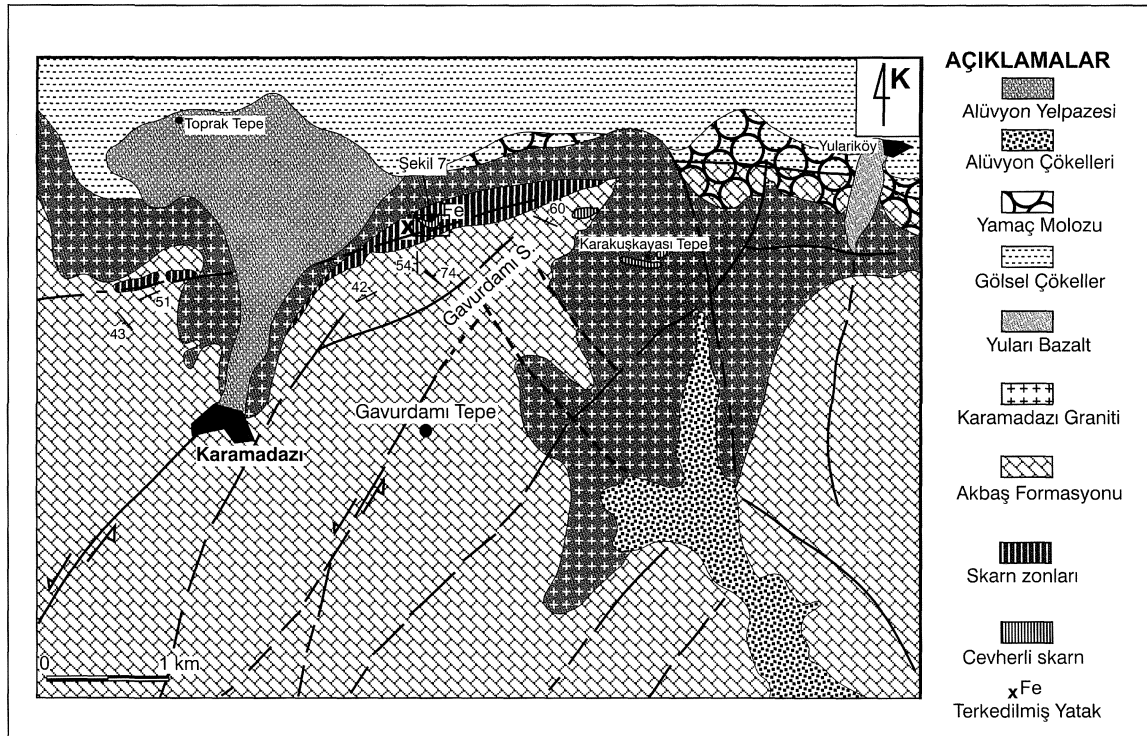
KARAMADAZI DEMİR YATAĞINDA SKARN ZONLANMASI VE MİNERALOJİSİ

mineraller arasındaki geçişleri, varsa monomineralik zonları (skarn zonları) veya cevherleşme mineral zonu arasındaki ilişkileri ortaya koymaktır. Bu bağlamda, skarn zonlarının arazide tespit edilmesi skarn mineral topluluklarını belirleyebildiği gibi, skarn zonları ile skarn evreleri arasındaki ilişkinin nasıl geliştiğinin de anlaşılmasına katkıda bulunmaktadır. Skarn mineralojisinin arazide haritalanabilir ölçeklerde bulunabilir ve potansiyel plütonik kayalar etrafında bir alterasyon örtüsü (alterasyon halesi) olarak gözlenebilir olması, skarn zonlarının birbirleri üzerine ve ardışık olarak gelişmeleri ile skarnlaşmaya sebep olan plütonik kayaların yerleşme (sokulum), kristallenme ve soğuma evreleri arasında ilişkiler kurulmasına yardımcı eder. Gerek Einaudi ve diğerleri (1981) gerekse onu takip eden diğer çalışmalar, skarn mineralojisindeki sistematik değişikliklerin ekonomik açıdan umut vadeden bölgelerin değerlendirilmesinde oldukça kullanışlı olduğunu göstermiştir.

Karamadazı yöresindeki demir yatağı, Karamadazı Graniti ile Yahyalı İstifTnde yer alan Akbaş Formasyonu'nun dokanağı boyunca gelişmiş (Şekil 2) tipik bir demir skarn yatağıdır. Kireçtaşlarının plütonla olan dokanakları boyunca rekristalizasyon oldukça belirgindir.

Rekristalizasyonun şiddeti hem çatlak-kırık sistemlerinden uzaklaştıkça hem de plüton dokanağından uzaklaştıkça azalmaktadır. Skarnlar, rekristalize olmamış kireçtaşları ile granit arasında ve rekristalize kireçtaşlarını ornatır bir şekilde yer alır.

Yatak skarnını ornatığı yan kayacın bileşimine göre hem endoskarn hem de ekzoskarn olarak sınıflandırılmaktadır. Ekzoskarnlar çoğunlukla (baskın olarak) kalsik (kalsiyumlu) skarn olmalarının yanında magnezyumlu (magnezyan) olarak sınıflandırılmakta, Burt (1977) sınıflamasına göre "skarn around intrusive" (intrüzif çevresinde gelişen skarnlar) sınıfına girmektedir. Karamadazı skarn zonunun tek bir zondan oluşmadığı, granitten kireçtaşı dokanağına doğru, granit-endoskarn-ekzoskarn-kireçtaşı şeklinde bir zonlanma gözlemlendiği (Şekil 3), bu zonlanmada granitlerin çok fazla skarnlaştığı, granit içinde yaklaşık 50-100m'ye varan skarn zonlarının bulunduğu gözlenmektedir. Skarn zonları yaklaşık D-B doğrultulu olup dike yakın kuzeye eğimlidir. Endoskarnlar skarnlaşmamış granitten, ekzoskarn doğru (kuzeyden güneye) epidot-skarn ve epidot-granat skarn şeklinde bir zonlanma gösterir. Ekzoskarnlar, endoskarn zonundan itibaren kireç-



Şekil 2. Karamadazı bölgesinin jeolojik haritası

Figure 2. Geological map of the Karamadazı region

taşma doğru piroksen-granat-epidot, epidot-aktinolit skarn ve epidot-pirit-kuvars-kalsit zonlarından oluşmuştur. Genel olarak granatlar granite yakın, piroksenler ise kireçtaşıma yakın bir zonlanma içindedir.

Endoskarnlar

Endoskarn zonu granit içinde önce D-B doğrultulu güneye eğimli 15-30 cm kalınlığında epidotça zengin piroksen damar ve cepleri olarak başlar. En belirgin özelliği tüm orijinal magmatik minerallerin epidotlaşması, kayacın yer yer epidot hornfelse dönüşmesidir. Endoskarn ile skarnlaşmamış plüton arasındaki geçiş çok keskin olmayıp, endoskarn zonu ezik ve sarımsı kahve altere plütonik kayaların varlığıyla belirgin hale gelir. Endoskarnlar, plütonik kayaç içindeki mafik mineraller ve plajiyoklazlar üzerinde epidotlaşma ile başlar ve dokanaktan güneye doğru (ekzoskarna doğru) piroksen ve granatça zenginleşerek devam eder. Granat miktarı piroksen miktarına göre fazladır. Endoskarnlar kendi içlerinde granitten ekzoskarn zonuna doğru epidot skarn ve granat-epidot skarn olarak alt zonlara bölünür (Şekil 3).

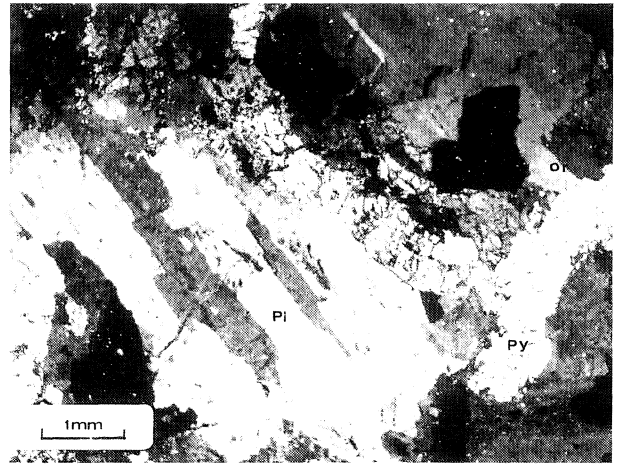
Epidot endoskarnları

Epidotlar özellikle zonlu ve polisentetik ikizlenme gösteren plajiyoklazlarda, plajiyoklaz kristallerinin merkezinden itibaren noktacılar halinde veya sadece zonlu plajiyoklazların zonları boyunca belirginleştiği gibi, hornblendler üzerinde ve çeperlerinde gelişmiştir. Epidot skarnı sadece epidot içermez, epidota eşlik eden piroksen (Şekil 4), granat ve kloritlere de rastlanır. Epidot skarnlarında nadir olarak granat cepleri, mercikleri veya damarları da görülür. Granatlar çoğunlukla mat kahve renkli özşekilsiz, ince taneli ve parçalı-ufalanmış bir haldedir. Çok az zonlanma gösterir. Mikroskop altında çoğunlukla çok ince taneli plajiyoklaz ve kuvarsin birlikte bulunduğu damarlar ya da cepler halinde bulunur. Bu merciklerin kenarları kalsit dolgusu ile sıvanmış durumdadır. Geç evrelerde sistemde etkin hale gelen kalsitleşme süreçleri sonucu yer yer kalsite dönüşmüş olup bazı durumlarda kalsitler içinde izole küçük adacıklar halinde bulunur. Epidot endoskarn zonları içinde yer alan plajiyoklazlar orta-iri taneli, hem polisentetik ikizlenmeli hem de zonludurlar. Sönme açılarına göre andezin ve labrodor bileşimindedirler. Fakat, yer yer albit

bileşimleri de gözlenir. Deformasyon etkileri nedeniyle ezik ve çatlaklı, çatlaklar arası ise ikincil kalsit dolguludur. Çoğunlukla piroksenler tarafından ornatılırlar. Hatta yer yer piroksenler içinde ornatılmamış plajiyoklaz adacıkları gözlenir. Bu gözlem piroksenlerin Ca-plajiyoklazlardan metamatik süreçler sonucunda oluştuğunun işareti olarak değerlendirilmektedir. Zonlu plajiyoklazlar, zonlanma göstermeyenler tarafından ornatılmaktadır. Epidot-endoskarnları içinde yer alan piroksenler ince-orta taneli, yarı-özşekilli ve prizmatiktir. Çoğunlukla hedenberjit bileşimlidirler. Plajiyoklazları hem ornatır hem de onlar üzerinde büyüme gösterir. Yer yer pleokroizma gösterirler ve silisleşmenin yaygınlaştığı noktalarda pleokroizma daha belirginleşir. Kloritler yer yer altere piroksenler üzerinde baskın bir şekilde bulunur, kloritleşme ve manyetit gelişimi eş zamanlıdır. Manyetitler epidot skarnları içinde saçımmlar halinde ve sadece kloritleşmenin yaygın olduğu noktalarda gözlenir.

Granat-epidot endoskarnları

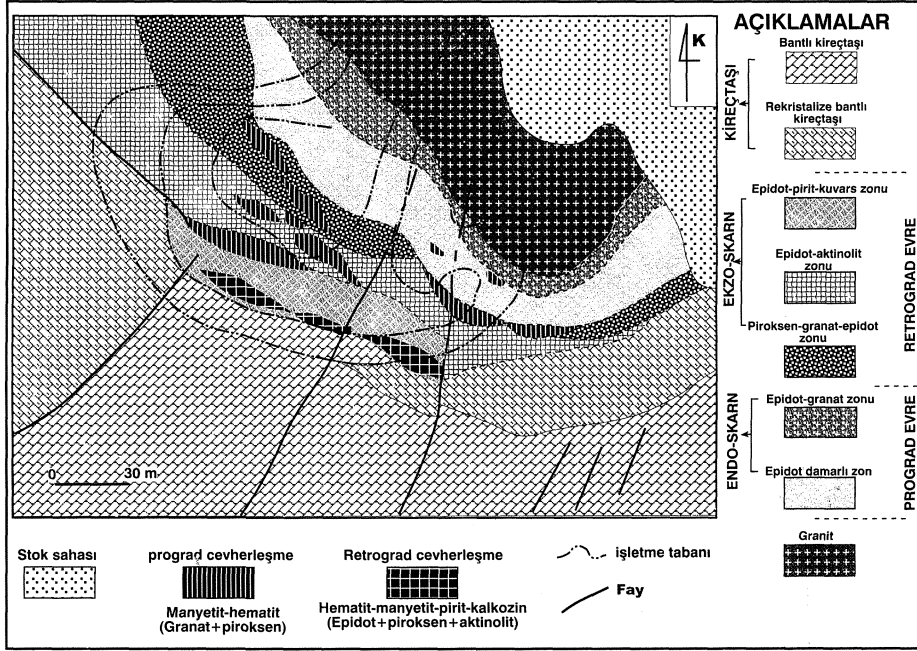
Epidot endoskarnı ile ekzoskarn zonu arasında gözlenen granat-epidot endoskarnları orijinal magmatik dokuların yer yer kaybolduğu, plajiyoklaz ve ortoklazın tamamen silinmeye yüz tuttuğu, yer yer piroksen tarafından ornatılan metasomatik bir kayaca dönüşen plütonik kayaçlar içinde yer alır. Plütonik kayaçlar makro gözlemlere göre, daha yeşil bir renk almış, ve onları kesen epidot-granat damar ve ceplerinin hem sıklığı, hem de kalınlığı



Şekil 4. Endoskarn zonundan alınmış bir fotomikrograf (çift nikol, Py:Piroksen, Plplajiyoklaz, or: Ortoklaz)

Figure 4. A photomicrograph taken from the endoskarn zone (crossed nicols, Py: pyroxene, Pl: Plagioclase, or: Orthoclase)

KARAMADAZI DEMİR YATAĞINDA SKARN ZONLANMASI VE MİNERALOJİSİ



Şekil 3. Karamadazi demir yatağında gözlenen skarn zonları

Figure 3. The skarn zones within the Karamadazi iron deposit

artmıştır. Bu skarnlar içerdikleri granat miktarının artmasıyla belirginleşir. Açık sütlü kahve tonlarında ve yarı-öz şekilli granatlar bu skarnların en baskın bileşenidir. Endoskarnların ekzoskarnlara yaklaştığı zonlarda skarn zonu içindeki epidot miktarı azalmakta buna karşın granat miktarı artmaktadır. Ancak granatlardaki bu artışla birlikte piroksenler de gözlenmekte ve granatlarda daha iri taneli ve özşekilli koyu kahverengi kristallere dönüşmektedir. Bu zondan alınan örneklerde granatlar diğer minerallerin üzerinde büyüdükleri hamur (groundmass) görünümündedir. Epidot skarnlarındaki eşleniklerinden farklı olarak kristal çeperlerinde zonlanma gösterirler. Ancak zonlanma her kristalde gözlenen ortak bir özellik değildir. Bazı granatlar izotrop ve zonsuz özelliklerini korurlar. Zonlanma osilasyonludur (salımlı) ve genellikle düzenli düzlemsel yapılar sunarken ender olarak morfolojik bazı düzensizlikler de gözlenir. Zonlanma çoğunlukla kalsitleşmiş ve silisleşmiş izotrop bir çekirdek üzerinde başlar, ve kenarda ince salımlı halinde koyu-açık renkli zonlar olarak devam eder. Çekirdekteki granat daha koyu renkli, zonlar ise daha açıktır. Ekzoskarn zonuna yaklaştıkça, zonlu ve zonlanma göstermeyen izotrop granatların birlikte gözleendiği bölgelerde, zonlu granatlar zonlanma göstermeyenleri ornatır. Bu da granatları oluşturan hidrotermal sistemdeki kimyasal parametrelerin

değiştiğini ve zonlu granatların daha sonraki bir evrenin ürünü olduklarını göstermektedir. Tüm granatlar önce piroksenler, daha sonra da kuvars ve kalsit tarafından ornatılır. Özellikle zonlu granatları kesen piroksenler bu ilişkiyi çok belirginleştirmektedir (Şekil 5). Kalsit ve kuvars granat çekirdeklerinde veya çatlak dolgusu halinde, genellikle retrograd ürünler olarak gözlenir. Bu zonda bulunan piroksenler ince orta taneli, yarı-özşekilli, özşekilsiz prizmatik kristaller olarak bulunur. Sönme açılarına göre genellikle hedenberjit bileşimindedirler. Göreceli olarak granit dokanağmdan itibaren ekzoskarna doğru miktarlarında artış gözlenir. İkincil kuvars ve klorit tarafından ornatılırlar, nadiren amfibole dönüşme gösterirler. Hem ortoklazları hem de plajiyoklazları ornatır. Ortoklaz ve plajiyoklaz ile ayrı ayrı birlik-telik sunarlar. Ortoklazlarla birlikte bulunanlara granat eşlik etmezken, plajiyoklazlarla birlikte bulunanlarda granat gözlenir ve bunlar granatları ornatır. Bu tür piroksenlerde epidotlaşma nadiren gözlenirken, diğer türde epidotlaşma yaygındır.

Endoskarn ve ekzoskarn zonlarındaki granatlar arasında hem kristal boyutu hem de renk olarak farklılıklar bulunur. Endoskarn zonu ile ekzoskarn arasındaki geçişte ince taneli granatların rengi kahveden yeşile döner ve kahve granatlar damarlar halinde gözlenir. Geçiş zonu masif bir

görünümündedir ve çatlak sistemleri boyunca manyetit sıvımaları içerir

Ekzoskarnlar

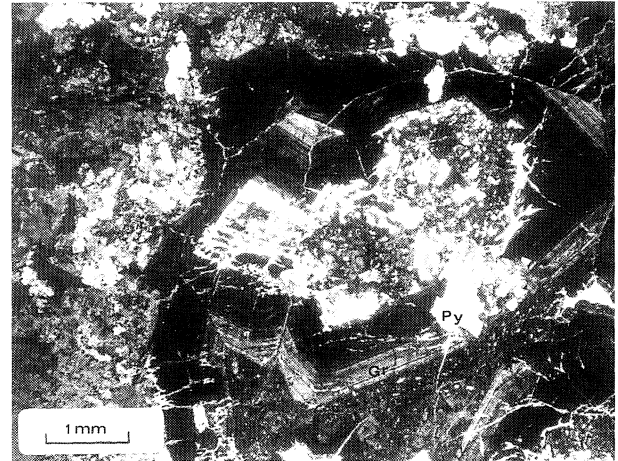
Piroksen, aktinolit, ve epidotun zenginleştiği kireçtaşı yakın bölgelerde gelişen skarn zonları ekzoskarn zonu olarak tanımlanmıştır. Bu skarnların ilksel kayacında magmatik minerallerin ve magmatik dokuların bulunmaması, piroksenlerin yer yer diyopsit bileşimli olması, minerallerin çoğunlukla rekristalize kalsit matriksi içinde gözlenmiş olması, bu skarnların karbonatlı bir kayacın metasomatizmasıyla oluştuğunun bir göstergesidir. Ekzoskarnlar granit sokulumu ve kristalleme sürecinde izokimyasal olarak rekristalize olan kireçtaşların omatılmasıyla oluşmuş hakim rengi yeşil bir skarn zonedir ve yaklaşık 350 m civarında bir kalınlığa sahiptir. Endoskarnlarla olan dokanıkları renk değişiminden kaynaklanan kontrast nedeniyle kısmen keskin olmasının yanında bir mineralojik değişimlerin başladığı, endoskarn minerallerinin yerlerini yer yer ornatmalar şeklinde gözlenen ekzoskarn minerallerine bıraktığı geçiş zonlarıyla da karakterize edilir. Geçiş zonları yaklaşık 2-3 m kalınlıklarda olup bu zondan itibaren tamamen ekzoskarnlara geçilir. Ekzoskarnlar hem mineralojik olarak daha değişik mineral topluluklarını bünyelerinde barındırırlar, hem de daha kaim ve masif görünümündedirler. Çok kaba bir şekilde geçiş zonu ile rekristalize kireçtaşı arasında bulunurlar. Petrografik ve GPS bazlı arazi çalışmalarında bu skarnların geçiş zonundan güneye doğru (rekristalize kireçtaşı dokanağma doğru) piroksen-granat-epidot zonu, epidot-aktinolit zonu ve epidot-pirit-kuvars-kalsit zonu gibi birbirlerinden renk ve mineralojik olarak ayrılabilen farklı zonlardan (Şekil 3) oluştuğu gözlenmiştir. Ekzoskarnların proksimal (endoskarn yakın) kesimlerinde piroksen baskın iken distal kesimlerinde ise daha çok epidot-aktinolitçe zengin bir parajenez gözlenir.

Piroksen-granat-epidot ekzoskarn

Bu skarnlar endoskarn-ekzoskarn geçişinden hemen sonra başlayan koyu yeşil renkli skarnları temsil ederler. Endoskarn zonundan ekzoskarn doğru miktarları giderek artan piroksenler bu zonda hem hakim mineral olarak hem de daha iri taneli ve özşekilli olarak karşımıza çıkar. Ancak bu zonda daha önce granatların oluştuğu daha sonra

piroksenler tarafından ornatıldığı veya superpoze edildiği hem izotrop hem de zonlu granatları kesen piroksenlerin varlığı ile ortaya çıkmaktadır. Piroksenlerin miktar olarak baskınlaşmalarının yanında granatlarda da mineralojik olarak değişikliklerin başladığı zon bu zonedir. Daha önce koyu kahve ve izotrop olan veya çok az zonlanma gösteren granatlar yeşil renk almaya ve kahve renkli olanların üzerinde zonlar halinde yeşil renkli olanların büyümeye başladığı gözlenmiştir.

Piroksenler orta-iri taneli, yarı-özşekilli ve özşekillidir. Genellikle hedenberjit, kısmen de diyopsit bileşimlidirler. Granatları ornatırlar fakat aktinolit ve epidot tarafından da ornatılırlar. Orta-iri taneli (Şekil 6) ve yarı-özşekilli kısa prizmatik kristaller halinde ve ince taneli özşekilsiz olarak iki türlü piroksen gözlenir. Her ikisi de sarımsı kahve ve gri tonlarında olup pleokroizma göstermezler. İnce taneli olanlar kataklastik bir deformasyonla ufalanmış iri taneli olan kristallerden türemiş gibidirler. Ancak yer yer kalsit ile birlikte bulunmaları retrograd bir takım etkiler sonucunda oluştuklarına işaret etmektedir. İri taneli olanlar belli hatlar boyunca gözlenir ancak her ikisi arasında belirgin olmayan bir geçiş vardır. Orta-iri taneli olanlar endoskarn zonundan distal zonlara doğru giderek artmakta yer yer monomineralik zonlar oluşturmaktadır (Şekil 6). Bu tür piroksenler hedenberjit bileşimlidir. Epidot-aktinolit zonuna yakın kesimlerde kısmi olarak manyetit saçınımları tarafında ornatılır. Manyetit saçınımlarının başladığı zonlarda piroksenlerde herhangi bir



Şekil 5. Zonlu granatları kesen piroksenler (çift nikol, Gr: Granat, Py: Piroksen)

Figure 5. Pyroxenes replacing zoned garnets (crossed nicols, Gr: Garnet, Py: Pyroxene)

KARAMADAZI DEMİR YATAĞINDA SKARN ZONLANMASI VE MİNERALOJİSİ

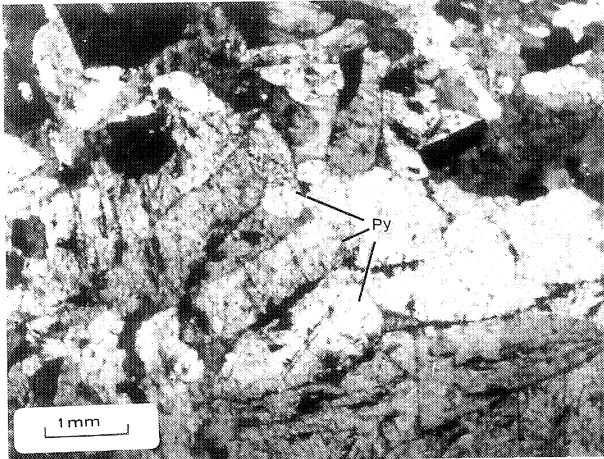
alterasyona rastlanmaz, bu da saçmımlarm oluşumunun piroksenlerden hemen sonra ve piroksenden kökensele olarak bağımsız olduğunu göstermektedir. Granatlar iki türdür; zonlu anizotrop granatlar ve masif (zonlanma olmayan) izotrop granatlar. İzotrop olanlar iri taneli olup ince ve orta taneli piroksenler tarafından ornatılır. Zonlu granatlar özellikle izotrop granatlarda çatlak kırık düzlemlerinin baskın olduğu kristallerin çepelerinde (Şekil 5) daha belirgindir. Zonlanma önceleri sadece çatlaklı izotrop granatlarda gözlenmekte, ve zonlar bir çatlak düzlemine göre simetrik davranışlar göstermektedir. Ancak bu skarn zonuun iç kesimlerinde granatlar tamamen zonlu ve iri taneli bir görünüm kazanmakta ve yeşil renklere gözlenmektedir.

Epidot-aktinolit ekzoskarn

Ekzo skarn zonu içindeki alt zonlardan en kalını ve en yaygın olanı bu zondur. Piroksen-granat-epidot skarnı ile epidot-pirit-kuars-kalsit skarnı arasında sandviç görünümlü bir zon oluşturur. Esas cevherleşme bu zon içine yerleşmiş olarak bulunur. Yaklaşık D-B doğrultulu ve 70° G eğimlidir. Normal ve ters faylarla yer yer düşey ekseninde ötelenir. Hakim mineralini aktinolit, epidot ve amfibolleşmiş piroksenler oluştururken zonlu iri ve yeşil renkli granatlara da rastlanmaktadır. Bu tür skarnların özellikle rekristalize kireçtaşıma doğru olan kesimlerinde hem aktinolitler hem de manyetit cevherleşmesinin orijinal sedimanter yapılara uyumluluk gösterdiği ve rekristalize kireç-

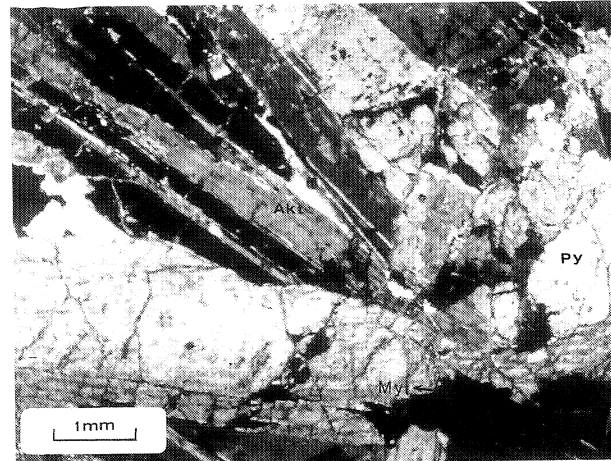
taşların laminasyonlarına paralel bir şekilde piroksen-aktinolit ve cevherleşme ardalanmasının bulunduğu gözlenmiştir. Çok genel olarak epidot-aktinolit zonuun kendi içinde belirsiz geçişlerle zonlu granat, iri yarı-özşekilli piroksen, ince özşekilsiz piroksen ve aktinolit şeklinde zonlandığı gözlenmektedir. Zon amfibolleşmiş piroksenlerle başlar ve aktinolit, epidotların ayrı ayrı baskın mineral olarak gözlendiği kesimlerden oluşur.

Aktinolit yeşil-mavi, mor renklere ve ışınal yarı özşekilli, özşekilli kristaller olarak bulunur. Piroksenlerin amfibolleşmesiyle oluşmuştur. Çoğunlukla piroksenler üzerinde veya onları ornatır bir şekilde bulunur (Şekil 7). Bazen ince taneli ancak çoğunlukla iri tanelidir. İri taneli olanlar yer yer 5-7 cm boyutuna ulaşmaktadır. Piroksenlerden rekristalize kireçtaşlarına doğru hem miktarlarında hem de tane boylarında artma olur. Cevherleşmeye yan kayaçlık eden zon aktinolitçe zengin piroksen zonlarına karşılık gelmektedir. Piroksen genellikle iri ve ince taneli olmak üzere iki türdür. İri taneliler genellikle sarımsı-gri olup zonlu granatları ornatırlar. Zonlu granatlardan distal kesimlere doğru hem piroksenlerin tane boyu küçülmekte hem de amfibolleşme ile birlikte aktinolit miktarı artmaktadır. İnce taneli piroksenler arasında saçmımlar halinde manyetit cevherleşmeleri bulunur. Granat yeşil renkli ve zonludur ve sadece kendisini damarlar boyunca ornatılan piroksenlerin yoğunlaştığı yerlerde korunabilen ornatılmamış adacıklar halinde gözlenir.



Şekil 6. Orta-iri taneli piroksenleri gösteren fotomikrograf (çift nikol, Py: piroksen)

Figure 6. The photomicrograph illustrating the medium-coarse grained pyroxenes (crossed nicols, Py: Pyroxene)



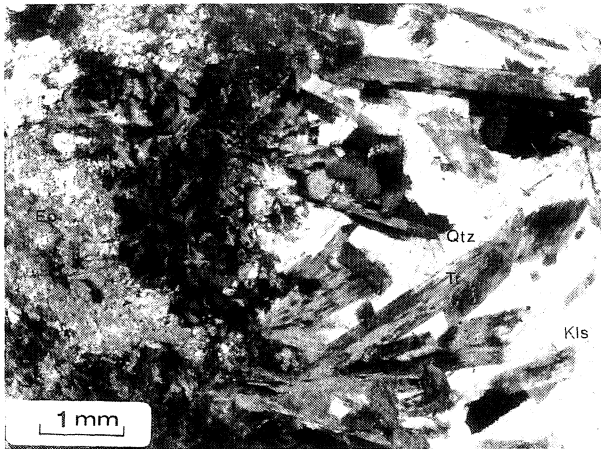
Şekil 7. Piroksenleri ornatın aktinolit kristalleri (çift nikol, Py: Piroksen, Akt: Aktinolit, Myt: manyetit)

Figure 7. Actinolite crystals replacing the pyroxenes (crossed nicols, Py: Pyroxene, Akt: Actinolite, Myt: Magnetite)

Epidotlar hem granatlar üzerinde küçük saçmımlar olarak hem de piroksenleri ornatın özşekilsiz taneler olarak bulunur. Ana cevherleşme bu zon içinde yer alır, ancak tamamen işletme sırasında çıkarılmıştır. Sadece zonun doğu kenarında cepler veya tabanda çıkarılmamış masif kütleler halinde bulunur.

Epidot-pirit-kuvars-kalsit ekzoskarn

Ekzoskarnların en dış sınırını belirleyen sülfür mineralleri, epidot ve kalsit-kuvars damarları olarak gözlenir. Tüm ekzoskarn zonlarının ikincil (retrograd) evrede rekrystalize kireçtaşlarına yakın çözeltilerin sığ dolaşımı nedeniyle bozunmasıyla oluşan bir zondur. Bu zon içinde ekzoskarnlar yaklaşık D-B doğrultulu piritçe zengin kalsit ve kuvars damarları tarafından ornatılır. Varolan manyetit cepleri ve masif cevherleşme alanları piritli damarlarıyla yer yer kesilirken manyetit cevheri içinde pirit saçmımları ornatmalar şeklinde baskın hale gelir. Piritler genellikle kuvars ve kalsit damarlarının ekzoskarnları kesme dokanıkları boyunca zenginleşme gösterir (Şekil 8). Bu zon rekrystalize kireçtaşı ile ekzoskarn arasında bir geçişi temsil eder. Bu skarn zonu içindeki tüm mineraller oldukça altere olmuş, kalsitleşmiş ve yer yer silisleşmiştir. Aktinolitlerin yerini tremolit almıştır. Özellikle kuvarsla birlikte gözlenen ışınal ve çubuğumsu tremolit kristalleri bu zonun en belirgin özelliklerinden birisidir. Bu zon içinde süperjen olaylar sonucunda kılcal damarlar boyunca malahit



Şekil 8. Retrograd evrede gelişen kalsit, tremolit ve epidot ilişkisi (çift nikol, Tr: Tremolit, Kls: kalsit, Qtz: Kuvars, Ep: Epidot)

Figure 8. The relationships between calcite, tremolite, and epidote (crossed nicols, Tr: Tremolite, Kls: Calcite, Qtz: Quartz, Ep: Epidote)

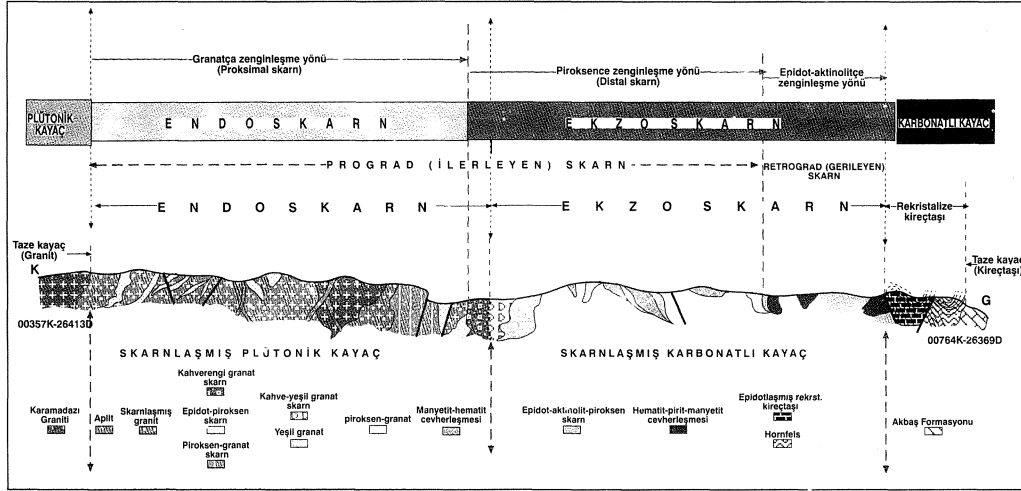
ve azurit zenginleşmeleri de gözlenir. Böbreğimsi yapı ve kolloform bantlaşması mikro ölçeklerde gözlenmektedir.

SKARNLAŞMA EVRELERİ

Karamadazı skarn yatağında gözlenen skarnlar iki ana evrenin ürünüdür (Şekil 9). Bu evreler ardışık olarak gelişen prograd (ilerleyen) ve retrograd (gerileyen) evrelerdir. Her evrenin ürünleri ve mineral parajenezi ayrıdır, ancak prograd evre ürünleri retrograd evre ürünleri tarafından ornatılırlar, maskelenirler ya da tamamen silinirler. Bu evrelerle oluşan skarn zonları arasında yakın ilişkiler bulunur. Endoskarnlar ve ekzoskarn zonu içinde yer alan piroksen ve granatça zengin zonlar, prograd evrenin ürünleridir. Öte yandan epidot, aktinolit ve özellikle kalsit kuvars ve pirit retrograd evre ürünleridir (Şekil 9). Retrograd evre sonucunda tüm mineraller daha düşük basınç ve sıcaklık koşullarında duraylı olan minerallere dönüşmüş ve onlar tarafından omatılmıştır. Granatların epidot ve kalsite dönüşmesi, piroksenlerin önce aktinolite daha sonra tremolit, klorit ve kalsite dönüşmesi retrograd evrede olan önemli olaylardır.

Bu evrelerle skarnlaşmaya sebep olan plütonun Akbaş Formasyonu içine yerleşme, kristallenme ve soğuma evreleri arasında çok yakın ilişkiler vardır. Karamadazı Graniti'nin bölgeye sokulum yapmasıyla artan jeotermal gradyan, küçük ölçekli termal metasomatik döngüler ve sıcak akışkan etkisi, Akbaş Formasyonu içinde yer alan değişik kireçtaşların izokimyasal metamorfizmasında neden olmuş ve bu evrede kireçtaşları rekrystalize olarak daha sonraki metasomatik süreçlere katkıda bulunacak şekilde geçiren bir yapı kazanmışlardır. Termal etkiler sonucu rekrystalizasyonla birlikte gözenekliliği ve geçirgenliği artan rekrystalize kireçtaşları plütonun yerleşmesini takiben başlayan kristalizasyon evresinde salgılanan magmatik sıvıların metasomatik etkileriyle karşı karşıya kalmıştır. Ancak endoskarnların varlığı plütonun derinlerde bir yerde sokulum yaptığını ve bu nedenle kireçtaşların sünümlü deformasyonları nedeniyle sokulum düzlemlerine ve plütonik kayacın çeperlerine paralel bir uyumluluk içinde olduğunu göstermektedir. Bu nedenle magmatik kristalizasyonu takiben artan magmatik-hidrotermal akışkanlar, sünümlü deformasyon etkisinde

KARAMADAZI DEMİR YATAĞINDA SKARN ZONLANMASI VE MİNERALOJİSİ



Şekil 9. Karamadazı demir skarn yatağında skarn oluşum evreleri ve skarn zonları (ölçeksiz)

Figure 9. The skarn zones and sham formation phases in Karamadazı iron skarn deposit (Not to scale)

kıvrılarak tabaka düzlemleri granitik kayaca paralellik gösteren kireçtaşların iç kesimlerine doğru ilerleyememişler; onun yerine rekristalize kireçtaşı-plüton dokanakları boyunca dikey yönde bir döngü içinde hareket etmişlerdir. Benzer olaylar endoskarnların gözlemlendiği ünlü skarnlarda da vurgulanmaktadır (Einaudi ve diğerleri, 1981; Meinert, 1993). Bu dikey döngü nedeniyle kireçtaşı ve granit gibi birbirinden çok farklı kimyasal bileşim ve farklı jeokimyasal parametreler altında oluşan iki farklı kayaç arasında ufak çaplı metasomatik transferler başlamıştır. Bu olay sonucunda önce plüton çeperlerinde, daha sonra da plütonun soğuma çatlakları boyunca daha iç kesimlerde bir kalsiyum metasomatizması başlamıştır. Bu olay sonucunda plüton önce epidotlaşmış (hornfels) daha sonra kalsilikatlar (piroksen ve granat) oluşmuştur. Giderek hacmi artan ve uçucularla zenginleşen magmanın termal genişmesi ve giderek yükselmesi plütonun hem sığ derinliklere doğru ilerlemesini hem de sokulum yaptığı kayacı kırmasını sağlamış ve dolayısıyla rekristalize kireçtaşları içinde serbestçe dolaşmaya başlayan magmatik akışkanlar, rekristalize kireçtaşların metasomatizmasıyla önce granatça zengin, daha sonra da piroksence zengin mineral topluluklarını oluşturmuştur. Bir başka deyişle, kireçtaşları magmadan salgılanan asidik, silika, demir ve klorca zengin akışkanlar tarafından başkalaşım geçirmişlerdir. Bu evre prograd evre olup tamamen plütonun yerleşme ve kristallenme süreçlerini kapsamaktadır. Bu evrede skarn topluluklarına eşlik eden manyetit

saçınımları özellikle piroksenlerle birlikte gelişmişlerdir. Plütonun tamamen yerleşmesi ve kristallenmesini takiben soğumaya başlamasıyla birlikte göreceli olarak daha soğuk ve yer yer meteorik akışkanların etkisinde kalan magmatik-hidrotermal çözeltiler daha önce oluşan granat ve piroksen gibi yüksek sıcaklık ve basınç koşullarında oluşan minerallerle temsil edilen prograd toplulukların alterasyona uğramasını ve bir yandan piroksenlerin epidot ve aktinolite dönüşmesini sağlarken, bu reaksiyonlarla kimyasal parametrelerinde (T, P, pH gibi) değişiklik olan çözeltilerin bünyelerinde taşıdığı demiri de manyetit ve yer yer hematit olarak ekzoskarnlar içinde (Şekil 9) bırakmıştır. Skarnlara yan kayaçlık eden kireçtaşların bünyelerinde anormal demir zenginleşmeleri veya saçınımları bulunmadığı için demirin magmatik kökenli olabileceği ve çözeltilerden geç evrede değişik reaksiyonların bir sonucu olarak skarn zonları içine bırakıldığı öngörülmektedir. Aktinolit ve epidotların oluşumunu takip eden bir diğer evre de göreceli olarak daha düşük sıcaklıklardaki çözeltilerin oluşan skarn topluluklarını ve cevherleşmeyi altere etmesiyle oluşmuştur. Bu evrede özellikle artan alterasyon nedeniyle granat ve piroksen gibi kalsilikatlarda yaygın bir karbonatlaşma (kalsitleşme) ve bu alterasyonun açığa çıkardığı kuvarsla birlikte silisleşme başlamış ve bunlar hem ekzoskanları hem de cevherleşmeleri kesen piritli kalsit ve kuvar damarları olarak bölgeye yerleşmiştir. Bu evrede, daha önceden oluşan manyetit cevherleşmeleri bir

yandan martitleşerek hematite dönüşürken aynı zamanda pirit saçımmları ve cepleri tarafından da ornatılmaya başlanmıştır.

SONUÇLAR

Karamadazı demir yatağı Karamadazı Graniti ve Akbaş Formasyonu dokanağında gelişen tipik bir ekzoskarnıdır. Detay arazi gözlemleri, GPS haritalaması ve petrografik çalışmalarda, bölgedeki skarn zonlarının hem granitoidler içinde endoskarn olarak, hem de rekristalize kireçtaşları içinde ekzoskarn olarak oluştuğu saptanmıştır. Endoskarnlar kendi içinde epidot skarn ve granat-epidot skarn olmak üzere iki ayrı zonda incelenmiştir. Ekzoskarnlar ise piroksen-granat-epidot skarn, aktinolit-epidot skarn ve epidot-pirit-kuars skarn olmak üzere üç ayrı zonda incelenmiştir. Bu zonlar hem mineralojik olarak hem de arazi ölçeğinde farklılıklar sunan belirgin skarn zonları olarak değerlendirilmiştir. Skarnların birbirini takip eden prograd ve retrograd olmak üzere 2 ayrı evrede oluştuğu, granat ve piroksenlerin prograd evre ürünleri olarak plütunun yerleşmesi ile ilgili olduğu, öte yandan aktinolit ve epidot parajenezlerinin ise plütunun kristallenmesi ve buna bağlı olaylarla ilgili olduğu belirtilirken pirit, kuvars, kalsit ve epidotun plütunun soğumaya başlamasıyla ilişkili olabileceği vurgulanmaktadır.

TEŞEKKÜR

Bu çalışma Türkiye Bilimsel ve Teknik Araştırma Kurumu (TÜBİTAK) tarafından desteklenen 198Y098 Kodlu "Orta Anadolu Kristalen Karmaşığında yer alan granitoidler ve skarn yataklarının kökensel birlikliklerinin magmatik petrojenez ile ilişkilendirilmesi" konulu proje kapsamında ele alınan bir çalışma olup, yazarlar TÜBİTAK tarafından sağlanan desteğe sonsuz teşekkürlerini sunarlar.

EXTENDED SUMMARY

The Karamadazı iron deposit located at about 25 km southeast of Yahyalı (Kayseri) is of skarn type deposit formed along the contacts of Yahyalı Pluton and Akbaş Formation of the Yahyalı Sequence. The mining activities begun in 1950.

About 35-40 thousand tones of ore was mined by open pit mining methods. In order to underline the skarn mineralogy and skarn zones, and time-space relationships between granitoids and skarn zones, a detailed mapping technique by using GPS was applied. The mapping was done along the traverse lines normal to the observed skarn zones. A total of 4 traverses with 30 m intervals was used during mapping. A total of 100 samples were collected and were analyzed petrographically. The skarn zones were then defined on the basis of the major mineral in these samples.

Karamadazı deposit lies in region in which the Paleozoic rock unit are exposed. This region was named as "Siyah Aladağ", "Yahyalı Sequence" and "Rock units of Paleozoic" by different authors. The skarn zones occur along the contacts between Akbaş formation in the Yahyalı sequence, and cutting across them the Karamadazı Granite. The Karamadazı Granite associated with the skarns are granite to monzodiorite in composition. Although, plutonic rocks are sheared and deformed due to E-W and NE-SW trending fracture zones formed due to neotectonic events acting on the region, no alteration is observed. The limestones on which the skarns are formed is in the Akbaş Formation of Yahyalı Sequence, Permian in age. The limestone-granite contacts are very diagnostic due to intense recrystallization. The intensity of recrystallization decreases away from the granite contacts and from the fracture systems. The skarns lie between the granite and the non-recrystallized limestones. The epidotization and chloritization in the recrystallized limestones, represents the outer limit of the skarn zones.

The iron deposit in the Karamadazı region is of typical skarn deposit developed along the contacts of Akbaş Formation. The recrystallization effects due to intrusion of granitoids are very apparent along the contacts. The skarns are observed within the recrystallized sections of the Akbaş Formation. The skarn is classified as calcic skarn according to the composition of the carbonate it replaced, and as both endoskarn and exoskarn according the geological setting. According to Buifs classification scheme it may also be classified as "skarn around intrusive type" skarn. The field and petrographical studies confirmed that the skarns are not confined to a single zone, instead they occur in mineralogi-

cally and geologically distinct zones from granitoids to limestones. The granites are also skarnized forming 50-100 m wide endoskarn zones. The endoskarns generally trend in E-W directions and dips towards north at almost vertical angles. Endoskarns are zoned from fresh granite to exoskarns (from north to south), as epidote-skarn and garnet-epidote skarns. From endoskarns to limestones (from north to south), the exoskarns consists of pyroxene-garnet-epidote-skarn and epidote-actinolite skarn zones. The lacking of magmatic minerals and textures within these skarns, the presence of diopsidic pyroxenes, and formation of skarn minerals in a recrystallized calcite matrix, confirm that these were formed by metasomatism of a carbonate rock. The exoskarns are typical in the field by their dark to pale green colors with about 350 m thicknesses. They have a transitional contact relationships to endoskarns with a 2-3 m thick brownish green colored zone. In general, the garnets are observed close to granites, and pyroxenes to limestones. Epidote-skarns of the endoskarns appear as south dipping E-W veins that consist mainly of epidote with some pyroxene. The intensity and thickness of the veins increase from granite to exoskarn zones. The garnets within the endoskarns and exoskarns differ both in terms of grain size and of color. The fine-grained brown garnets turn into coarse-grained greenish garnets within the transition zones between endoskarns and exoskarns, and brown garnets are observed as veins. The transition zone is uniform in terms of mineralogy and it consists of magnetite veinlets as well. This zone also marks the beginning of exoskarns and is more apparent close to granitic rocks.

Mineralization took place in three main phases; the first one being the magnetite mineralization is concurrent with garnet endoskarns and pyroxene-garnet exoskarns. This type of mineralization is not common and the ore minerals are observed as disseminations or as minute veins within the epidotized endoskarn zones. The second phase is the magnetite mineralization in the actinolite-epidote exoskarns. This is the main mineralization phase forming the entire magnetite and hematite mineralization in the Karamadazi deposit. The mineralization is in the form of discontinuous pocket and lenses within highly altered exoskarn zones. Sulfide phase is defined by pyrite, chalcopyrite and

chalcocite mineralization along E-W trending calcite-quartz rich fractures. The mineralization mainly took place during syn-to post skarnization. The main ore zone follows the NE-SW direction within the pyroxene-garnet zone. Mineralization is observed as thick 200-300 m long massive bodies in the central parts of the epidote-actinolite exoskarns, while it is observed as 3-4 m long pockets and lenses along the endoskarn-exoskarn transitions. There are strong relationships between the phases of skarnization and mineralization, and the emplacement, crystallization and cooling phases of pluton.

The skarns in the Karamadazi region are the products of two successive phases (Figure 9). These are namely, prograde and retrograde phases. The mineralogical assemblages of each phase are different from each other, but the retrograde assemblage replace and/or superimposed on the prograde assemblages. Pyroxene and garnets within the exoskarn zones were formed during prograde phases; however, epidote, actinolite, and particularly calcite, quartz and pyrite were formed during retrograde phases. During the retrograde phases, the minerals in prograde phases were converted into lower pressure and temperature minerals, and were replaced by them. There is a close association with the skarn phases and the cooling and crystallization histories of the Karamadazi Granite. The intrusion and emplacement of Karamadazi Granite into Yahyalı sequence initiated the extensive isochemical metamorphism and resultant recrystallization within the limestones of the Akbaşı formation. The magmatic fluids released from the granitoid caused metasomatic changes within the recrystallized equivalents of the limestones which then turn into prograde assemblages. Thus, the prograde assemblages are said to be formed during the emplacement of the granitoid. The late stage magmatic fluids evolved from the cooling granitoid, and interaction with meteoric waters caused the alteration of prograde assemblages, and formation of retrograde assemblages. The association of main magnetite mineralization with the retrograde actinolite, epidote, tremolite, and calcite indicate that the main mineralization was formed during the retrograde, and hence during the cooling of the granitoid.

DEĞİNİLEN BELGELER

Abdüselamoğlu, Ş., 1959. Yukarı Seyhan bölgesinde Doğu Toroslarm jeolojik etüdü. MTA Rapor No. 2668.

Abdüselamoğlu, Ş., 1962. Kayseri-Adana arasındaki Doğu Toroslar bölgesinin jeolojisi hakkında rapor. MTA Rapor No. 3264.

Ağar, Ü. ve Kıtay, R., 1962. Kayseri İli Yahyalı İlçesi Karamadazı Köyü Özkoyuncu manyetit zuhuru civarının jeolojisi ve rezervi. MTA Rapor No. 2886.

Ayhan, A., Lengeranlı, Y., Çeltek, N. ve Aksoy, E., 1984. Aladağlar (Batı-Zamantı) yöresi (Yahyalı-Çamardı) jeolojisi ve kurşun-çinko etüdüleri. MTA Rapor No. 7501.

Aytuğ, G., 1964. Kayseri-Yahyalı demir etüdü. MTA Rapor No. 3734.

Baykal, R., 1944. Malatya-Kayseri arasındaki Toroslarm jeolojik yapısı. MTA Rapor No., 1703.

Blumenthal, M., 1941. Niğde ve Adana vilayetleri dahilindeki Toroslarm jeolojisine umumi bir bakış. MTA Yayınları Seri B. No.6, 48 s.

Blumenthal, M., 1944. Kayseri-Malatya arasındaki Toros bölümünün Permokarbonifer arazisi. MTA Dergisi, 1/31, 105-118.

Brennich, G., 1959. Kayseri vilayetindeki Karamadazı ile Yahyalı arasında kalan mıntıkanın jeolojisi. MTA Rapor No. 2758.

Burt, D.M., 1977, Mineralogy and petrology of skarn deposits. Soc. Italiana Mineralogia Petrolgia Rendiconti, 33, 859-873.

Einaudi, M.T., Meinert, L.D., ve Newberry, R.J., 1981, Skarn deposits: Econ. Geol., 75th Anniv. Vol., 317-391.

Jacobson, H.S., Yazgan, D., Arda, T. ve Filibeli, H., 1968. Karamadazı demir madeninin jeolojisi, Kayseri-Türkiye.MTA Rapor No. 4542.

Göncüoğlu, M.C., Toprak, V., Kuşçu, İ., Erler, A., ve Olgun, E., 1991. Orta Anadolu Masifi'nin batı bölümünün jeolojisi, Bölüm 1: Güney Kesim. TPAO Rapor, No. 2909, 140s.

Göncüoğlu, M.C., Erler, A., Toprak, V., Yalınız, K., Olgun, E., ve Rojay, B., 1992, Orta Anadolu Masifi'nin batı bölümünün jeolojisi,

Bölüm 2: Orta Kesim. TPAO Rapor.No. 3155, 76 s

Kuşçu, İ., ve Erler, A., 1998. Mineralizations in collision related setting: Central Anatolian Crystalline Complex, Turkey. International Geology Reviews, 40, 552-565

Meinert, L.D., 1993, Igneous petrogenesis and skarn deposits. R.V. Kirkham, W.D. Sinclair, R.I. Thorpe, and J.M.Duke, (eds.), Geol. Assoc. Can. Special Paper, 40, 569-583.

Metz, K., 1956. Aladağ ve Karanfil dağının yapısı ve bunların Kilikya Torosu tesviye edilen batı kenarı hakkında malumat hususu için yapılan jeolojik etüd. MTA Dergisi, 48, 63-73.

Okay, A.C., 1954. Kayseri, Niğde ve Tuzgölü arasındaki bölgenin jeolojisi. MTA Rapor No. 2252.

Onay, T.Ş., 1952. Kayseri ili Develi ilçesi Yahyalı bucağında Mustafa Koyuncu'ya ait manyetit madeni hakkında maden jeolojisi raporu. MTA Rapor No. 1984.

Oygür, V., Yurt, M.Z., Yurt, F. ve Sarı, İ., 1978. Kayseri-Yahyalı-Karamadazı ve Kovalı yöresi demir madenleri jeoloji raporu. MTA Rapor No. 6609.

Oygür, V., 1986. Karamadazı (Yahyalı-Kayseri) kontak metazomatik manyetit yatağının jeolojisi ve oluşumu. Jeoloji Müh., 27, 1-9.

Özgül, N., 1976. Toroslarm bazı temel özellikleri. Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 19/1, 65-78.

Şenöz, E., 1985. Yahyalı (Kayseri) yöresi demir yataklarının jeolojisi, oluşumu ve kökeni. Cumhuriyet Üniversitesi Müh. Fak. Dergisi, seri A Yerbilimleri, 2/1, s.85-104.

Tekeli, O. 1980. Toroslarda Aladağlarm yapısal evrimi. Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 23/1, 11-14.

Tekeli, O., Aksaya, A., Evren, İ., Işık, A., ve Ürgün, B.M., 1981. Toros ofiyolit projeleri Aladağ Projesi raporu. MTA Rapor No. 6976.

Ulakoğlu, S., 1983. Karamadazı graniti ve çevresinin jeolojisi. Jeoloji Mühendisliği, 17,69-78.

Vache, R., 1964. Antitoroslardaki Bakırdağ kurşun çinko yatakları (Kayseri ili) MTA Dergisi,62, 87-98.



Denizovası-Havadan Yöresi (Yahyalı Doğusu-Kayseri) Pb-Zn Cevherleşmelerinin Genel Özellikleri;

* *

Köken ile ilgili Bir Yaklaşım

General Features Of Pb-Zn Mineralization, Denizovası-Havaaan Region (Eastern Yahyah-Kayseri): An Approach to its Genesis

Osman KOPTAGEL Cumhuriyet Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 58140 Sivas
(e-posta: koptagel@cumhuriyet.edu.tr)

Ahmet EFE Cumhuriyet Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 5/1140 Sivas

Fuat CEYHAN * Cumhuriyet Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 58140 Sivas

Dursun ERİK TCK, İ. Bölge Müdürlüğü, Araştırma Başmühendisliği, 58100 Sivas

Öz

Denizovası - Havadan (Yahyalı doğusu, Kayseri) yöresinde çeşitli yaşlarda, çoğunlukla karbonatlı, kavaçlar yer almaktadır. Tektonostratigrafik anlamda Siyah Aladağ Napı ve Beyaz Aladağ Napı olarak tanımlanan bu kayaç gruplarının litpstratigrafik dizilimleri, (Siyah Aladağ Napı için); Üst Devoniyen yaşlı Harabe Formasyonu, Karoörürer yaşlı Köşkdere Formasyonu, Alt Permiyen yaşlı Şanoluk Formasyonu, Üst Permiyen yaşlı Zindandere Formasyonu, Jura-Alt Kretase yaşlı Uzunkoltepe Kireçtaşı, (Beyaz Aladağ Napı için); Orta-Üst Triyas yaşlı Karaköy Kireçtaşı, Jura-Alt Kretase yaşlı Uzunkoltepe Kireçtaşı, (İst Kretase yaşlı Zigaderesi Kireçtaşı olarak sıralanabilir. Yörede, bu kayaç gruplarının dışında Üst Kretase yerleşim yaşlı Ofiyolitik seri kayaçlar. Üst Miyosen - Pliyosen yaşlı volkanitler ve Miyosen yaşlı kırıntılı kayaçlar da yer almaktadır.

Yörede çok sayıda Pb-Zn cevherleşmesi yer almakta olup bunlar Siyah Aladağ Napına ve Beyaz Aladağ Napına ah karbonatlı kayaçlar içerisinde gözlenmektedirler. Siyah Aladağ Napındaki cevherleşmeler (8 adet cevherleşme) Denizovası Köyü çevresinde izlenirler ve cevherleşmelerin yan kayaçlarını Üst Permiyen yaşlı Zindandere Formasyonu kireçtaşları ile Jura-Alt Kretase yaşlı Uzunkoltepe kireçtaşları oluşturmaktadır. Beyaz Aladağ Napındaki cevherleşmeler (8 adet cevherleşme) ise Havadan Köyü çevresinde izlenirler ve cevherleşmelerin yan kayaçlarını Jura-Alt Kretase yaşlı Uzunkoltepe kireçtaşları oluşturmaktadır.

Yöredeki cevherleşmelerin onbeş tanesi KD-GB doğrultulu faylanmalar ile ilişkili epigenetik oluşum özelliğindedir. Üst Permiyen yaşlı Zindandere Formasyonu içerisinde yer alan bir cevherleşme ise faylanmalar ile ilişkili olmayan sinjenetik bir oluşum özelliğindedir. Cevherleşmelerin tamamı önemli oranda karbonatlaşmış ve/veya sülfatlaşmışlardır.

Mikroskopik gözlemler ve XRD incelemelere göre cevherleşmelerin parajenezinde birincil mineral olarak galenit, sfalerit, pirit ve markazit, ikincil mineral olarak da simitsonit, serusit, anglezit, götit, lepidokrozit ve kovellin gibi mineraller bulunmaktadır. Bu minerallerle çoğunlukla kalsit, değişik oranlarda da dolomit ve kuvars eşlik etmektedir.

Cevherleşmelerin içerisinde yer aldıkları Üst Permiyen yaşlı Zindandere Formasyonu kireçtaşlarından ve Jura-Alt Kretase yaşlı Uzunkoltepe kireçtaşlarından çalışma alanının çeşitli yerlerinden derlenen örneklerde Pb, Zn, Cu, Fe, Co ve Ni gibi eser elementlerin dağılımı incelenmiştir. Analiz sonuçlarının bu elementler bakımından değerlendirilmesinde, çevre ve yan kayaçların ortalama değerlerinin kireçtaşlarındaki ortalama bolluk değerlerinden, genel anlamda, oldukça yüksek değerler sundukları gözlenmiştir.

İnceleme alanındaki cevherleşmelerin karbonatlı kayaçlar içerisinde yer almaları, cevherleşmelerin yakın çevresinde herhangi bir magmatik faaliyet ya da izine rastlanmaması, cevher-yankayaç dokunalemlerinde herhangi bir değişim/dönüşüm gözlenmemesi, cevherleşmelerin birincil minerallerinin mineralojik çeşitlilik/parajenez bakımından oldukça zayıf olması, cevherleşmelerde markazit türü düşük oluşum sıcaklığı yanıtan minerallerin gözlenmesi, cevherleşmelerin önemli oranlarda karbonatlaşmış/sülfatlaşmış olması ve cevherleşmeye yataklık eden kayaçların bazı eser elementer bakımından kireçtaşlarındaki ortalama bolluk değerlerinde göre yüksek değerler sundukları önemli bulgulardandır.

Bu çalışmadan elde edilen bulgular ve Aladağlar' in jeolojik evrimi birlikte değerlendirildiğinde; Denizovası-Havadan yöresindeki cevherleşmelerin, ilksel olarak, Doğu Akdeniz denizel ortamında Alt (veya Orta) Triyas' da sözkonusu olan riftleşmenin öncesinde (kıtasa kabuğun kırılmasının ilk evrelerinde) simjenetik olarak oluştuğu, daha sonra ise Senoniyen' de blok faylanmaların gelişimi sırasında Permiyen - Senoniyen yaş aralığındaki tüm karbonatlı kayaçlarla birlikte bu cevherleşmelerin de faylanmaya uğradıkları ve izleyen süreçte birincil cevherleşmelerin tektonizma-deniz suyu kontrolü altında, epigenetik biçimde, süreksizlik zonlarında ikincil olarak zenginleştikleri sonucuna ulaşılmıştır.

Anahtar Kelimeler: Denizovası-Havadan, Kayseri, Pb-Zn Cevherleşmesi, Zamanlı Provensi

Abstract

There are different aged rocks, mainly carbonates, in the Denizovası-Havadan region (Eastern Yahyalı, Kayseri). These carbonate rocks have two main parts as a tectonostratigraphic unit, which were named Siyah Aladağ Nappes and Beyaz Aladağ Nappes. Siyah Aladağ Nappe includes Upper-Devonian Harabe Formation, Carboniferous Köşkdere Formation, Lower Permian Şanoluk Formation, Upper Permian Zindandere Formation, Jurassic-Lower Cretaceous Uzunkoltepe Limestone, whereas Beyaz Aladağ Nappe has Middle-Upper Triassic Karaköy Limestone, Jurassic-Lower Cretaceous Uzunkoltepe Limestone, Upper Cretaceous Zigaderesi Limestone. The additional lithological units in the region are also Upper Cretaceous ophiolites, Upper Miocene-Pliocene volcanites and Miocene sediments.

A lot of lead-zinc mineralizations are located in the region, and all of them are situated in the Siyah Aladağ and Beyaz Aladağ limestones. Siyah Aladağ Nappe's mineralizations (8 mineralizations) are closed to Denizovası district. Host rocks of these mineralizations consist of Upper Permian aged Zindandere Formation limestone and Jurassic-Lower Cretaceous aged Uzunkoltepe limestone. Beyaz Aladağ Nappe's mineralizations (8 mineralizations) are closed to Havadan district. Host rocks of these mineralizations consist of Jurassic-Lower Cretaceous aged Uzunkoltepe limestones.

Fifteen mineralizations of the region, which are epigenetic occurrences, connected with the NE-SW direction faulting. However, one mineralization in the Zindandere Formation limestones, unrelated with the faulting, which are syngenetic occurrences. Lead-zinc mineralizations are mostly carbonated and/or sulphated.

According to microscopic observations and XRD determination reflected the mineralogical paragenesis consisting of primary minerals as galena, sphalerite, pyrite, marcasite, and secondary minerals as smithsonite, cerussite, anglesite, goethite, lepidocrocite and covellite. Mainly calcite and accessory dolomite and quartz are accompanied with other minerals.

Some trace elements such as Pb, Zn, Cu, Fe, Co and Ni analysed from the host rock collected from Zindandere Formation limestones and Uzunkoltepe limestones. According to the trace element analysis; samples represented trace element contents extremely higher than the abundance average of limestones.

Important observations of lead-zinc mineralization in the investigated area are as follows; mineralizations settle in the carbonate rocks, magmatic activity is not observed around the mineralization, ore-host rock contact is sharp and does not show an alteration zone, poor mineral paragenesis, occurrence of marcasite consider as the indicator of lower formation temperature, all of mineralizations mostly carbonated/sulphated, trace element content of host rock is very rich.

Findings of the present study and geological evolution of the Aladağ region may be interpreted together; Pb-Zn mineralizations in Denizovası-Havadan region, firstly, deposited as syngenetic origin in marine environment before rifting in Lower (or Middle) Triassic in the Eastern Mediterranean, later, block faulting developed in the region in Senonian. These faults affected Permian-Senonian rocks and napping occurred in the region. However, during and/or later napping, secondary mineralizations enriching in the fault zones from the primary mineralizations (syngenetic mineralizations) and they were dissolved under the influence of the tectonism -sea water.

Key Words: Denizovası-Havadan, Kayseri, Pb-Zn Mineralizations, Zamanlı Ore Province

* 10.4.2000 tarihinde kaybettik.

GİRİŞ

Karbonat yan kayaçlı Pb-Zn cevherleşmelerinin yoğun olarak gözleendiği Denizovası-HavadanYöresi, Yahyalı ilçesinin (Kayseri) yaklaşık olarak 20 km doğusunda, Zamantı Pb-Zn provensinin KD kesiminde yer almaktadır (Şekil 1). Madencilik faaliyetlerinin yaklaşık olarak 4000 yıl önceye kadar uzandığı tahmin edilen yöre, zengin yeraltı kaynaklan potansiyeli ve Doğu Akdeniz bölgesinin jeolojik evrimini açıklayıcı veri ve özellikleri nedeni ile yerbilimcilerin devamlı olarak ilgisini çekmiştir. Yörede bölgesel bazda ilk sistematik incelemeler Blumenthal (1952) ile başlamıştır. Bu araştırmacıyı izleyen dönemde Özgül (1976), Tekeli (1980), Tekeli ve diğ. (1984), Ayhan ve Lengeranlı (1986) gibi araştırmacılar temel jeolojik problemlerin çözümüne yönelik, İmreh (1965), İskit ve Vohyzka (1965), Türkünal (1965), Vaché (1964), İskit (1967a,b), Ayhan (1983), Ulakoğlu (1983), Tüzün (1985), Çevrim ve diğ., (1986), Lengeranlı (1986), Lengeranlı ve diğ. (1986) ile Çopuroğlu (1996) gibi araştırmacılar ise yöredeki Pb-Zn cevherleşmelerinin kökenlerine ilişkin çalışmalar yapmışlardır.

Bu çalışma kapsamında; Denizovası-Havadan yöresinde yer alan Pb-Zn cevherleşmelerinin cevher-yankayaç ilişkileri, yataklanma şekilleri, cevher mikroskopisi, kayaç kimyası gibi özellikleri birlikte ele alınarak, önceki araştırmacıların bulguları ve bölgenin jeolojik evrimi birlikte değerlendirilecek ve yöredeki Pb-Zn cevherleşmelerin kökenine yaklaşımda bulunulmaya çalışılacaktır.

İNCELEME ALANININ JEOLJİSİ

Bölgesel Jeoloji

Yörede, Blumenthal (1952)' i izleyen dönemde genel anlamda bölgesel çalışmalar Özgül (1976) ve Tekeli (1980) ile Tekeli ve diğ. (1984) ile Ayhan ve Lengeranlı (1986) tarafından gerçekleştirilmiş olup, araştırmacılar yöredeki kayaç gruplarını, onların birbirleri ile olan çeşitli ilişkilerinden hareketle çeşitli "birlik" ve "naplara" ayırtlamışlardır.

Özgül (1976) batıdan doğuya doğru tüm Toros kuşağı boyunca yaptığı incelemelerde, Toroslarda birbirinden değişik havza koşullarını yansıtan,

stratigrafi, metamorfizma özellikleri, kayaç türleri ve günümüzdeki yapısal konumları ile birbirinden ayırtlanabilen kayaç gruplarını Bolcardağı, Aladağ, Geyikdağı, Alanya, Bozkır ve Antalya Birlik' leri şeklinde ayırtlamıştır. Tekeli (1980) ile Tekeli ve diğ. (1984) ise Özgül (1976)' e göre daha dar bir alanda Yahyalı (Kayseri) ile Pozantı (Adana) arasında kalan Aladağlar yöresinde yer alan Üst Devoniyen' den Alt Kretase' ye değin uzanan çoğunlukla platform tipi karbonatlı (yer yer de kırıntılı) kayaçları naplı yapılarından hareketle çeşitli nap dizinlerine (alttan üste doğru Yahyalı, Siyah Aladağ, Minaretepeler, Çataloturan, Beyaz Aladağ Napları) ayırtlamıştır (Şekil 1). Nap dokunaklarında ofiyolitik karışıklar izlenmekte olup, tüm nap dizinlerinin en üstünde Aladağ Ofiyolit Napı yer almaktadır. Ayhan ve Lengeranlı (1986) ise Aladağlar yöresinde (Yahyalı ile Demirkazık arasındaki bölge) Yahyalı, Siyah Aladağ, Minaretepeler ve Çataloturan Naplarının tektonostratigrafik özelliklerini detaylıca incelemişler ve karşılaştırmalar yapmışlardır.

Litolojik Birimler

İnceleme alanında gözlenen litolojik birimler, esas olarak, Üst Devoniyen - Üst Kretase yaş aralığında çökelmiş karbonatlı kayaçlardan oluşmaktadır. Bu çalışma kapsamında özellikle Paleozoyik yaşlı karbonatlı kayaçların tanımlanmasında ve yayılımlarının belirlenmesinde Lengeranlı ve diğ (1986) ile Ayhan ve Lengeranlı (1986)' dan geniş ölçüde yararlanılmıştır. Tektonostratigrafik anlamda Siyah Aladağ Napı ve Beyaz Aladağ Napları olarak tanımlanan bu kayaç gruplarının naplardaki dizilimleri, (Siyah Aladağ Napı için); Üst Devoniyen yaşlı Harabe Formasyonu, Karbonifer yaşlı Köşkdere Formasyonu, Alt Permiyen yaşlı Sarıoluk Formasyonu, Üst Permiyen yaşlı Zindandere Formasyonu, Jura-Alt Kretase yaşlı Uzunkoltepe Kireçtaşı, (Beyaz Aladağ Napı için); Orta-Üst Triyas yaşlı Karaköy Kireçtaşı, Jura-Alt Kretase yaşlı Uzunkoltepe Kireçtaşı, Üst Kretase yaşlı Zigaderesi Kireçtaşı olarak sıralanabilir. Bunların dışında Üst Kratese yerleşim yaşlı ofiyolitik seriyeye ait kayaçlar, Üst Miyosen - Pliyosen yaşlı volkanitler ve Miyosen yaşlı kırıntılı kayaçlar yörede gözlenen diğer kayaç birimlerini oluşturmuşlardır.

Üst Devoniyen - Üst Kretase yaş aralığında çökelmiş ve kesiksiz bir istif sunan litolojik birim-

DENİZOVASI-HAVADAN YÖRESİ (YAHYALI DOĞUSU-KAYSERİ) PbZn CEVHERLEŞMELERİNİN GENEL ÖZ.

lerin inceleme alanındaki yayılımları Şekil 2' de yer almakta olup, birimlerin kayatürü özellikleri aşağıda özetlenmiştir..

Harabe Formasyonu : Bu formasyon açık yeşilimsi gri-kahverengi renkli, yer yer çapraz tabakalı, silttaşları ve bunlarla ara katkılı koyu renkli kireçtaşlarından oluşmaktadır. Silttaşları, kuvars, feldispat ve az miktarda da mika içermektedir.

Köşkdere Formasyonu: Formasyon, altta kuvarsit ara katkılı gri-açık gri renkli, bol makro ve mikro fosil içeren genellikle ince'- orta, bazen kaim tabakalı kireçtaşlarından oluşmaktadır. Kireçtaşları kalınlıkları cm ile birkaç m arasında değişen çört seviyeleri de içermektedirler.

Sarıoluk Formasyonu: Formasyonda, altta kireçtaşları bunların üzerinde ise kuvarsitler bulunmaktadır. Formasyon tabanında bulunan kireçtaşları açık kahverengimsi gri renkte, olup tabaka kalınlıkları 0,5-1,5 m arasında değişmektedir.

Zindandere Formasyonu: Formasyon, gri-koyu gri ve siyah renkli tabaka kalınlığı 5 cm ile 2 m arasında değişen, iyi tabakalı kireçtaşlarından oluşmaktadır. Kireçtaşları bol miktarda Mizzia fosili içermekte olup, fosiller genellikle kaim kireçtaşı tabakaları arasındaki ince killi seviyelerde gözlen-

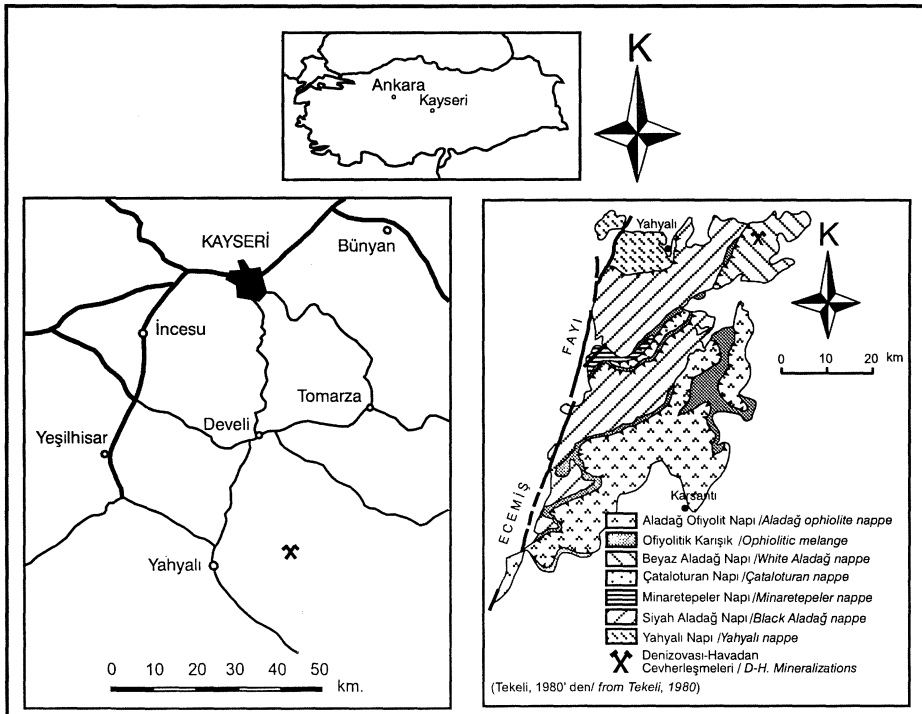
mektedir.

Karaköy Kireçtaşı: Bu birimi açık gri - beyazımsı, yer yer bej renkli, ince-orta kalınlıkta tabakalanmalar gösteren kireçtaşları oluşturmaktadır. Bu birimi oluşturan kireçtaşları içerisinde çört oluşumlarını da sıklıkla görmek olasıdır.

Uzunkoltepe Kireçtaşı: Birimi, açık gri-kahverengimsi, bejimsi renklere kireçtaşları, dolomitik kireçtaşı ve/veya dolomit seviyeleri ile çörtler oluşturmaktadır. Birimin taban seviyeleri kireçtaşlarından oluşmakta, üst seviyelere doğru ise dolomitik kireçtaşı ve/veya dolomit seviyelerine geçilmektedir.

Zigaderesi Kireçtaşı: Birimi çoğunlukla açık gri-bej renkli, belirgin katmanlı kireçtaşları ve kireçtaşları içerisinde çoğunlukla düzensiz görünümlü yer yer ise merceğimsi şekilli çört yumruları oluşturmaktadır.

Basyayla Ofiyolitli Karışığı: Birim, çalışma alanında küçük yüzlekler vermesi nedeni ile üyelerine ayırlanamamıştır. Karışığı esas olarak serpantinler ve serpantinleşmiş harzburjit ve dünit gibi ultramafik kayalar oluşturmaktadır. Ancak, Ayhan ve Lengeranlı (1986)'ya göre bu birim çörtlü pelajik kireçtaşlarını, türbiditik çökelleri,



Şekil 1: İnceleme alanının coğrafik konumu ve Aladağlar' m yapısal haritası.

Figure 1: Geographic position of the investigated area and structural map of the Aladağ Belt.

serpantinitle ve doleritik daykarmı da kapsamaktadır.

Göynük Formasyonu : Formasyonu bazalt türü volkanitler, aglomera, tuf ve volkan külü oluşturmaktadır. Aglomera tabakaları metrelerce kalınlığına sahip olup büyük boyutlu bazalt blokları da içermektedirler. Kuzeyde, inceleme alanın dışında kaim bazalt tabakaları oldukça geniş alanlar kaplamaktadır.

Zebil Formasyonu: Formasyonu çakıltaşı, kumtaşı ve çamurtaşı ardalanması oluşturmaktadır. Esas olarak kireçtaşı, çört, ultramafit ve çeşitli metamorfik kayaç parçacıkları ile temsil edilen polijenetik çakıllardan oluşan konglomeralar formasyonun taban seviyelerinde yaygındır. Formasyonun daha üst seviyelerine doğru kumtaşı ve çamurtaşı tabakalarına daha sıklıkla rastlanmıştır.

Alüvyon: İnceleme alanında çoğunlukla eski akarsu yataklarında gözlenen, yöredeki tüm birimlerden türemiş, pekişmemiş, serbest taneli birikintiler alüvyon olarak tanımlanmıştır.

MADEN JEOLJİSİ

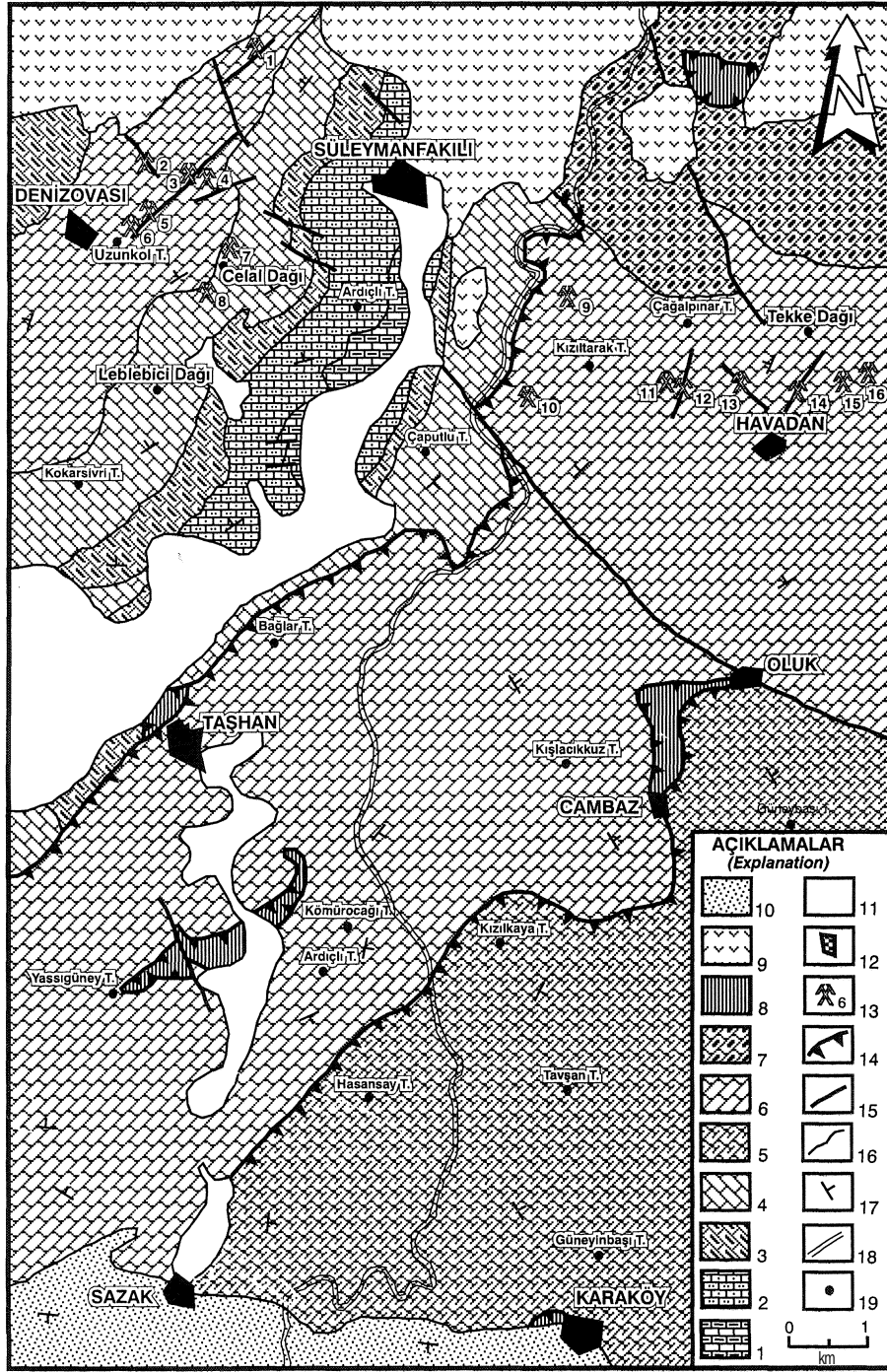
Madencilik faaliyetlerinin yaklaşık olarak 4000 yıl önceye kadar uzandığı tahmin edilen inceleme alanı ve yakın çevresinde, pek çok cevher kazı alanı bulunmasına karşın jeolojik gözlem ve inceleme olanağı bulunabilmiş toplam 16 adet Pb-Zn cevherleşmesi yer almaktadır (Şekil 2). Bu cevherleşmelerden 8 tanesi Denizovası Köyü yakın civarında, Siyah Aladağ Napma aît tektonostratigrafik ünite içerisinde, diğer 8 cevherleşme ise Havadan Köyü çevresinde, Beyaz Aladağ tektonostratigrafik ünitesi içerisinde yer almaktadır. Yöredeki cevherleşmelerin büyük çoğunluğu (14 cevherleşme) Jura - Alt Kretase yaşlı Uzunkoltepe Kireçtaşı birimi içerisinde, diğer 2 cevherleşme ise Üst Permiyen yaşlı Zindendere Formasyonu kireçtaşları içerisinde bulunmaktadır.

Bu cevherleşmelerden, Denizovası Köyü yakınlarındaki cevherleşmeler; Kızılocak Cevherleşmesi (1), Kurşunlu Ocak Cevherleşmesi (2), Denizovası Ana Kuyu Cevherleşmesi (3), Yeni Ocak Cevherleşmesi (4), Yarma 1 Cevherleşmesi (5), Yarma 2 Cevherleşmesi (6), Celaldağı Anakuyu Cevherleşmesi (7) ve Celaldağı Desandre

Cevherleşmesi (8) olarak, Havadan Köyü yakınlarındaki cevherleşmeler ise; Çakılpar Cevherleşmesi (9), Köprüüstü Cevherleşmesi (10), Tekke Cevherleşmesi (11), Türbeüstü Ocak Cevherleşmesi (12), Karnıyarık Dere Cevherleşmesi (13), Köyüstü Ocak Cevherleşmesi (14), Havadan Cevherleşmesi (15) ve Kantarbeli Cevherleşmesi (16) olarak isimlendirilmiştir (Şekil 2).

Yöredeki cevherleşmelerin çevre ve yan kayaçları konumunda olan karbonatlı kayaçlar genellikle gri, nadiren de açık kahve renklidirler. Çoğunlukla orta, yer yer de kaim tabakalanmalar gözlenmekle birlikte sık sık masif bir yapıda da izlenen karbonatlı kayaçlar kireçtaşı, dolomitik kireçtaşı ve dolomit özelliğinde olup, özellikle Triyas - Kretase yaş aralığında olanları çört katkıları içermektedirler. Bol kırık ve çatlaklı olan bu kayaçlarda karbonatlı kayaçların yüzeysel ortam koşullarında geliştirdikleri karstik yapı çeşitleri yaygın olarak izlenebilmektedir.

Denizovası - Havadan yöresinde yer alan cevherleşmeler iki farklı biçimde yataklanmışlardır. Yöredeki cevherleşmelerin çok büyük bir çoğunluğu (Denizovası kesiminde 7 ve Havadan kesiminde de 8 adet olmak üzere toplam 15 cevherleşme) tektonik anlamda süresizlik ifadesi olan faylanmalar ile yakın ilişkilidirler. Ancak, Denizovası Köyü yakınlarındaki Celaldağı Desandre Cevherleşmesi ise faylanmalar ile ilişkili olmayan bir konumdadır ve yan kayaçları ile uyumlu bir görünüm sergilemektedir. İnceleme alanındaki cevherleşmelerin kökenlerinin tanımlanmasında ve cevherleşmelerin oluşum şekillerinin açıklanmasında son derece önemli olan faylarla ilişkili olmayan Celaldağı Desandre Cevherleşmesi ile faylarla ilişkili cevherleşmeler birbirinden ayrı iki yataklanma şekli olarak ele alınacaktır. Bunun yamsıra, faylarla ilişkili cevherleşmelerden Celaldağı Anakuyu Cevherleşmesi hariç diğerlerinin hem aynı tür yan kayaçlara sahip olmaları hem de cevherleşmelerin benzer yataklanma şekilleri göstermeleri, genel özellikler bazında, cevherleşmeler tek tek ele alındığında özelliklerinin sıkça tekrarlanmasına neden olunacağından bu cevherleşmelerin toplu olarak ele alınması yararlı bulunmuştur.



Şekil 2: Denizovasi-Havadan yöresinin jeoloji haritası (Paleozoyik yaşlı birimlerin sınır ilişkilerinin belirlenmesinde Ayhan ve Lengeranlı, 1986 ile Lengeranlı ve diğ., 1986' dan yararlanılmıştır) (1.Harabe Formasyonu, 2.Köşkdere Formasyonu, 3.Sarıoluk Formasyonu, 4.Zindandere Formasyonu, 5.Karaköy Kireçtaşı, 6.Uzunkoltepe Kireçtaşı, 7.Zigaderesi Kireçtaşı, 8.Başayla Ofiyolitli Karışığı, 9.Göynük Formasyonu, 10.Zebil Formasyonu, 11.Alüvyon, 12.Yerleşim yeri, 13.Cevherleşme, 14.Bindirme, 15.Fay, 16.lö. Dokunak, 17.Tabaka Konumu, 18.S.Zamanti Nehri, 19.Tepe)

Figure 2: Geological map of the Denizovasi-Havadan area. (Paleozoic aged units boundaries designed from Ayhan and Lengeranlı, 1986 with Lengeranlı et al, 1986) (1.Harabe Formation, 2.Köşkdere Formation, 3.Sarıoluk Formation, 4.Zindandere Formation, 5.Karaköy Limestone, 6.Uzunkoltepe Limestone, 7.Zigaderesi Limestone, 8.Başayla Ophiolitic Melange, 9. Göynük Formation, 10.Zebil Formation, 11.Alluvium, 12.Settlement, 13.Mineralization, 14. Thrust, 15.Fault, 16. Contact, 17.Strike and dip, 18.Zamanti River, 19.Hill)

Faylarla ilişkili Cevherleşmeler

Denizovası - Havadan yöresinde yer alan cevherleşmelerden Kızılocak, Kurşumluocak, Denizovası Ana Kuyu, Yeni Ocak, Yarma 1, Yarma 2, Celaldağı Anakuyu, Çakılpar, Köprüüstü, Tekke, Türbeüstü, Karnıyarık Dere, Köyüstü, Havadan ve Kantarbeli cevherleşmeleri faylanmalar ile ilişkili oluşumlardır. Bu cevherleşmelerden Denizovası Köyü yakınlarındaki Celaldağı Anakuyu Cevherleşmesi Zindandere Formasyonu içerisinde yer almaktadır. Cevherleşmenin yan kayacını Üst Permiyen yaşlı gri-koyu gri ve siyah renkli, tabaka kalınlığı 5 cm ile 2 m arasında değişen, iyi tabakalı, yer yer dolomitik özellikler taşıyan, ince killi seviyeler içeren kireçtaşları oluşturmaktadır. Cevherleşme faylanma ile ilişkili bir oluşumdur ve $K30^{\circ}D / 40^{\circ} KB$ konumlu, eğim atımlı normal bir faylanmanın fay zonunda yer almaktadır. Fay zonu içerisinde yer yer karst boşluklarına da rastlanmaktadır.

Cevher - yan kayaç geçişi dereceli olmayıp oldukça keskindir. Bu geçişde genellikle killi düzeyler de gözlenmektedir. Fay killeri olarak değerlendirilen bu düzeyler genellikle cevher minerallerinin kırıntılarını da içermektedirler. Fay zonu içinde gelişmiş karstik boşlukların bazılarında yer yer dolgu şeklinde cevher birikimleri de gözlenmektedir. Celaldağı Ana Kuyu cevherleşmesinde, makroskopik boyutta karbonatlı cevher mineralleri hakimdir. Karbonatlı cevher mineralleri genellikle toprağımsı görünümde olup, çoğunlukla kahvemi-kırmızımsı renktedirler. Cevherleşmede sülfürlü cevher mineralleri ender gözlenmekte olup, en sık rastlanan sülfürlü mineral galenittir.

Celaldağı Anakuyu Cevherleşmesi dışında Denizovası - Havadan yöresinde yer alan cevherleşmelerden Kızılocak, Kurşumluocak, Denizovası Ana Kuyu, Yeni Ocak, Yarma 1, Yarma 2, Çakılpar, Köprüüstü, Tekke, Türbeüstü, Karnıyarık Dere, Köyüstü, Havadan ve Kantarbeli cevherleşmeleri Uzunkoltepe Kireçtaşı birimi içerisinde yer almaktadırlar.

Bu cevherleşmelerin yan kayacını Jura - Alt Kretase yaşlı kireçtaşları oluşturmaktadır. Bu kireçtaşları açık gri-kahverengimsi, bejimsi renklere kalınlıkları 20 cm' den 1-2 m ye kadar değişen kireçtaşı tabakalarından ve hemen hemen

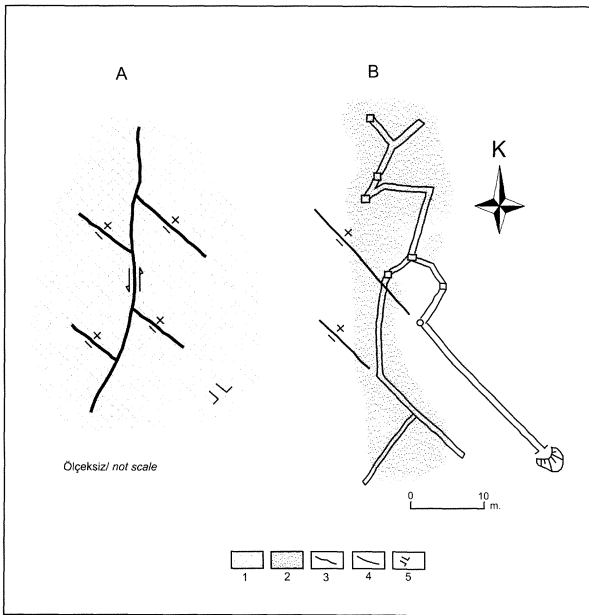
benzer renklerdeki dolomitik kireçtaşı ve/veya dolomit seviyelerinden ve çört seviyelerinden oluşmaktadır. Cevherleşmeler bu kireçtaşların faylarla kesilmiş kesimlerinde, fay zonları ile ilişkili olarak gözlenmektedirler. Bu cevherleşmelerden Kurşumluocak cevherleşmesi $K25^{\circ}B$ konumlu sağ yanal doğrultu atımlı bir fay zonu içerisinde, Kızılocak, Denizovası Ana Kuyu, Yeni Ocak, Yarma 1 ve Yarma 2 cevherleşmeleri ise $K35^{\circ}-40^{\circ}D / 70^{\circ}-75^{\circ} KB$ konumlu eğim atımlı normal bir fay zonu içerisinde yer almaktadırlar. Yaklaşık olarak $K25^{\circ}B$ konumlu sol yanal bir doğrultu atımlı fay tarafından iki ana parçaya ayrılan $K35^{\circ}-40^{\circ}D / 70^{\circ}-75^{\circ} KB$ konumlu eğim atımlı normal bir fay zonu içerisinde yer alan bu cevherleşmelerden Kızılocak cevherleşmesi cevherli fay zonunun KD tarafında diğer dört cevherleşme ise GB tarafında yer almaktadırlar. Çakılpar cevherleşmesi $K70^{\circ}-75^{\circ}D$ konumlu doğrultu atımlı bir fay zonu içerisinde, Köprüüstü cevherleşmesi $K60^{\circ}-65^{\circ}D$ konumlu doğrultu atımlı bir fay zonu içerisinde, Tekke $K25^{\circ}D$ konumlu doğrultu atımlı bir fay zonu içerisinde, Türbeüstü $K40^{\circ}-45^{\circ}B / 50^{\circ}-55^{\circ} GB$ konumlu eğim atımlı bir fay zonu içerisinde, Karnıyarık Dere cevherleşmesi $K50^{\circ}-55^{\circ}B$ konumlu doğrultu atımlı bir fay zonu içerisinde, Köyüstü cevherleşmesi $K50^{\circ}D$ konumlu doğrultu atımlı bir fay zonu içerisinde, Havadan ve Kantarbeli cevherleşmeleri ise birbirlerini izler biçimde $K75^{\circ}-80^{\circ}D$ konumlu doğrultu atımlı bir fay zonu içerisinde yer almaktadırlar. Üst Permiyen yaşlı kireçtaşların yan kayaç olarak gözlendiği Celaldağı Anakuyu Cevherleşmesinde olduğu gibi bu cevherleşmelerde de üretim faaliyetleri sırasında karstik boşluklarda cevher birikintilerine de rastlanmaktadır.

Toprak örtüsünün iyi gelişmediği ya da hiç olmadığı arazi kesimlerinde saha gözlemleri ile de izlenebilen, tektonik yapıya bağlılık en iyi şekilde Tekke Cevherleşmesinde izlenmektedir (Şekil 3). Normal fayların yaklaşık $K25^{\circ} D$ yönelimli sol yanal doğrultu atımlı bir fay tarafından ötelendiği bu tektonik çatı maden işletmecileri tarafından da kılavuz olarak kullanılmaktadır. Cevherleşmelerde cevherli seviyelerin kalınlığı çok değişken olup birkaç santim ile birkaç metre arasında değişmekte, yer yer daralıp genişlemektedir.

Bu cevherleşmelerin tamamında (Celaldağı

DENİZOVASI-HAVADAN YÖRESİ (YAHYALI DOĞUSU-KAYSERİ) PbZn CEVHERLEŞMELERİNİN GENEL ÖZ.

Anakuyu Cevherleşmesinde olduğu gibi) cevher-yan kayaç geçişinde herhangi bir derecelenme ya da kademeli geçiş söz konusu değildir. Cevher-yan kayaç geçişi oldukça keskindir. Bunun yanı sıra cevher-yan kayaç dokunakları çoğunlukla ezik görünümündedir ve yan kayalarda herhangi bir kimyasal değişim/dönüşüm veya değişim / dönüşüm izi gözlenmemiştir. Cevherleşmeler büyük çoğunlukla karbonatlaşmış / sülfatlaşmışlardır. Cevherleşmelerde el örneği düzeyinde karbonatlı Zn ve Pb mineralleri (Simitsonit ve Serusit) yaygın olup limonit grubu demir-hidroksitli mineraller de (götüt-lepidokrozit) bu parajenez sıklıkla katılmaktadırlar. Yoğun karbonatlaşma ve/veya sülfatlaşmaların geliştiği kesimlerde dahi yer yer korunmuş sülfürlü minerallere de rastlanabilmektedir. Makroskopik gözlemler sırasında, cevherleşmelerin büyük çoğunluğunda, sülfürlü minerallerden sadece galenit tanımlanabilmiştir. Büyüklükleri oldukça değişken olan galenitler karbonatlaşmış / sülfatlaşmış cevherleşmeler içinde 0,1 - 30 cm arasında değişen boyutlara sahip kütleler şeklinde izlenmişlerdir.



Şekil 3: Tekke Cevherleşmesinde faylanma ve cevherleşme arasındaki yapısal ilişki (A: Yüzey, B: Yeraltı Görünümü) (1. Alt Jura - Alt Kretase kireçtaşları, 2. Cevherleşme, 3. Normal fay, 4. Doğrultu atımlı fay, 5. Galeri)

Figure 3: Structural relationships of faulting and mineralization of Tekke Mineralization (A: Surface, B: Underground View). (1. Lower Jurassic - Lower Cretaceous limestone, 2. Mineralization, 3. Normal fault, 4. Strike slip fault, 5. Gallery)

Galenitlerin dış zonlarının değişime uğradıkları (karbonatlaşma / sülfatlaşma) da sıklıkla gözlenmiştir. Sadece Kızılocak cevherleşmesinde galenitlerin yamsıra, galenit kütleleri içinde, az miktarlarda dahi olsa, karbonatlaşmalardan korunmuş küçük sfalerit kristallerine de rastlanmıştır.

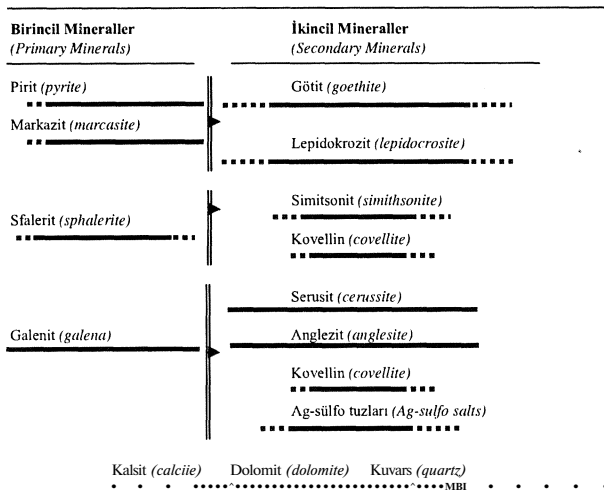
Cevherleşmelerde yeraltı maden işletmeciliği faaliyetleri sürdürülmekte olup, faaliyetlerin devamlılığında talep durumu etkili olmaktadır. Talep durumuna göre yıl içerisinde üretim faaliyetlerinin gelişiminde de değişimler gözlenebilmektedir.

Faylarla İlişkili Olmayan Cevherleşme

Denizovası Köyü'nün yaklaşık 2 km güneydoğu kesiminde, Celal Dağı zirvesinin yaklaşık 500 m güneybatı kesiminde yer alan ve Celaldağı Desandre Cevherleşmesi olarak adlandırılan cevherleşme yan kayaçları ile ilişkisi bakımından yöredeki cevherleşmelerden oldukça farklı bir durum sergilemektedir.

Cevherleşmenin yan kayacını Üst Permiyen yaşlı Zindandere Formasyonu'na ait kireçtaşları oluşturmaktadır. Yan kayaç ile uyumlu olan cevherleşme tabaka şeklinde olup, stratigrafik olarak, Zindandere Formasyonu'nun üst seviyelerinde yer almaktadır.

Cevher seviyesinin kalınlığı 60 - 70 cm arasında değişmektedir. Yankayaç ile uyumlu olarak yataklanmış cevherleşmede cevher - yankayaç



Şekil 4: Havadan-Denizovası Pb-Zn cevherleşmelerindeki parajenetik ilişki.

Figure 4: The paragenetic relationships of the Havadan-Denizovası Pb-Zn mineralizations.

geçişini kesindir. Cevherleşmede, cevher-yan kayaç dokunağında herhangi bir alterasyon izi ve/veya mineralojik değişim/dönüşüme rastlanmamıştır.

Celedağı Desandre Cevherleşmesinde el örneği düzeyinde cevher mineralleri ayırt edilememekle birlikte, demir minerallerinin yoğun olduğu kesim kırmızı rengi ile karbonatlı cevher minerallerinin olduğu kesim ise sarımsı kahve rengi ile belirgindir. Bu cevherleşmede de yer yer küçük boyutlu galenit kristallerine de rastlanmaktadır.

CEVHER MİKROSKOPİST

Cevherleşmelerin mineral parajenezini ortaya çıkarmak ve mikro yapı-doku özelliklerini tespit etmek amacı ile hazırlanan parlatma blokları ve parlak kesitlerde yapılan üstten aydınlatmalı optik mikroskopi incelemelerine göre cevherleşmelerin parajenezinde simitsonit, seruzit, anglezit, demirhidroksit grubu mineraller (götit-lepidokrozit), galenit, sfalerit, pirit, markazit, kovellin, Ag-sülfo tuzlan ile kalsit, dolomit ve kuvarsın bulunduğu saptanmıştır (Şekil 4). Bazı durumlarda karbonatlı cevher minerallerinin birbirlerinden ve gang minerallerinden ayrılmasında X-Işınları Diffraktometresinden (XRD) yararlanılmış olup parajenezdeki minerallere ait bazı özellikler aşağıdaki şekilde sıralanmıştır.

Simitsonit ($ZnCO_3$) : Işığı geçiren bir mineral olması nedeni ile oldukça düşük bir refleksiyonu vardır. Soluk sarı-pembemsi bir renge sahip olup, bulutumsu görünümündedir. Parlatma bloklarında sıklıkla rastlanan simitsonitler belirgin refleksiyon pleokroyizmasma ve kuvvetli bir anizotropiye sahiptirler. Bu özellik sayesinde simitsonitler arasında mineral sınırları rahatlıkla izlenebilmektedir (Levha I, Foto 1). Simitsonit kristalleri birbirleri ile kenetli, taneli doku özelliğindedirler. Simitsonitler içerisinde, çoğunlukla çok küçük taneler halinde, sfalerit kalıntıları (Levha I, Foto 2) gözlenmiş olmasından hareketle simitsonitlerin sfaleritlerden itibaren gelişen karbonatlaşma olaylarının ürünü oldukları düşünülmüştür.

Seruzit ($PbCO_3$) : Işığı geçiren, çok iyi palatılabilen, açık grimsi renkli, bulutumsu görümlü bir mineraldir. Kuvvetli bir refleksiyon pleokroyizmasma ve oldukça belirgin bir anizotropiye sahiptir. Galenitlerle yakın ilişkilidir ve

belirgin mineral sınırları ile karakteristiktir (Levha I, Foto 3 ve 4). Galenitlerin kristal kenarlarında, kırık ve çatlak zonlarında seruzit oluşumları oldukça yaygın olup, seruzitlerin çok fazla sayıda korunmuş galenit parçacıkları içermelerinden hareketle (Levha I, Foto 5), bunların galenitlerden itibaren oluştukları söylenebilir.

Anglezit ($PbSO_4$) : İyi parlayan, gri-siyaha yakın koyu gri renkli bir mineraldir. İzotropdur ve refleksiyon pleokroyizması göstermez. Bu özellikleri ile simitsonit ve seruzitlerden kolaylıkla ayırt edilebilmektedir. Anglezitlerin de yer yer galenit kapanmaları içerdikleri gözlenmiştir (Levha I, Foto 6). Korunmuş galenitlerden hareketle anglezitlerin galenitlerin sülfatlaşma ürünü oldukları düşünülmektedir. Hem seruzitlerin hem de anglezitlerin bağımsız kristaller halinde gelişimleri izlenebildiği gibi galenitlerin etrafında seruzitlerle birlikte kolloform büyümüş oluşumlarına da sıklıkla rastlanmaktadır (Levha I, Foto 7).

Galenit (PbS) : Havadan yöresine ait cevherleşmelerde en sık rastlanan sülfürlü mineraldir. Hava ortamında ışığı çok kuvvetli yansıtması, karakteristik beyaz rengi ve dilinim düzlemlerinin üçgen şekilli kırıkları ile kolaylıkla tanınabilen bir mineraldir. Çift nikol altındaki incelemelerde izotrop özellik sunmaktadırlar ve pleokroyizma göstermezler. Kristal kenarları, kırık-çatlak ve/veya dilinim izleri boyunca seruzit ve/veya anglezite dönüşmüşlerdir (Levha I, Foto 8). Karbonatlaşma veya sülfatlaşma şeklinde gelişen bu dönüşüm olaylarından yoğun olarak etkilenmiş galenitlerin yanısıra, dönüşümden daha az oranlarda etkilenmiş galenitler de oldukça yaygındırlar. Kristal gelişimini takip eden süreç içerisinde yoğun deformasyon olayları nedeni ile üçgen şekilli dilinim kırıklarının oluşturduğu çizgisel yapıların yer yer ondülasyonlu bir görünüm kazandıkları da gözlenmiştir (Levha II, Foto 1). Bazı parlatma örneklerinde galenitlerin sfalerit kalıntıları içerdikleri (Levha II, Foto 2) ve buradan hareketle de parajenezde sfaleritlerden daha sonra yer aldıkları söylenebilir.

Sfalerit (ZnS) : Açık gri-soluk kahvemsi gri renklerde olan sfalerit kristalleri düşük refleksiyonları, izotrop oluşları ve yer yer nispeten iri kristallerinde gözlenebilen iç yansımaları ile tanınmaktadırlar. İncelenen parlatma bloklarında sık rastlanmayan sfaleritler simitsonitler içerisinde çok

DENİZOVASI-HAVADAN YÖRESİ (YAHYALI DOĞUSU-KAYSERİ) PbZn CEVHERLEŞMELERİNİN GENEL ÖZ.

küçük kalıntılar halinde (Levha I, Foto 2), galenitler içerisinde ise kimyasal etkileşimden kısmen korunabildikleri için biraz daha iri kalıntılar şeklinde izlenmektedirler (Levha I, Foto 3 ve Levha II, Foto 2).

Pirit (FeS₂): İzotrop oluşu, parajenezdeki diğer minerallere göre sertliğinin daha yüksek olması nedeni ile röliyef oluşturması ve bu nedenle klasik parlatma yöntemleri ile zorlukla parlatılabilen, karakteristik ışık sarısı rengi ile kolaylıkla tanınabilen bir mineraldir. Çoğunlukla öz şekilli olup (Levha II, Foto 3), ışık sarısı rengi ve parlatma sırasında röliyef oluşturması ile kolaylıkla tanınabilmektedir. Galenitler içerisinde kapanım halinde yer alan piritlerin alterasyondan fazla etkilenmemelerine karşın diğer piritler Fe-hidroksitli minerallere dönüşmüşlerdir. Piritlerde kenar zonlardan itibaren götit ve lepidokrozite dönüşümler yaygın olarak izlenebildiği gibi, tamamen götit ve lepidokrozite dönüşmüş ve sadece ilksel mineral sınırları ve kübik kristal sistemi sayesinde tanınabilen piritlere de rastlanılmıştır.

Markazit (FeS₂): Piritte benzeyen, ancak beyazımsı ışık sarısı rengi, refleksiyon paleokroyizması, kuvvetli anizotropisi ve kahverengi-mavi-grimsi yeşil anizotropi renkleri, daha kolay parlamaları ile piritlerden kolaylıkla ayırt edilebilen bir mineraldir. Yer yer özellikle de galenitler içinde piritler ile birlikte iyi korunmuş olarak izlenen markazitler, zaman içerisinde alterasyona uğrayarak piritlerle birlikte götit-lepidokozit türü minerallerin oluşumuna katılmışlardır. Çoğunlukla serusitler (Levha I, Foto 5) ile yer yer de galenitler ile ilişkili olarak gözlenmektedirler.

Götit (a-Fe₂O₃.H₂O) - Lepidokrozit (γ-Fe₂O₃.H₂O): Cevherleşmelerdeki demirli minerallerden pirit ve markazit türü minerallerin dönüşüm ürünü olan bu mineraller çoğunlukla konsantrik büyüme gösterdikleri gibi gelişigüzel oluşumlar halinde de izlenebilmektedirler (Levha II, Foto 4). Birbirlerinden kolaylıkla ayırt edilemeyen bu minerallerden hem götitler hem de lepidokrozitler oldukça kuvvetli refleksiyon pleokroyizması ve anizotropiye sahiptirler. Soluk kahvems renk tonları ile cevher mikroskopisi incelemelerinden birbirinden zor ayrılabilen bu minerallerden götit, lepidokrozite göre daha gri renk tonu göstermektedir. Hem götitler hem de lep-

idokrozitler oldukça kuvvetli refleksiyon pleokroyizması ve anizotropiye sahiptirler. Yöredeki cevherleşmelerin parajenezinde yer alan minerallerden pirit ve markazitlerin kısmen veya tamamen bu iki minerale dönüşmüş oldukları gözlenmiştir.

Kovellin (CuS): Kahvems-kırmızımsı renkler sunan çok kuvvetli anizotropisi ve teknikol altındaki karakteristik mavi rengi ve refleksiyon pleokroyizması ile oldukça belirgin bir mineraldir. Kovellinler, cevher örneklerinde altere galenit ve sfaleritler ile ilişkili olarak küçük hacimli oluşumlar şeklinde izlenmişlerdir (Levha II, Foto 5).

Ag-sülfo tuzları: Çok ender olmakla birlikte galenitler ile ilişkili olarak izlenmişlerdir. İzotrop olup soluk yeşil renklidirler ve çok küçük oluşumlar halinde gözlenmişlerdir (Levha II, Foto 6).

Gerek cevher örneklerinden hazırlanan incekesitlerin incelenmesinde gerekse de XRD incelemelerine göre Denizovası - Havadan yöresindeki cevherleşmelere ait örneklerde yukarıdaki minerallerin oluşturduğu parajenez, bu minerallerin arasında ve/veya onların kırık-çatlaklarında kalsit, dolomit ve kuvars türü minerallerin de değişik oranlarda eşlik ettikleri gözlenmiştir.

Bu gözlemler sonucunda cevherleşmelerdeki simitsonitlerin, sfaleritlerden, anglezit ve serusitlerin galenitlerden itibaren dönüşüm yolu ile oluştukları, götit-lepidokrozitlerin pirit ve markazitlerden itibaren, kovellinlerin ise galenitlerin serusit-anglezite sfaleritlerin ise simitsonitlere dönüşümü sırasında oluştukları sonucuna ulaşılmıştır.

KİMYASAL İNCELEMELER

Denizovası - Havadan yöresinde yer alan Pb-Zn cevherleşmelerinin çevre ve yan kayacı konumundaki Zindandere Formasyonu kireçtaşlarında ve Uzunkoltepe Kireçtaşında Pb, Zn, Cu, Ni, Co ve Fe gibi elementlerin içeriklerini belirlemek, bu elementlerin cevherleşmelerin yan ve çevre kayaçlardaki dağılımlarında herhangi bir farklılık olup olmadığını araştırmak amacı ile, arazi çalışmaları sırasında alınmış kayaç örneklerinden seçilen toplam 36 örneğin Pb, Zn, Cu, Ni, Co ve Fe içerikleri analiz edilmiştir. Örneklerin araziden derlenmesi sırasında cevherleşmeler ile doğrudan temastan olabildiğince uzak durulmuş, belirli bir

sistemantik izlenmeksizin uygun yerlerden noktasal örnekleme gerçekleştirilmiştir. DKY serisi toplam 15 örnek cevherleşmelerin yan kayaçlardan, DKÇ serisi toplam 21 örnek ise cevherleşmelerin uzağından, çevre kayaçlardan derlenmiştir. Seçilen kayaç örnekleri öğütülerek analize hazırlanmış ve örnekler "Asit Atağı" yöntemi ile çözüldükten sonra Atomik Absorbsiyon Spektrofotometresinde (A.A.S.) analiz edilmişlerdir. Analiz sonuçları ve analizi yapılan elementlerin yer kabuğundaki ortalama bollukları (Clarke Sayıları) ile bu elementlerin cevhersiz bölgelerdeki kireçtaşlarında gözlenen ortalama bollukları Çizelge 1 de yer almaktadır.

Pb, Zn, Cu, Fe, Ni ve Co bakımından çevre ve yan kayaç örnekleri ele alındığında, çevre kayaçlarda bu elementlerden Pb¹ nin 54,7 ppm, Zn¹ nin 29,7 ppm, Cu^f nun 18,1 ppm, Fe¹ nin 472,3 ppm, Ni^f nin 43,8 ppm, Co¹ nun 22,0 ppm'lik ortalama, yan kayaçlarda ise Pb¹ nin 259,5 ppm, Zn¹ nin 298,1 ppm, Cu¹ nun 50,9 ppm, Fe^f nin 1573,5 ppm, Ni¹ nin 45,5 ppm ve Co^m 22,9 ppm ortalama dağılım değerlerine sahip oldukları görülmektedir. Ancak, analizi yapılan elementlerin ortalama dağılım değerleri ile ortalama sapma değerleri karşılaştırıldığında çevre kayaç örneklerinde Pb, Ni, Co ve kısmen de Zn¹ nin yan kayaç örneklerinde ise Ni ve Co' a ait değerler ile kısmen Zn ve Cu¹ ya ait değerlerin kullanılabilir oldukları anlaşılmaktadır. Analizi yapılan elementlerin yüzeysel ortam koşullarında davranışları ve buna ek olarak da karbonatlı kayaçların yüzeysel ortam koşullarında oldukça reaktif oldukları düşünüldüğünde ortalama değerler ile standart sapmalar arasındaki bu ilişki şaşırtıcı olmamıştır. Çevre kayaç örneklerinde standart sapmaları kabul edilebilir düzeyde olan Pb, Zn, Ni ve Co için ortalama değerler ile standart sapmalar birlikte değerlendirildiğinde Denizovası-Havadan Yöresi için Pb¹ nin olası dağılım genişliğinin 46,4 - 63,0 ; Zn¹ nin 11,0 - 48,4 ; Ni¹ nin 40,3 - 47,3 ; Co¹ nun 20,6-23,4 ppm arasında, benzer şekilde yan kayaç örnekleri için ise Zn¹ nin olası dağılım genişliğinin 99,0 - 497,2 ; Cu¹ nun 15,3 - 96,5 ; Ni¹ nin 40,2 - 50,8 ; Co¹ nun 20,9 - 24,9 ppm arasında olduğu söylenebilir. Analiz sonuçlarının ortalama ile clarke sayıları karşılaştırıldığında çevre kayaçlardaki Pb¹ nin clarke sayısına göre 4 kat, yan kayaçlardaki Pb¹ nin ise clarke sayısına göre yaklaşık 20 kat, Zn¹ nin ise 4 kat zenginleşme göster-

diği, diğer elementlerin ise clarke sayısına göre daha düşük değerler sunduğu gözlenmektedir.

Çevre kayaç örnekleri ile yan kayaç örnekleri kendi aralarında, genel anlamda, Standart sapmaları kabul edilebilir düzeyde olan Zn, Cu, Ni ve Co için ortalama değerler ile karşılaştırıldıklarında; Çevre kayaç örneklerinin yan kayaç örneklerine göre daha homojen sayılabilecek element dağılımı (Cu dışında) sundukları gözlenmektedir. Yankayaçlardan örnekleme yapılırken olabildiğince cevherleşmelerden uzak durulmaya çalışılmışsa da kimi örneklerde cevherleşmelerden kaynaklanan etkileşim kökenli kirlenme belirtileri oldukça açık şekilde sezilebilmektedir.

Standart sapma değerlerini yükselten ve değerlendirme yapılmasını zorlaştıran örnekler genel olarak değerlendirme dışında tutulduğunda gerek çevre kayaç örneklerinde ve gerekse de yan kayaç örneklerindeki Pb, Zn, Cu, Ni ve Co miktarlarının bu elementlerin olağan kireçtaşlardaki (yerkürenin cevhersiz bölgelerindeki) miktarlarına göre oldukça yüksek değerler sundukları gözlenmektedir. Oluşum ortamı ile doğrudan ilişkilendirilebilecek bu özellik, kimyasal sedimanter bir süreç sonunda oluşumu gerçekleştiren kireçtaşların çökel ortam(lar)ımm bu elementlerce zengin olduğunu düşündürmektedir. Bu durum, ileriki bölümlerde tartışılacak olan yöredeki cevherleşmelerin kökenine yaklaşımın en önemli tamamlayıcısıdır.

CEVHERLEŞMELERİN KÖKENİ

Yerkürede Pb ve Zn'nin kazanıldığı en yaygın yatak tipleri esas olarak; Porfiri Tip, Skarn Tipi, Primitif Tip, Besshi/Kiesleger Tipi, Kuroko Tipi, Kıbrıs Tipi, Taneli Sedimanter-Şeyl Yankayaçlı Stratiform Tip ve Karbonat Yankayaçlı Cevherleşmeler şeklinde sıralanmaktadır (Sangster, 1976; Edward ve Atkinson, 1986; Evans, 1987; Sawkins, 1984 ve Gökçe 1995 ve 2000).

Pb-Zn yatak tipleri ve bu yatak tiplerinin yan kayaçları, minerolojik özellikleri ve jeotektonik konumları gibi çeşitli özellikleri göz önüne alındığında Denizovası - Havadan Yöresi Pb-Zn cevherleşmelerinin "Karbonat Yankayaçlı Cevherleşmeler" sınıfında yer alması gerektiği

DENİZOVASI-HAVADAN YÖRESİ (YAHYALI DOĞUSU-KAYSERİ) PbZn CEVHERLEŞMELERİNİN GENEL ÖZ.

Çizelge 1: Denizovası-Havadan yöresindeki çevre ve yan kayaçların bazı eser element içerikleri (ppm) (* Mason, 1966 ile Krauskopf, 1979; ** Mason, 1966 ile Rose ve diğ., 1979' dan derlenmiştir)

Table 1: Some trace element contents of the host and wall rocks of the Denizovasy-Havadan area (ppm) (summarized from * Mason, 1966 with Krauskopf 1979; ** Mason, 1966 with Rose et al, 1979).

Örnek No	Pb	Zn	Cu	Fe	Ni	Co
<i>(Çevre Kayaçlar)</i>						
DKÇ-1	42,0	46,0	54,0	581,0	48,0	23,0
DKÇ-2	54,0	13,0	5,0	227,0	40,0	21,0
DKÇ-3	57,0	24,0	5,0	85,0	40,0	21,0
DKÇ-4	57,0	21,0	4,0	269,0	43,0	22,0
DKÇ-5	49,0	47,0	6,0	866,0	49,0	21,0
DKÇ-6	42,0	65,0	67,0	488,0	41,0	21,0
DKÇ-7	54,0	17,0	5,0	151,0	40,0	21,0
DKÇ-8	54,0	37,0	5,0	312,0	46,0	21,0
DKÇ-9	50,0	55,0	60,0	281,0	44,0	23,0
DKÇ-10	66,0	25,0	5,0	185,0	43,0	24,0
DKÇ-11	66,0	22,0	6,0	289,0	46,0	22,0
DKÇ-12	60,0	14,0	5,0	71,0	43,0	21,0
DKÇ-13	54,0	23,0	5,0	667,0	43,0	21,0
DKÇ-14	54,0	11,0	5,0	389,0	43,0	22,0
DKÇ-15	54,0	12,0	5,0	653,0	43,0	21,0
DKÇ-16	45,0	55,0	56,0	1900,0	54,0	25,0
DKÇ-17	57,0	14,0	8,0	1108,0	46,0	24,0
DKÇ-18	42,0	67,0	60,0	286,0	44,0	25,0
DKÇ-19	54,0	10,0	4,0	457,0	40,0	21,0
DKÇ-20	74,0	31,0	7,0	511,0	43,0	21,0
DKÇ-21	63,0	15,0	4,0	142,0	40,0	21,0
Ortalama	54,7	29,7	18,1	472,3	43,8	22,0
Std.Sapma	8,3	18,7	23,8	419,9	3,5	1,4
<i>(Yan Kayaçlar)</i>						
DKY-1	81,0	492,0	94,0	1600,0	44,0	19,0
DKY-2	92,0	400,0	49,0	1800,0	48,0	26,0
DKY-3	251,0	558,0	66,0	972,0	41,0	21,0
DKY-4	235,0	391,0	67,0	1500,0	51,0	23,0
DKY-5	341,0	644,0	4,0	862,0	37,0	21,0
DKY-6	120,0	346,0	92,0	3100,0	44,0	23,0
DKY-7	155,0	74,0	6,0	625,0	43,0	22,0
DKY-8	192,0	83,0	6,0	355,0	43,0	22,0
DKY-9	53,0	279,0	67,0	4000,0	54,0	25,0
DKY-10	880,0	123,0	59,0	394,0	44,0	25,0
DKY-11	821,0	556,0	92,0	2800,0	57,0	25,0
DKY-12	143,0	99,0	6,0	667,0	43,0	25,0
DKY-13	354,0	119,0	67,0	307,0	44,0	23,0
DKY-14	100,0	180,0	5,0	3720,0	49,0	22,0
DKY-15	75,0	128,0	83,0	901,0	41,0	21,0
Ortalama	259,5	298,1	50,9	1573,5	45,5	22,9
Std.Sapma	257,3	199,1	35,6	1251,0	5,3	2,0
(*) Clarke	13,0	70,0	55,0	56000,0	75,0	25,0
(**) Kireçtaşlarında bollukları	5,0 - 9,0	20,0 - 21,0	4,0 - 5,0	3800,0	20,0	0,1

gözlenmektedir.

Bu tip yatakların en önemli özellikleri kaim karbonat serileri içerisinde, özellikle dolomit ve kireçtaşları içerisinde bulunmaları ve magmatik kütlelerle doğrudan ilişkilerinin bulunmamasıdır. Cevherleşmelerin yan kayacı olan karbonatlı kayaçların litolojileri ve fosil içerikleri, bunların büyük bir çoğunluğunun ılık denizlerin kıyılarındaki ortamlarda sığ seviyelerde oluştuğunu göster-

mektedir. Paleoklim haritalarında işaretlenebildi karbonat yankayaçlı cevherlerin büyük bir çoğunluğu düşük enlem derecelerine oluşmuşlardır. Karbonat yankayaçlı cevherleşmelerin parajenezinde yer alan ana mineraller esas olarak; galenit, sfalerit, florit, barit, simitsonit, serüsit ve anglezit şeklinde sıralanabilmektedir. Bu minerallerin bir cevherleşme içerisindeki varlıkları ya da dağılımları cevherleşmeden cevherleşmeye değişiklik sunabilmektedir. Cevherleşmelerde pirit

ve özellikle markazit yaygın olarak gözlenebilmekte, bunun yanısıra kalkopirite de rastlanabilmektedir. Cevherleşmelerde gang minerali olarak kalsit ve dolomit yaygın olarak yer almakta, bunların yanısıra değişik karbonat ve silikat mineralleri de gözlenebilmektedir.

Karbonat yankayaçlı Pb- Zn cevherleşmeleri Sangster (1976) tarafından Mississippi Vadisi Tip ve Alpin Tip olmak üzere iki ana kısma ayrılmaktadır. Buna karşın pek çok araştırmacı bu tip cevherleşmelerde herhangi bir ayırım yapmamış ve düşük sıcaklıkta oluşan karbonat yankayaçlı cevherleri Mississippi Vadisi Tipi olarak belirtmişlerdir. Bazı yazarlar üçüncü bir tip olarak İrlanda Tipini önermişlerse de bu tip daha çok Alpin tip içinde yorumlanmıştır. Mississippi vadisi tipi cevherleşmeler stratabaundturlar ve cevherler ana kayacın diyajenezinden sonra, epijenetik olarak boşluklar içerisine taşınıp orada depolanmışlardır.

Sawkins (1976)' e göre bu tip yataklardaki sferit Örneklerinde yapılan sıvı kapanımı incelemelerinden elde edilen bilgilere göre cevherli akışkanlar oldukça tuzlu olup (% 23.3 Na, CaCl₂ eşdeğeri), 94-120°C arasında değişen ısı değerlerine sahiptirler ve bu yatakların büyük bir çoğunlu riftleşme ile ilişkilidir. Alpin tipi ise çoğunlukla stratiform ve sinjenetiktir. Bu cevherleşmelerin ilksel kaynağının yankayaçla aynı yaşlı olduğu ve denizaltı volkanizmasıyla bağlantılı oldukları savunulmaktadır. Alpin tipinde rastlanılan epijenetik yatakların ise ilksel cevherlerin remobilizasyonu sonucu oluştuğu düşünülmektedir.

Hutchinson (1996) ise karbonat yankayaçlı Pb-Zn cevherleşmelerini Karbonat Yankayaçlı Masif Sülfid Yatakları, Mississippi Vadisi Tipi yataklar ve Baca Tipi Yataklar olarak üç ana kesime ayırmaktadır. Araştırmacı bu oluşumlardan Masif Sülfidlerin ve Baca Tipi olanlarının sinsedimenter (ve/veya sinjenetik), Mississippi vadisi Tipi oluşumların ise epijenetik süreçlerle oluştuğunu belirtmektedir. Hutchinson (1996) her üç tip oluşumda da magmatik aktivitelerin doğrudan bir etkisinin olmadığını vurgulamakta ve cevherleşmelerin oluşumunda deniz suyunun etkin olduğunu belirtmektedir.

BULGULAR VE TARTIŞMA

Denizovası-Havadan yöresindeki Pb-Zn yataklarının oluşumu tartışılmadan önce Aladağlar¹ daki diğer cevherleşmelerin kökenlerine ilişkin çeşitli araştırmacıların görüşlerini özetlemek yararlı olacaktır.

İmreh (1965) Havadan yöresinin yakın civarında ve batısında yaptığı incelemelerde, cevherleşmelerin Permo-Karbonifer' den Üst Kretase'ye kadar her stratigrafik seviyede gözlenebildiğini, tektonizma ve magmatik faaliyetler ile ilişkili hidrotermal kökenli olduğunu belirtmektedir. İskit ve Vohryzka (1965) bölgesel bazda, cevherleşmelerin karst röliyefi ile ilişkili birincil PbS-ZnS minerallerinin oksidasyon ürünü olabileceklerini ileri sürmektedir. Türkünal (1965) yöredeki cevherleşmelerin tektonizma ile ilişkili hidrotermal kökenli olduğunu belirtmektedir. Vaché (1964)' ye göre incelenen yörenin doğu kesiminde yer alan Bakırdağ Pb-Zn cevherleşmeleri volkanik-eksaltatif sedimenter oluşumlardır. İskit (1967a,b) Pb-Zn cevherleşmelerinin magmatik kökenli olduğunu ve cevherli akışkanların Horozköy (Karamadazi) granitoyitinden kökenlendiğini savunmaktadır. Aladağlar¹ da ilk detaylı maden jeolojisi çalışmalarını gerçekleştiren Ayhan (1983)' a göre Zamantı provensindeki cevherleşmelerin birincil kökenini asitik magmatizma ile ilişkili hidrotermal süreçler belirlemektedir. Araştırmacıya göre hidrotermal süreçlerle oluşan birincil cevherleşmeler Orta-Üst Tersiyer¹ de çok evreli karstlaşmaya uğramış, bunun sonucunda da cevherleşmeler ya buldukları yerlerde ya da mekanik ve kimyasal taşınma ile karbonatlı kayaçların kırık sistemlerinde karbonatlı Pb-Zn şeklinde çökelmişlerdir. Çevrim ve diğ.(1986) ise Aladağ bölgesindeki Pb-Zn cevherleşmelerinin karstlaşmaya uğrayan kireçtaşlarını stratigrafik veya tektonik üzerleyen kayaç serilerinden veya bunların içerdiği ilksel cevherleşmelerden taşınma ile oluştuğunu kabul etmektedirler. Araştırmacılara göre cevherleşmeler Tersiyer sırasında, nap tektoniğinden sonra, olasılıkla birkaç safhada gelişmişlerdir. Ulakoğlu (1983) cevherleşmelerin magmatik kökenli olduğunu, Tüzün (1985) ise cevherleşmelerin kırık, çatlak ve karst boşluğu dolguları şeklinde oluştuğunu savunmaktadırlar. Lengeranlı (1986)' ya göre ise yöredeki cevherleşmeler (Kaleköy cevherleşmesi dışında) yüzeysel yıkan-

DENİZOVASI-HAVADAN YÖRESİ (YAHYALI DOĞUSU-KAYSERİ) PbZn CEVHERLEŞMELERİNİN GENEL ÖZ.

ma ile karstik köken teorisine göre oluşmuşlardır. Çopuroğlu (1996), Zamantı bölgesindeki cevherleşmelerin yöredeki granitoyitlere bağlı hidrotermal çözeltilerin (cevher magması) kırık ve zayıf zonları takip ederek kireçtaşları içerisine yerleştiğini ve daha sonra birbirini izleyen oksidasyon ve karstlaşma süreçlerinin etkisi ile biçimlenmiş oluşumlar olduklarını ileri sürmektedir. Koptagel ve diğ. (1998) ise incelenen bölgenin batısında Göynük yöresinde yaptıkları incelemede cevherleşmenin Üst Permiyen - Alt-Orta Triyas zaman aralığında deniz suyundaki metal iyon konsantrasyonunun artması ile kimyasal çökelim şeklinde oluşmuş (ve daha sonra karbonatlaşmış) "Alpin tipi karbonat yankayaçlı Pb-Zn Cevherleşmesi" özelliği taşıdığını savunmaktadır.

Daha önce Denizovası-Havadan yakın çevresinde ya da Aladağlar¹ da Zamantı Pb-Zn provensinde çalışan araştırmacıların büyük çoğunluğu bölgedeki cevherleşmeleri (Yahyalı yakınlarında gözlenen ve yakın çevrelerinde Fe cevherleşmelerinin gözlemlendiği asit magmatik kayalardan hareketle) magmatizma ile ilişkili hidrotermal oluşumlar olarak tanımlamışlardır. Bunun yanısıra araştırmacıların önemli bir kesimi de cevherleşmeler ile karbonatlı kayalardaki karstlaşmaları özdeşleştirerek cevherleşmelerin karstik kökenli olduklarını ileri sürmüşlerdir. Ancak bu araştırmacılar yöredeki cevherleşmelere karbonatlı kayalardan itibaren kaynaklık edecek olan ve karbonatlı kayalarda beklenen (beklenmesi şart olan) ilksel zenginleşmelerin veya element bolluğunun mekanizmasını açıklamamışlardır. Ancak, Çevrim (1984: Çevrim ve diğ., 1986^f dan)' in Aladağlar¹ daki cevherleşmelere ait sfalerit, galenit ve pirit/markazit türü minerallerde gerçekleştirdiği kimyasal incelemelere göre Aladağlar¹ daki cevherleşmeler düşük ısıya da mobilizasyon yolu ile oluşan cevherleşmelere uygun özellikler sunmaktadırlar.

Denizovası - Havadan yöresi Pb-Zn cevherleşmelerine ilişkin bu çalışma kapsamında yapılan saha ve laboratuvar incelemelerinden elde edilen bulgular şu şekilde sıralanabilirler.

-Cevherleşmeler karbonatlı kayalar (kireçtaşı, dolomitik kireçtaşı, dolomit) içerisinde yer almaktadırlar.

-Cevherleşmelerin büyük çoğunluğu (15 cevherleşme) faylanmalar ile ilişkilidir.

-Bir cevherleşme (Celaldağı Desandre Cevherleşmesi) tabakalarına ile uyumludur.

-Cevherleşmelerin yakın civarında, köken ile ilişkili, herhangi bir magmatik faaliyet veya faaliyet izi gözlenmemiştir.

-Cevher-yankayaç dolamalarında gerek yan kayalarda gerekse de cevherleşmelerde genel özelliklerin dışında herhangi bir değişim/dönüşüm gözlenmemiştir.

-Cevher-yankayaç dolamalarında herhangi bir değişim/dönüşüm gözlenmemiştir.

-Cevher - yankayaç dokunaklarında tektonik faaliyetlerin ürünü fay killeri ve cevherleşme içerisinde yer yer yan kayaç parçacıkları gözlenmiştir.

-Cevherleşmeler çok önemli oranlarda karbonatlaşmış/sülfatlaşmışlardır.

-Cevherleşmelerin parajenezi oldukça zayıf olup parajenezde bolluk sırasına göre simitsonit, serusit, anglezit, galenit, götit-lepidokrozit, pirit, markazit, sfalerit, koVellin, Ag-sülfü tuzlan, kalsit, dolomit ve kuvars gibi mineraller gözlenmiştir.

-Cevherleşmelerde, markazit türü, düşük oluşum sıcaklığı yansıtan mineraller yer almaktadır.

-Çevre kayaların Pb, Zn, Cu, Ni ve Co içeriklerinin cevhersiz kireçtaşlardaki genel ortalama bolluklardan yüksek, Fe içeriklerinin ise ortalama bolluktan düşük olduğu saptanmıştır.

-Yan kayaların da benzer şekilde Pb, Zn, Cu, Ni ve Co içeriklerinin cevhersiz kireçtaşlardaki genel ortalama bolluklardan yüksek, Fe içeriklerinin ise ortalama bolluktan düşük olduğu saptanmıştır.

Bu çalışma sırasında elde edilen saha ve laboratuvar bulguları ile, daha önce Denizovası-Havadan yakın çevresinde ya da Aladağlar¹ da Zamantı Pb-Zn provensinde çalışan araştırmacıların (Çevrim ve diğ. (1986) dışındakilerin) cevherleşmelerin oluşum teorileri görüldüğü gibi pek bağdaşmamaktadır. Şöyleki, bulgular magmatik bir kökeni desteklememekte, bunun yanısıra çeşitli araştırmacılarca ileri sürülen karstik oluşum teori-

lerinde de karbonatlı kayalarda ilksel metal iyonu zenginleşme süreci açıklanamamaktadır.

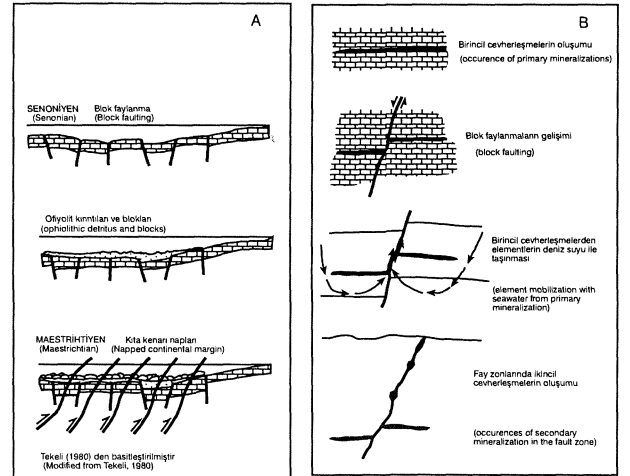
Bilindiği gibi, kökeni ve özellikleri ne kadar farklı olursa olsun, maden yataklarının oluşumları /oluşum koşulları ile bu oluşumların geliştiği ortamların jeolojik evrim(ler)i, köken belirlenmesinde son derece önemlidir. Bu nedenle elde edilen bulgular yöresinin jeolojik evrimi ile birlikte değerlendirilecektir.

Aladağlar' m jeolojik evrimini detaylıca irdelenmiş olan Tekeli (1980)' ye göre Senoniyen' e kadar duraylı kıta kenarı özelliği gösteren Aladağlar' da Üst Triyas - Alt Kretase zaman aralığını kapsayan şelf ortamına ait karbonat platformu Senoniyen' de blok faylanmasma uğrayarak çökmüştür. Platform üzerinde gelişen Senoniyen havzasına da ilk ofiyolit malzemesi yerleşerek Aladağ ofiyolitli melanjim oluşturmuştur. Maestrihtiyen' de Senoniyen havzası kompresyonel bir sıkıştırma etkisi altına girmiş ve bölgede naplı yapılar gelişmeye başlamıştır. Bu olay sonucunda yörede ilksel ortamlarına göre farklı konumlu tektonostratigrafik birimler (naplar) gelişmiştir.

Denizovası-Havadan yöresindeki cevherleşmelerin gelişimini ve yankayaçlardaki Pb-Zn bolluğunu gerçekleştiren deniz suyuna metal iyon getirmesi, olasılıkla, Akdeniz yöresindeki bu yapısal gelişim ve bu yapısal gelişimin başlangıcı ve/veya öncesinde etkin olan riftleşme faaliyetleri (Akdeniz yöresinde D'Argentino ve Alvarez (1980: Sawkins, 1984' den) e göre Alt Triyas'da, Tekeli (1980), Şengör ve Yılmaz (1983), Marcoux (1979) ile Tekeli ve diğ. (1984) e göre ise Orta - Üst Triyas'da riftleşme sözkonusudur) ile ilgili olarak sağlanmış olmalıdır. Bölgede gelişen bu riftleşme faaliyetlerinin başlangıcı sırasında (kıtasal kabuğun kırılmasının ilk evrelerinde) ya da riftleşmenin öncel / ilksel aşamalarında, Alt - Orta Triyas öncesinde ilk kırılmaları takip eden süreç içerisinde derinlere sızan suların, ısınıp tekrar yükselirken derinlerdeki malzemelerden metalleri çözüp deniz suyuna bu metallerce zenginleştirilmeleri (deniz suyunda metal iyon konsantrasyonunun artması), köken mekanizması olarak düşünülebilecek gelişimlerdir.

Bu süreçler ile Denizovası-Havadan yöresindeki cevherleşmelere ait bulgular birlikte ele alındıklarında Tekeli (1980)' nin bölgesel jeolojik evrim modeli ile uyumlu olabilecekleri düşünülmüştür. Şöyleki; Aladağlar bölgesinde Üst Permiyen son-

rasında Celaladağı desandre Cevherleşmesi gibi pek çok Pb-Zn cevherleşmesi metal iyonlarmca yeterli konsantrasyona ulaşan deniz suyundan itibaren indirgen koşullarda sülfürlü mineraller biçiminde kimyasal sedimanter süreçler altında yankayaçlarla uyumlu olacak şekilde oluşmuşlardır (Şekil 5). Senoniyen' de blok faylanmaların gelişimi ile Permiyen - Senoniyen yaş aralığındaki tüm karbonatlı kayalarla birlikte yankayaçlar ile uyumlu olarak gelişen cevherleşmeler de, olasılıkla, faylanmaya uğramışlardır (Şekil 5). Maestrihtiyen'de kompresyonel sıkıştırmaların naplanmalara sebep olmalarına kadarki zaman aralığında (ve sonrasında da) blok faylanmaların faylanma seviyeleri derinlerde jeotermal gradyan gereği ısınan deniz suları için en uygun ilerleme zonlarını oluşturmuşlardır. Derinlerde ısınıp fay düzeylerinden yükselen deniz suları karbonatlı kayalardaki daha önceden oluşmuş yankayaçlarla uyumlu cevherleşmelerden elementleri çözerek yükselmişler ve Maestrihtiyen yaşlı karbonatlı kayalara kadar tüm karbonatlı kayaç dizinlerinde, fay zonları içerisinde ve/veya karst boşluklarında ikincil zenginleşmelerin gelişimini sağlamışlardır (Şekil 5). Maestrihtiyen' de naplanmaların gelişimi ile fay zonlardaki bu ikincil cevherleşmeler içerisinde buldukları fayların ters faylar şeklinde çalışmalarını ile ezilmişler karbonatlı/sülfatlı dönüşümlere uygun bir yapısal-dokusal konum kazanmışlardır.



Şekil 5: Aladağlar'm jeolojik evrimi (A) ve Denizovası-Havadan yöresi Pb-Zn cevherleşmeleri için önerilen model (B).

Figure 5: Geological evolution of Aladağlar Region. (A) and proposed model for the Denizovası-Havadan region Pb-Zn Mineralization (B).

DENİZOVASI-HAVADAN YÖRESİ (YAHYALI DOĞUSU-KAYSERİ) PbZn CEVHERLEŞMELERİNİN GENEL ÖZ.

Blok fayların naplanma yönelimine aykırı konumlu olanları, naplanma faaliyetleri sırasında ilerleyen aşamalarda, ters çalışmışlar ve bu yüzden faylanmalarla ilişkili bu cevherleşmeler bölge genelinde yer yer farklı yönelimler göstermişlerdir. Dolayısıyla; Denizovası-Havadan Pb-Zn cevherleşmeleri olasılıkla , ilksel anlamda, Akdeniz yöresindeki kıtasal kabuğun rifleşmesinin ürünüdürler ve daha sonra gelişen faylanma / naplanmalardan yoğun olarak etkilenmişler ve bu tür ikincil süreçlerin etkisi altında şekillenmiş olmalıdırlar.

KATKI BELİRTME

Bu çalışma Cumhuriyet Üniversitesi Araştırma Fonu tarafından desteklenen M-113 nolu Ferdi Araştırma Projesi kapsamında gerçekleştirilmiştir.

Yazarlar, saha çalışmaları sırasındaki yardımları için Sayın Suat KÖYLÜOĞLU' na (Havadan Yöresi Madencilik AŞ, Develi-Kayseri) ve şirket çalışanlarına, kimyasal analizleri titizlikle yapan MİPJAL (Cumhuriyet Üniveritesi, Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Mineraloji-Petrografi-Jeokimya Araştırma Laboratuvarı) elemanlarına teşekkür ederler.

EXTENDED SUMMARY

Denizovası-Havadan region is situated to the east of Yahyalı village (Kayseri) where carbonate-hosted Pb-Zn mineralization is intensively observed (Figure 1). In the region, there are different aged rocks, mainly carbonates, in the Denizovası-Havadan region (Eastern Yahyalı, Kayseri). These carbonate rocks have two main parts as a tectonostratigraphic unit, which were named Siyah Aladağ and Beyaz Aladağ Nappes. Siyah Aladağ Nappe includes Upper Devonian Harebe Formation, Carboniferous Köşkdere Formation, Lower Permian Sanoluk Formation, Upper Permian Zindandere Formation, Jurassic-Lower Cretaceous Sankayatepe Limestone, whereas Beyaz Aladağ Nappe has Middle-Upper Triassic Havadan Limestone, Jurassic-Lower Cretaceous Sankayatepe Limestone, Upper Cretaceous Zigaderesi Limestone. The additional lithological units in the region are also Upper Cretaceous ophiolites, Upper Miocene-Pliocene

volcanites and Miocene sediments.

It is estimated that in the study area and its surroundings, the mining activities extend up to 4000 years ago. Although there are several Pb-Zn mineralization sites, we were able to investigate and have observations only on 16 of them (Figure 2). All the mineralizations in the region are situated in the Siyah Aladağ and Beyaz Aladağ limestones. Siyah Aladağ Nappe's mineralizations (8 mineralizations) are closed to Denizovasi district. Host rocks of these mineralizations consist of Upper Permian aged Zindandere Formation which are well layered limestones including fine clay levels and Jurassic-Lower Cretaceous aged Sankayatepe limestone. Beyaz Aladağ Nappe's mineralizations (8 mineralizations) are closed to Havadan district. The host rocks of mineralizations are of fine-medium layers Sankayatepe limestones which are showing transitions to dolomitic limestones and/or dolomit levels towards upper levels and partially include cherts.

Fifteen of the mineralizations in the region, which are epigenetic occurrences, connected with the NE-SW direction faulting. However, one mineralization in the Zindandere Formation limestones, unrelated with the faulting, which are syngenetic occurrences. The mineralization described above is concordant with limestones stratification position, and limestones show no alteration/replacement at the top and bottom of it. In the study area, all of the lead-zinc mineralizations are mostly carbonated and/or sulphated.

The microscopic examinations of thin section and polished blocks of mineralization samples and XRD determinations revealed that, although major parts of mineralization was carbonated/sulphated, within primary isolated minerals galena was found to be more common compared to sphalerite, pyrite, marcazite whereas smithsonite, cerussite, anglesite, goethite, lepidocrocite and covellite were observed as secondary minerals. Ag-sulpo salts were also found within galenas. These minerals are accompanied mostly by calcite and, different amounts by dolomite and quartz .

Some trace elements such as Pb, Zn, Cu, Fe, Ni and Co analysis were performed on the samples collected from different locations of Jurassic - Lower Cretaceous aged Sankayatepe limestones and Upper Permian aged Zindandere Formation

limestones which include mineralizations. When the results of analysis are inspected individually from around and host rocks it could be seen that the values of Pb, Zn, Cu, Fe, Ni and Co are 54, 7; 29,7; 18,1; 472,3; 43,8; 22,0 ppm and 259,5; 298,1; 50,9; 1573,5; 45,5; 22,9 ppm respectively. According to the trace element analysis; samples represented trace element contents extremely higher than the abundancy average of limestones.

Important observations of lead-zinc mineralization in the investigated area are as follows; mineralizations settle in the carbonate rocks, magmatic activity is not observed around the mineralization, ore-host rock contact is sharp and no observation indicating hydrothermal alteration, poor mineral paragenesis (because of including only galena, sphalerite, pyrite, marchazite), occurrence of marcasite consider as the indicator of lower formation temperature, all of mineralizations mostly carbonated/sulphated, some trace element content of limestones are very rich.

Previous investigators studied on Denizovasi-Havadan nearby region or Aladağlar - Zamantı Pb-Zn province described the mineralization as hydrothermal formation (based on acid magmatic rocks have been observed near Yahyalı) some considerable number of researcher have evaluated the mineralization and karstification of carbonate rocks and suggested that mineralization could be karstic originated. However the field and laboratory results of latter investigators does not support a magmatic origin theory. In addition, karstification theories, suggested by various researchers primary metal ion enrichment process is not explained. According to Çevrim et al. (1986), mineralizations in Aladağ region present similar mineralization to that of low temperature or via mobilisation. The results obtained from field and laboratory studies during our investigation are not in harmony with that of others who worked on near Denizovasi-Havadan region or Aladağlar - Zamantı Pb-Zn province (except Çevrim et al., 1986). However the origine and features are different ore depoite formation (and/or formation conditions) and geological evolution of those outcrops are very important, parameters in determing the origines of them for this reason, we tired to evatuate the analytical results together with geological evolution of the region. When the findings of the present study and

geological evolution of the Aladağ region which was described by Tekeli (1980) with Tekeli et al. (1984) interpreted together; Pb-Zn mineralizations in Denizovasi and Havadan region, firstly, deposited as syngenetic origin in marine environment before rifting in Lower (or Middle) Triassic in the Eastern Mediterranean, later, block faulting developed in the region in Senonian. These faults affected Permian-Senonian rocks and napping occured in the region. However, during and/or later napping, secondary mineralizations enrichend in the fault zones from the primary mineralizations (syngenetic mineralizations) and they were dissolved under the influence of the tectonism - sea water.

DEĞİNİLEN BELGELER

Ayhan, A., 1983. Aladağ (Yahyalı-Çamardı) yöresi karbonatlı çinko-kurşun yatakları. Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 26(2), 107-116.

Ayhan, A. ve Lengeranlı, Y., 1986. Yahyalı-Demirkazık (Aladağlar yöresi) arasının tektonostratigrafik özellikleri. Jeoloji Mühendisliği, 27, 31-45.

Blumenthal, M.M., 1952. Toroslarda Yüksek Aladağ Silsilesinin Coğrafyası, Stratigrafisi ve Tektoniği Hakkında Yeni Etüdüler. MTA Matbaası, Ankara, Seri:D(6), 136 s.

Çevrim, M., Echle, W. ve Friedrich, G., 1986. Aladağlarda paleokarstlaşmaya bağlı Pb-Zn mineralizasyonu. Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 29(1), 27-42.

Çopuroğlu, İ., 1996. Yahyalı Kayseri-Demirkazık Niğde-Çamardı yöresi çinko-kurşun yataklarının mineralojisi ve jenezi. MTA Dergisi, 118,35-46.

Edward, R. ve Atkinson, K., 1986. Ore Deposit Geology. Chapman and Hall, London-New York, 466 p.

Evans, A.M., 1987. An Introduction to Ore Geology. Blackwell, Second Ed., 358 p.

Gökçe, A., 1995. Maden Yatakları. Cumhuriyet Üniversitesi Yayını, No:59, Sivas, 307 s.

Gökçe, A., 2000. Maden Yatakları (Yeniden Düzenlenmiş II.Baskı). Cumhuriyet Üniversitesi Yayını, No:85, Sivas, 335 s.

DENİZOVASI-HAVADAN YÖRESİ (YAHYALI DOĞUSU-KAYSERİ) PbZn CEVHERLEŞMELERİNİN GENEL ÖZ.

- Hutchinson, R.W., 1996. Regional metallogeny of carbonate-hosted ores by comparison of field relationships. In Sangster, D.F. (ed.), Carbonate-Hosted Lead-Zinc Deposits, 75th Anniv. Volume, Society Of Economic Geologists, Michigan-USA, 8-17.
- İmreh, L., 1965. Zamantı metal cevherleşmesi bölgesinin kurşun-çinko mineralizasyonları. MTA Dergisi, 65, 85-108.
- İskit, M., 1967a. Aladağ - Yahyalı Pb-Zn zuhurları ve civar sahrelerin jeolojik etüdü. MTA Derleme No:4348, 25 s (yayımlanmamış).
- İskit, M., 1967b. Zamantı bölgesi Denizovası-Süleymenfakılı ara kesiminin jeolojik etüdü. MTA Derleme No:3853, 21 s (yayımlanmamış).
- İskit, Y.M. ve Vohyzka, K., 1965. Yahyalı-Kayseri arası ve Zamantı suyu sahasındaki jeolojik etüd raporu. MTA Derleme No:3798, 18 s (yayımlanmamış).
- Krauskopf, K.B., 1979. Introduction to Geochemistry. McGraw Hill, Tokyo, 617 p.
- Koptagel, O., Efe, A. ve Ceyhan, R., 1998. Göynük Pb-Zn cevherleşmesinin (Yahyah-Kayseri) kökeni. Türkiye Jeoloji Bülteni, 41(2), 53-62.
- Lengeranlı, Y., 1986. Yahyalı (Kayseri) doğusunda çinko-kurşun bulunduran Mesozoyik karbonatlarının jeolojisi. Ankara Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Ankara, Yüksek Lisans Tezi, 59 s. (yayımlanmamış).
- Lengeranlı, Y, Çeltek, N., Batık, H., Ayan, A., Tüzün, D. ve İnan, A., 1986. Yahyalı (Kayseri) doğusu ile Hoşça-Çataloluk (Kayseri-Develi) köyleri güneyinin jeolojisi ve kurşun-çinko cevherleşmeleri etüdü raporu. MTA Derleme No: 8026, 125 s(yayımlanmamış).
- Marcoux, J., 1979. Antalya naplarının genel yapısı ve Tetis güney kenarı paleocoğrafyasındaki yeri. Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 22(1), 1-5.
- Mason, B., 1966. Principles of Geochemistry. John Wiley and Sons, New York, Third Ed., 329 p.
- Özgül, N., 1976. Toroslar' m bazı temel jeoloji özellikleri. Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 19(1), 65-78.
- Rose, A.W., Hawkes, H.E. ve Webb, J.S., 1979. Geochemistry in Mineral Exploration. Academic Press, London, 635 p.
- Sangster, D.F., 1976. Carbonate-hosted lead-zinc deposits. In Wolf, K.H. (ed.), Handbook of Stratabound and Stratiform Ore Deposits, Elsevier, New York, 6, 447-456.
- Sawkins, F.J., 1976. Metal deposits related to intracontinental hot spot and rifting environments. Journal of Geology, 80, 1028-1041.
- Sawkins, F.J., 1984. Metal deposits to Relation to Plate Tectonics. Springer Verlag, Berlin, 325 p.
- Şengör, A.M.C. ve Yılmaz, Y., 1983. Türkiye'de Tetisin Evrimi. Levha Tektoniği Açısından Bir Yaklaşım. Türkiye Jeoloji Kurumu Yerbilimleri Özel Dizisi, Ankara, 1, 75 s.
- Tekeli, O., 1980. Toroslarda Aladağların yapısal evrimi. Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 23(1), 11-14.
- Tekeli, O., Aksay, A., Ürgün, B.M. and Işık, A., 1984. Geology of the Aladağ Mountains: International Symposium on the Geology of the Taurus Belt Proceedings (Ed: Tekeli, O. and Göncüoğlu, M.C.), MTA, Ankara, 143-158.
- Türkunal, S., 1965. Yahyalı kazasının güney ve kuzeydoğu dolaylarının jeolojisi ve ilgili sahanın içinde ve dışında bulunan galen ve simitsonit mineralizasyonu hakkında rapor. MTA Derleme No: 3650, 36 s (yayımlanmamış).
- Tüzün, D., 1985. Zamantı yöresi Zn-Pb aramaları projesi. Niğde-Çamardı-Alagöl ve Yahyalı-Taşhan (Çaputlu) Zn-Pb cevherleşmeleri jeoloji raporu. MTA Derleme No: 7766, 28 s (yayımlanmamış).
- Ulakoğlu, S., 1983. Aladağlarda Yahyalı (Kayseri) bölgesinin jeolojisi. İÜ Yerbilimleri, 4(1_2), 1-44.
- Vaché, R., 1964. Die blei-zink-lagerstätte am Bakırdağ im Antitaurus (provinz Kayseri). MTA Dergisi, 62, 91-102.

LEVHA I DİZİNİ

Foto 1. Simitsonitlerde mineral sınırı.

Photo 1. Mineral boundary of smithsonite.

Foto 2. Simitsonitler içerisinde sfalerit kapanımları.

Photo 2. Sphalerite relicts in smithsonite.

Foto 3-4 . Galenit, sfalerit ve anglezitlerden görünüm.

Photo 3-4 . View of the galena, sphalerite and anglesite.

Foto 5. Serusitler içerisinde galenit kalıntıları.

Photo 5. Galena relicts in cerussite.

Foto 6. Anglezit içerisinde galenit kalıntıları.

Photo 6. Galena relicts in anglesite.

Foto 7. Galenitlerde kolloform serusit-anglezit oluşumları.

Photo 7. Colloform cerussite-anglesite occurrences in galena.

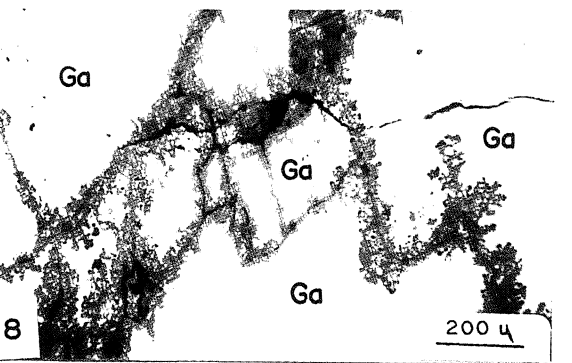
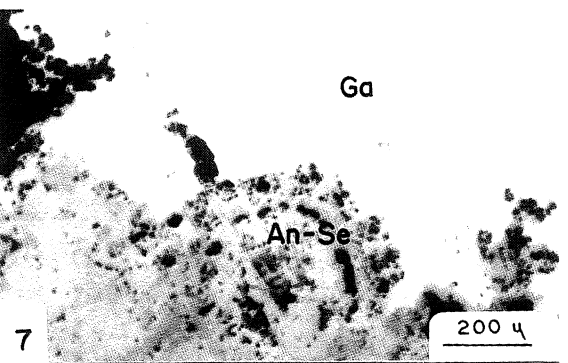
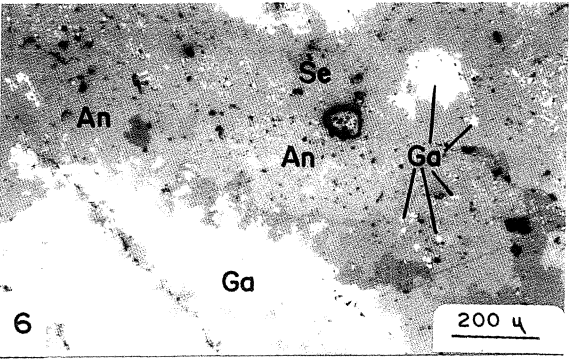
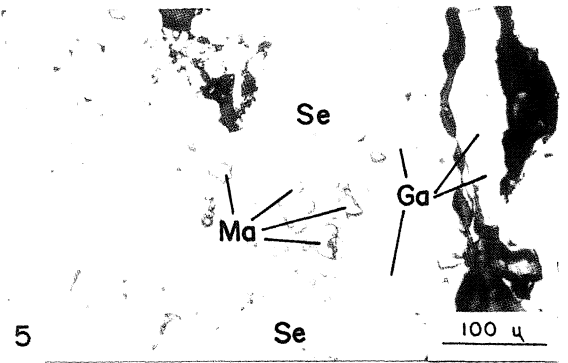
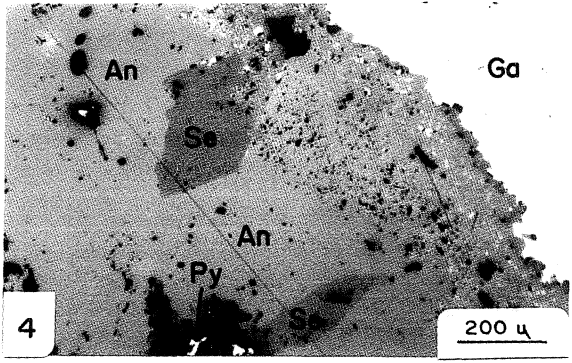
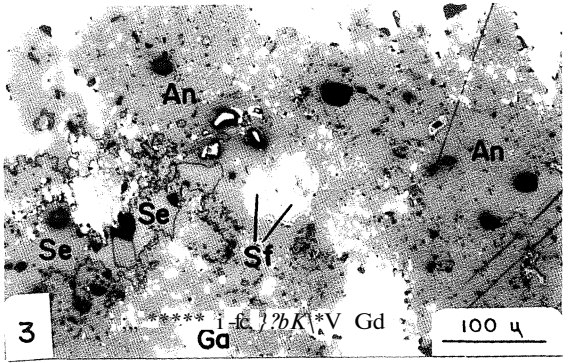
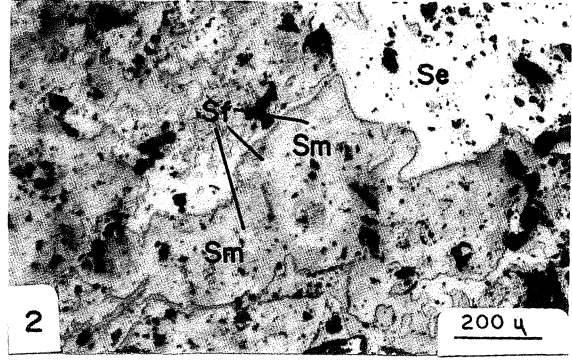
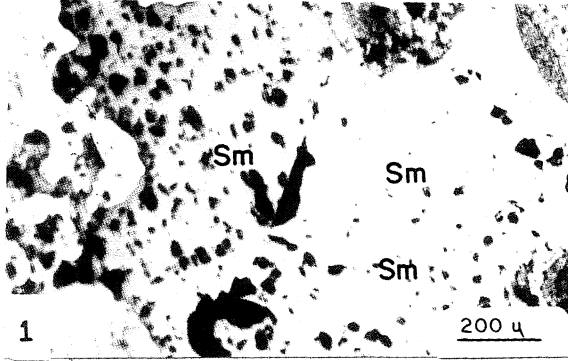
Foto 8. Galenitlerde kırıklar ile ilişkili serusit-anglezit oluşumları.

Photo 8. Cerussite-anglesite occurrences in galena cracks.

(Bütün mikro fotoğraflar için: (parlatma, hava ortamı, tek nikol; Sm-simitsonit; Se-serusit; An-anglezit; Ga-galenit ; Sf-sfalerit; Py-pirit; Ma-markazit; G-götit; L-lepidokrozit; Ko-kovellin ; Ag-gümüş sülfü tuzu)

(For all micro photos: polished surface, air, single nicol; Sm-smithsonite ; Se-cerussite ; An-anglesite ; Ga-galena ; Sf-sphalerite ; Py-pyrite ; Ma-marcasite ; G-geothite ; L-lepidochrosite Ko- covellite ; Ag-silver sulfosalts)

LEVHA I
PLATE I



LEVHA II DİZİNİ

Foto 1. Galenitlerde deforme olan dilinim düzlemleri.
Photo 1. Deformed cleavage plain in galena.

Foto 2. Galenitlerde sfalerit kapanımları.
Photo 2. Sphalerite inclusion in galena.

Foto 3. Özşekilli piritlerden bir görünüm.
Photo 3. A view of the euhedral pyrite.

Foto 4. Konsantrik büyümüş götit ve lepidokrozitler.
Photo 4. Concentric growth of geothite and lepidochroite.

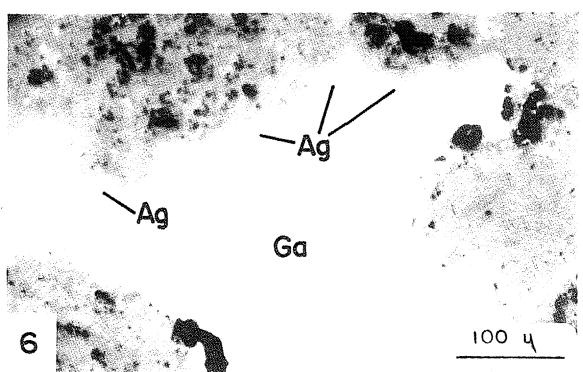
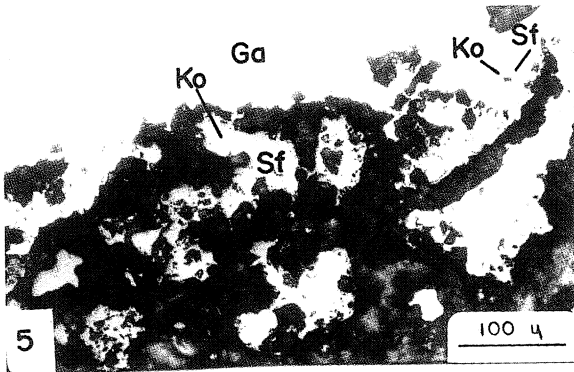
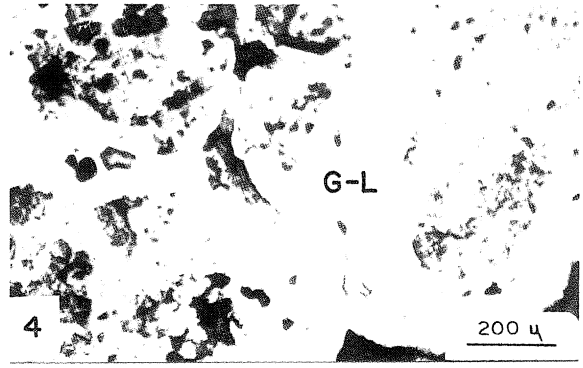
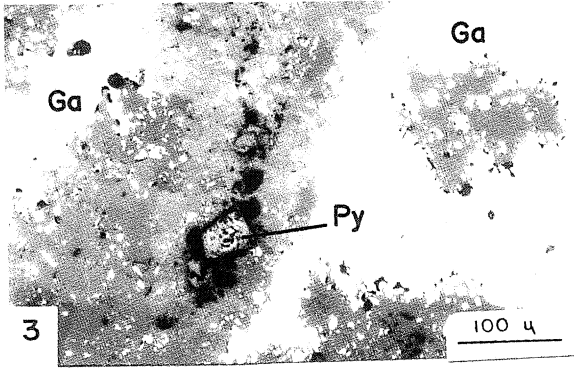
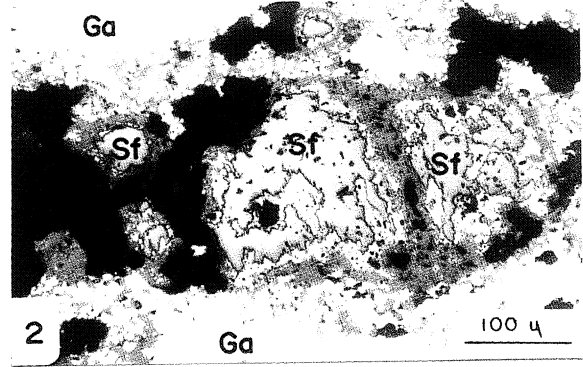
Foto 5. Sfaleritler ile ilişkili kovellin oluşumları.
Photo 5. Covellite occurrences with sphalerite.

Foto 6. Galenitlerin kenar zonlarında Ag-sülfo tuzu oluşumları.
Photo 6. Ag-sulpho salt occurrences border zones of galena.

(Bütün mikro fotoğraflar için parlatma, hava ortamı, tek nikel; Sm- simitsonit; Se- serusit; An-anglezit; Ga-galenit ; Sf-sfalerit; Py-pirit; Ma-markazit; G- götit; L-lepidokrozit; Ko-kovellin ; Ag-gümüş sülfo tuzu)

(For all micro photos: polished surface, air, single nicol; Sm-smithsonite ; Se-cerussite ; An-anglesite ; Ga-galena ; Sf-sphalerite ; Py-pyrite ; Ma-marcasite ; G-geothite ; L-lepidochroite Ko-covellite ; Ag-silver sulfosalt)

LEVHA II
PLATE II





Using Various Tree's Leaves in Prospection of the Auriferous Quartz Veins and Sulphide Lodes (Hatay-Southern Turkey)

Çeşitli Bitki Yapraklarının Altın İçeren Kuvars ve Sülfür Damarlarının Prospeksiyonunda Kullanılması

Doğan AYDAL University of Ankara, Faculty of Sciences, Department of Geology, 06100 Beşevler, Ankara
(e- mail: aydal@science.ankara.edu.tr)

Abstract

This investigation is concerned with the effect of mineral content of soil to the tree leaves in Kiseçik village and its surroundings located 11 km NW of the city of Hatay.

The leaves of *Planatus orientalis*, *Arbutus andrachne*, *Alnus glutinosa*, *Salix alba*, *Cistus creticus*, *Philyrea latifolia*, *Pistacia lentiscus*, *Quercus infectoria* and *Quercus coccifera* were chosen for the study and 50 elements were analysed for 23 samples in the study area.

The average values of the As, Zn, S, Au, Ag, Cd, Co, P, Na, K, Sb, Se, Y, Mn, Gd and Nd were determined to be higher in the leaves of the trees having direct contacts with the auriferous quartz veins and sulphide lodes.

On the other hand, the mentioned trees in the ultramafic area away from the auriferous quartz veins and sulphide lodes were found to be enriched in Mg, Ni, Fe, Mo, Cr, B, Sr, Ca, Ba, Al, Bi, Pr and Ce.

The mean value of the Te, Ga, Sm and Dy were detected almost the same in the trees in the both area.

Finally, U, Th, V, La, Ti, W, Tl, Ho, Tb, Er, Tm, Yb and Lu values of the leaves could not have been determined due to the low level of these elements.

As a results, some of the trees such as *Cistus creticus* and *Salix alba* were noticed to be the most sensitive trees affected by the soil. Pb, Ni, Co, Mn, Fe, Cd, Bi, P, Cr, Al, Na, Ga, Y, Ce, Pr, Nd, Sm, Gd and Dy content of *Cistus creticus* is higher than the rest. On the other hand *Salix alba* is higher in Mo, Zn, Ca, Mg, Se, S (in mining area) and Co, Mn and Cd (in non-mining area).

This result suggests that leaves can be used as indicator for the auriferous quartz veins and sulphide lodes.

Key Words : Geobotanic, gold, silver, leaves

Öz

Hatay ili merkezine 11 km uzaklıkta bulunan Kiseçik köyü ve çevresinde, altın ve gümüş içeren kuvars ve sülfür damarlarının bulunduğu bölgede, Çınar, Sandal, Kızılağaç, Söğüt, Pürem, Sakızlık, Çitlembik, Karapelit ve Pelit gibi 9 bitki türünden 23 yaprak örneği alınarak 50 element üzerinde yapılan çalışmada, bitkilerin, buldukları bölgeden etkilenme dereceleri araştırılmıştır (Şekil 1).

Altın içeren sülfür ve kuvars damarları ile doğrudan temasta bulunan ağaç yapraklarındaki ortalama As, Zn, S, Au, Ag, Cd, Co, P, Na, K, Sb, Se, Y, Mn, Gd ve Nd değerlerinin yüksek olduğu belirlenmiştir. Diğer taraftan, Bu damarlardan uzakta ve ultrabazik bazı kayaların üzerinde yetişen aynı bitkilerin yapraklarının Mg, Ni, Fe, Mo, Cr, B, Sr, Ca, Ba, Al, Bi ve Ce bakımından zenginleştiği belirlenmiştir. Yapraklardaki Te, Ga, Sm ve Dy değerlerinin ise her iki bölgede aynı değerlerde kaldığı ve U, Th, V, La, Ti, W, Tl, Ho, Tb, Er, Tm, Yb, ve Lu değerlerinin ise miktarlarının çok düşük olması sebebiyle belirlemediği görülmüştür.

Sonuç olarak Pürem ve Söğüt'ün bulunduğu ortamdan en çok etkilenen bitkiler olduğu belirlenmiştir. Pb, Co, Mn, Fe, Cd, Bi, P, Cr, Al, Na, Ga, Y, Ce, Pr, Nd, Sm, Gd ve Dy miktarının Pürem bitkisinde diğerlerine oranla daha fazla olduğu, bunun yanı sıra Mo, Zn, Ca, Mg ve Se'un damarların bulunduğu bölgede, Co, Mn, ve Cd'un kayaların bulunduğu bölgedeki Söğüt ağaçlarında zenginleştiği belirlenmiştir.

Sonuç olarak, yaprakların, altın içeren altın kuvars damarları ile sülfür damarlarının yerlerinin belirlenmesinde bir belirteç olarak kullanılabilirliği düşünülmektedir.

Anahtar Kelimeler: Jeobotanik, altın, gümüş, ağaç yaprakları

INTRODUCTION

As it has been pointed out earlier, plants can be used either as geobotanical indicators which reveal mineral anomalies by their presence or absence "Cannon (1960), Viktorov and others (1964), Malyuga (1964), Brooks (1972), Girling and others (1979)" in prospecting for economically important minerals.

This paper reports the results of a biochemical investigation for gold bearing sulphide mineralization in an area of 25 sq. km around Kiseçik village, city of Hatay, Turkey.

Plant gold concentration usually occur in the ppb range on a dry weight basis, even in anomalous areas (Jones, 1970). This makes analysis of a plant material for gold difficult and explains why the use of plants as indicators of gold mineralization has

not been commonly considered.

The geochemical relationship between gold and arsenic in epithermal deposits has been established by various workers "Boyle and Jonasson (1973), Girling and others (1978), Warren and others (1964), Erdman and Olson (1985)".

In this study the potential use of arsenic and 48 other elements as a pathfinder for gold in this area were examined. Furthermore, the geochemical analyses of the host rocks were examined also to study the effect of chemical composition of the rocks-soil to the studied trees.

LOCATION AND GEOLOGY OF THE STUDY AREA

The study area is located 11 km NW of the city Hatay in Southern Turkey.

The general geology has been described by various authors and as well as by the present author. One area that has received considerable attention is the Kızıldağ Ophiolitic complex in the Southern Turkey. Erickson (1940), Wijkerslooth (1942), Romieux (1942), Dubertret (1953), Molly (1955), Vuagnat and Çoğulu (1967), Aslaner (1973), Çoğulu (1973), (1974), Delaloye and others (1980), Selçuk (1981), Alpan (1985), Tekeli and Erendil (1986), Aydal (1989), Pişkin and others (1990) and Çağatay and others (1991) are some to be mentioned.

These workers identified six different rock units within the ophiolitic complex; tectonites, poikilitic zone, cumulates (ultramafic and mafic types), diabase dykes (as a sheeted complex), pillow lavas and volcano sedimentary rocks.

At the present study area the predominant rocks are mainly sheeted diabasic dykes, tectonites, gabbros and pillow lavas are in lesser amount.

Especially diabasic dykes and gabbros are cut by numerous auriferous sulphide lodes and quartz veins, most of which have considerable amount of microdimensional gold and silver. The mineralised zone lies between 450 and 650 meters elevation. Arsenopyrite, sphalerite, chalcopyrite and pyrite are the most abundant sulphide minerals in quartz veins and lodes.

PLANTS SPECIES AND SAMPLING

PROCEDURE

Nine species were chosen and 15 samples were collected from the study area. Besides, 8 additional samples were collected from an adjacent area in order to examine the variation of especially As, Zn, Cu, Fe and as well as Au and Ag concentrations in the study area. The last 8 samples were collected from a comparable topographic area nearby, where earlier geochemical studies indicated absence of gold anomalies.

The species collected from the lower area were *Planatus orientalis*, *Arbutus andrachne*, *Alnus glutinosa* and *Salix alba*, the deep rooted perennials. On the other hand, relatively shallow rooted *Philyrea latifolia*, *Pistacia lentiscus*, *Quercus infectoria*, *Quercus coccifera* and *Cistus creticus* were collected from the relatively higher elevation at the study area.

All of the species are reasonable widespread not only in the study area but also in Southern and Western part of Turkey. In the mineralised area plant samplings were carried out especially over areas of silicified argillite and sulphide veins and from the plants on the diabase dykes, gabbros and tectonites in non-mineralised area.

Because of the soil contamination root samples were not preferred and approximately 100 gr of leaf samples were collected from each species. The samples were washed and dead material were removed prior of oven drying at 80°-100°C for 12-24 hours depending up on the leaf thicknesses.

ANALYTICAL PROCEDURE AND GEOCHEMISTRY

All dried leaf samples were packed in double nylon bags and send to Canada- ACME Laboratories, which has ISO 9002 certificate for chemical analysis.

The samples were pulverized and prepared for the analysis by the ACME staff. According to the given report, 30 g of sample were dissolved for each determination in 180 ml 2-2-2 HCl - HNO₃ - H₂O at 95 degree C for one hour and is diluted to 600 ml. Analysis made by ICP/ES and MS. for 50 elements.

Whole rock and REE analysis of the rocks, auriferous quartz veins and sulphide veins was made by ACME. For the analysis 0.2 g of the samples were fused with 1.5 g of LiBO₂ and then dissolved in 100 ml 5 % HNO₃. ICP/MS was used for the determination of Mo, Cu, Pb, Zn, Ni, As, Cd and Sb. For analysis, 0.5 gr sample is digested with 3 ml 2-2-2 HCl-HNO₃-H₂O at 95 degree and then diluted to 10 ml with water. Gold and Ag analysis were made by ICP/ES &MS in ACME-Canada, Meda Steel- Belgium and M.T.A. (Mineral Research and Exploration General Directorate of Turkey) in order to examine the reproducibility or accuracy of the results in the samples.

Chemical analyses of the leaf samples are given as "Table 1".

The geochemical analysis of diabasic dykes, gabbros are given in "Table 2", while the geochemical analysis of gold bearing quartz veins and sulphide lodes are summarized in "Table 3".

Some selected cross-examination graphics were prepared and shown as element versus element graphics in order to show the differences and/or similarities of the chemistry of the leaves in the mineralised and non-mineralised areas "Figure 1".

RESULTS AND DISCUSSION

The mean value of As was 3.57 ppm in the mining area, whereas the mean value of As was 0.656 ppm in the trees having no direct contact with any of the auriferous quartz veins or sulphide lodes. The average value of Zn in both areas were determined (33.6-22.4) respectively, whilst for S (0.160-0.121%), Au (1.86-1.63 ppb), Ag (9.8-7.42 ppb), Cd (0.128-0.066 ppm), Co (0.386-0.271 ppm), P (0.088-0.074 %), Na (0.018-0.0093 %), K (0.60-0.57%), Se (0.206-0.128 ppm), Y (0.087-0.060 ppm), Mn (118-106 ppm), Ba (3.26-3.15 ppm), Gd (0.026-0.013 ppm), Nd (0.069-0.038 ppm) and Sb (0.05-0.038 ppm).

The mean value of Mg in the leaves of the trees in the non-mineralised and mineralised areas were found 0.422 %, and 0.342 % respectively. The average value of Ni in the non-mining and mining areas were determined to be (15.21-4.31 ppm), Fe (0.057-0.027 %), Mo (0.031-0.027 ppm), Cr (1.36-0.85 ppm), B (33.0-25.9 ppm), Sr (21.63-21.02 ppm), Ba (3.47-3.26 ppm), Ca (1.01-0.93%), Al (0.033-0.021 %), Bi (0.036-0.032 ppm) and Ce (0.134-0.116 ppm).

Pahlsson (1989) and Steffens (1990) showed that Cu, Pb, Cd and Hg enrichments in trees are

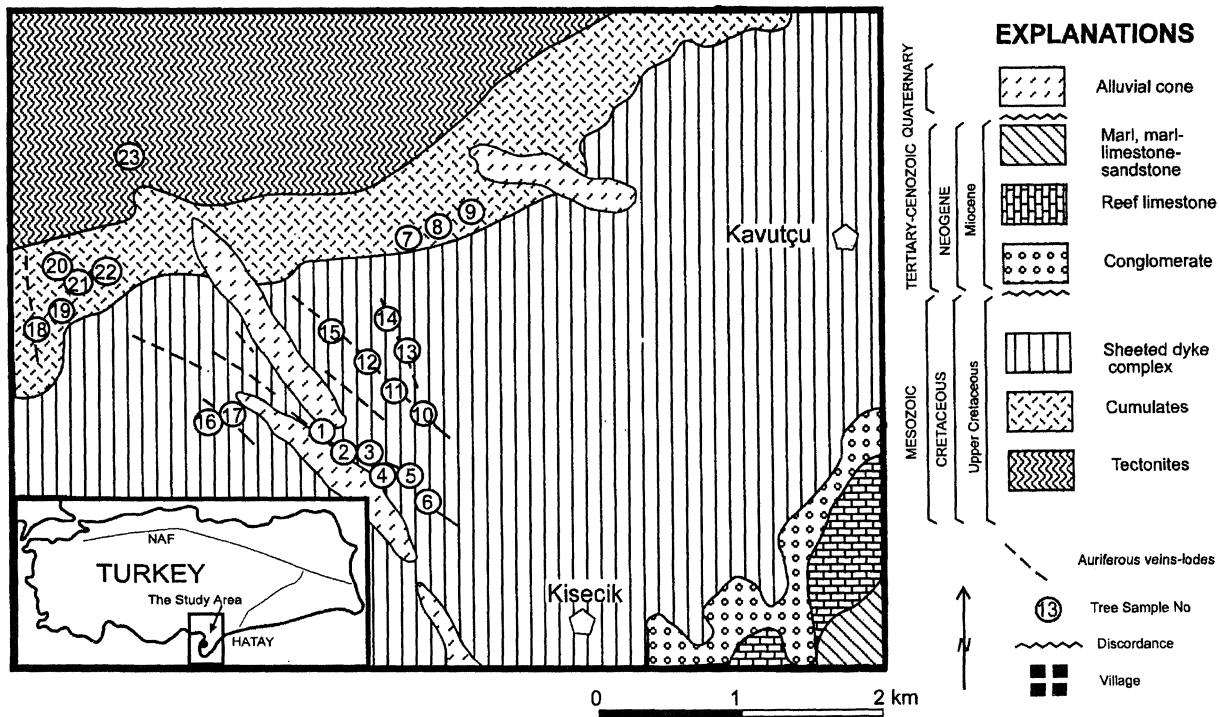


Figure 1: Simplified geological map and sample location in the study area

Şekil 1: Çalışma alanının basitleştirilmiş jeolojik haritası ve numune lokasyonları

Table 1: The chemical analyses of 23 leaf samples. The number of the tree species is shown in brackets next to them and the last number is the representative sample of the non-mineralised area.

P. Orientalis (1, 4, 7), *A. andrachne* (10, 12, 13, 17, 18, 8), *C creticus* (6, 21), *S. alba* (16, 22), *A. glutinosa* (5, 23), *P latifolia* (3, 20), *Q. infectoria* (11, 14, 18), *Q. coccifera* (2, 9) and *P. lentiscus* (15).

Çizelge 1: 23 yaprak örneğinin kimyasal analizi. Ağaç örneklerinin numaraları parantez içinde gösterilmiş olup son numaralar cevhersiz bölgeden alınan numuneleri temsil etmektedir.

P Orientalis (1, 4, 7), *A. andrachne* (10, 12, 13, 17, 18, 8), *C. creticus* (6, 21), *S. alba* (16, 22), *A. glutinosa* (5, 23), *P latifolia* (3, 20), *Q. infectoria* (11, 14, 18), *Q. coccifera* (2, 9) and *P lentiscus* (15).

SAMPLE	Mo ppm	Cu Ppm	Pb ppm	Zn ppm	Ag ppb	Ni ppm	Co ppm	Mn Ppm	Fe %	As ppm	U ppm	Au ppb	Th ppm	Sr ppm	Cd ppm	Sb ppm	Bi ppm	V ppm
Y-99-8-1	.06	9.02	.28	13.4	6	2.8	.2	43	.03	6.2	<.1	2.9	<.1	4.3	.01	.09	.03	<.2
Y-99-8-2	.03	11.92	.36	17.3	32	10.7	.2	96	.02	1.6	<.1	1.9	<.1	8.7	.03	.09	.02	<.2
Y-99-8-3	.03	11.73	.28	41.5	5	15.5	.4	33	.03	2.0	<.1	1.3	<.1	12.4	.01	.03	<.02	<.2
Y-99-8-4	.05	7.50	.39	10.5	4	7.7	.2	86	.03	2.0	<.1	2.7	<.1	7.1	.02	.06	<.02	<.2
Y-99-8-5	.02	14.09	.39	44.6	9	10.6	.8	112	.05	2.7	<.1	1.5	<.1	10.3	.02	.03	<.02	<.2
Y-99-8-6	.03	12.85	1.00	56.2	9	5.0	2.1	516	.07	16.4	<.1	3.3	<.1	9.6	1.81	.09	<.02	<.2
Y-99-8-7	.02	10.85	.53	9.1	6	12.1	.3	33	.03	.8	<.1	1.0	<.1	11.8	.01	.03	<.02	<.2
Y-99-8-8	.02	13.47	.40	29.2	8	2.0	.3	43	.03	.6	<.1	1.3	<.1	67.6	.13	.06	.13	<.2
Y-99-8-9	.03	5.20	.18	14.2	5	1.4	.2	111	.03	.6	<.1	.9	<.1	26.3	.02	<.02	<.02	<.2
Y-99-8-10	.02	3.80	.30	28.9	5	.9	.1	24	.02	1.6	<.1	1.6	<.1	27.9	.51	.03	<.02	<.2
Y-99-8-11	.02	17.22	.60	33.0	8	1.3	.2	276	.02	1.5	<.1	.9	<.1	17.2	.22	.04	<.02	<.2
Y-99-8-12	.01	9.59	.37	30.4	6	.9	.2	26	.02	2.2	<.1	1.5	<.1	51.3	.26	.06	.18	<.2
Y-99-8-13	.02	9.89	.29	21.9	10	.8	.1	22	.02	2.5	<.1	1.7	<.1	38.9	.08	.05	.03	<.2
Y-99-8-14	.02	16.68	.65	29.4	8	1.8	.4	301	.03	1.8	<.1	1.8	<.1	24.2	.15	.04	<.02	<.2
Y-99-8-15	.04	14.17	.56	14.8	10	1.0	.2	53	.03	1.9	<.1	3.0	<.1	37.1	.03	.05	<.02	<.2
Y-99-8-16	.03	10.73	.34	138.0	7	1.7	.4	160	.02	9.2	<.1	.7	<.1	21.5	.31	.02	<.02	<.2
Y-99-8-17	.02	13.01	.55	36.7	10	3.1	.2	23	.02	1.1	<.1	1.7	<.1	26.0	.12	.05	<.02	<.2
Y-99-8-18	.01	9.36	.46	31.4	18	.9	.1	27	.03	.9	<.1	1.1	<.1	18.9	.16	.03	<.02	<.2
Y-99-8-19	.01	33.16	.85	22.7	13	7.2	.4	44	.03	.6	<.1	2.5	<.1	7.1	.01	.04	<.02	<.2
Y-99-8-20	.04	7.70	.63	9.8	4	11.0	.7	17	.04	.6	<.1	1.4	<.1	12.4	.02	.04	<.02	<.2
Y-99-8-21	.04	7.91	.84	24.4	8	51.5	3.5	44	.18	.8	<.1	2.1	<.1	6.7	.11	.04	<.02	<.2
Y-99-8-22	.08	13.86	.77	47.1	10	20.7	6.5	450	.06	.6	<.1	2.2	<.1	15.6	.15	.03	<.02	<.2
Y-99-8-23	.02	38.86	1.88	46.9	12	7.4	1.1	79	.04	1.9	<.1	5.9	<.1	11.1	.02	.05	<.02	<.2

SAMPLE	Ca %	P %	La ppm	Cr ppm	Mg %	Ba ppm	Ti %	B ppm	Al %	Na %	K %	W ppm	Tl ppm	Hg ppb	Se ppm	Te ppm	Ga ppm	S %
Y-99-8-1	.75	.109	<.5	<.5	.26	.8	.001	14	.02	.009	.56	.3	<.02	<.5	.4	<.02	<.1	.18
Y-99-8-2	.67	.095	<.5	3.4	.30	11.9	<.001	35	.01	.004	.70	<.2	<.02	18	.1	<.02	<.1	.15
Y-99-8-3	.78	.084	<.5	1.9	.24	2.7	.001	18	.02	.008	1.09	<.2	<.02	<.5	<.1	<.02	.1	.11
Y-99-8-4	1.71	.096	<.5	<.5	.39	.7	<.001	23	.01	.010	.45	<.2	<.02	10	.2	<.02	<.1	.38
Y-99-8-5	1.48	.107	<.5	.5	.51	1.1	.001	32	.04	.014	.53	<.2	<.02	6	.3	<.02	.1	.14
Y-99-8-6	.83	.129	<.5	1.5	.34	1.8	.001	17	.05	.124	.56	<.2	<.02	9	.4	<.02	.2	.17
Y-99-8-7	.96	.077	<.5	.5	.34	1.2	<.001	14	.02	.008	.60	<.2	<.02	12	.1	<.02	.1	.12
Y-99-8-8	1.81	.061	<.5	<.5	.37	7.5	.001	38	.04	.007	.43	<.2	<.02	10	.2	.05	.1	.08
Y-99-8-9	1.69	.069	<.5	2.8	.12	2.4	.001	32	.05	.010	.48	<.2	<.02	<.5	<.1	<.02	.1	.08
Y-99-8-10	.84	.083	<.5	<.5	.43	4.8	<.001	12	.01	.006	.47	<.2	<.02	<.5	.1	<.02	<.1	.07
Y-99-8-11	.92	.060	<.5	<.5	.25	1.0	<.001	45	.01	.011	.61	<.2	<.02	22	.1	<.02	<.1	.12
Y-99-8-12	.72	.070	<.5	<.5	.49	3.9	.001	11	.02	.007	.38	<.2	<.02	8	<.1	.08	<.1	.10
Y-99-8-13	.75	.068	<.5	<.5	.30	6.9	<.001	23	.01	.005	.56	<.2	<.02	6	.1	.03	<.1	.11
Y-99-8-14	.77	.060	<.5	<.5	.29	1.7	.001	39	.01	.016	.84	<.2	<.02	15	.1	<.02	<.1	.12
Y-99-8-15	1.32	.072	<.5	<.5	.24	2.0	.001	80	.01	.011	1.01	<.2	<.02	19	.2	<.02	<.1	.13
Y-99-8-16	1.82	.099	<.5	<.5	.51	.8	.001	12	.02	.010	.98	<.2	<.02	<.5	.6	.02	.1	.45
Y-99-8-17	.88	.114	<.5	<.5	.38	6.2	.001	16	.02	.011	.37	<.2	<.02	17	<.1	<.02	.1	.11
Y-99-8-18	.76	.073	<.5	<.5	.20	2.6	<.001	11	.01	.005	.68	<.2	<.02	<.5	.2	<.02	<.1	.07
Y-99-8-19	.54	.057	<.5	<.5	.40	1.7	.001	25	.01	.005	.42	<.2	<.02	<.5	.1	<.02	<.1	.08
Y-99-8-20	.95	.094	<.5	3.3	.32	2.6	.001	63	.02	.006	.86	<.2	<.02	27	.1	<.02	.1	.13
Y-99-8-21	.67	.077	<.5	13.0	.68	5.9	.003	32	.06	.026	.46	<.2	<.02	17	<.1	<.02	.2	.14
Y-99-8-22	.81	.083	<.5	.6	.73	2.0	.001	27	.03	.004	.79	<.2	<.02	16	.2	<.02	.1	.22
Y-99-8-23	.78	.145	<.5	<.5	.45	.9	.001	20	.03	.007	.49	<.2	<.02	19	.2	<.02	.1	.23

SAMPLE	Y Ppm	Ce ppm	Pr ppm	Nd ppm	Sm ppm	Eu ppm	Gd ppm	Tb ppm	Dy ppm	Ho ppm	Er ppm	Tm ppm	Yb ppm	Lu Ppm
Y-99-8-1	.05	.13	.02	.08	.02	<.02	.02	<.01	.02	<.02	<.02	<.01	.01	<.02
Y-99-8-2	.02	.06	<.02	.03	<.02	<.02	<.02	<.01	<.02	<.02	<.02	<.01	.01	<.02
Y-99-8-3	.05	.12	.02	.07	<.02	<.02	.02	<.01	<.02	<.02	<.02	<.01	.01	<.02
Y-99-8-4	.12	.12	.02	.08	.02	<.02	.02	<.01	.02	<.02	<.02	<.01	.01	<.02
Y-99-8-5	.10	.15	.02	.08	.02	<.02	.03	<.01	.02	<.02	<.02	<.01	.01	<.02
Y-99-8-6	.28	.30	.04	.20	.05	<.02	.08	.01	.05	<.02	<.02	<.01	.02	<.02
Y-99-8-7	.03	.07	<.02	.04	<.02	<.02	<.02	<.01	<.02	<.02	<.02	<.01	<.01	<.02
Y-99-8-8	.03	.08	<.02	.05	<.02	<.02	<.02	<.01	<.02	<.02	<.02	<.01	.01	<.02
Y-99-8-9	.03	.07	<.02	.04	<.02	<.02	<.02	<.01	<.02	<.02	<.02	<.01	<.01	<.02
Y-99-8-10	.04	.09	<.02	.06	<.02	<.02	<.02	<.01	<.02	<.02	<.02	<.01	<.01	<.02
Y-99-8-11	.07	.11	<.02	.06	<.02	<.02	.02	<.01	<.02	<.02	<.02	<.01	<.01	<.02
Y-99-8-12	.03	.06	<.02	.04	<.02	<.02	<.02	<.01	<.02	<.02	<.02	<.01	<.01	<.02
Y-99-8-13	.03	.05	<.02	.03	<.02	<.02	<.02	<.01	<.02	<.02	<.02	<.01	<.01	<.02
Y-99-8-14	.09	.14	.02	.08	.02	<.02	.02	<.01	.02	<.02	<.02	<.01	.01	<.02
Y-99-8-15	.29	.15	.02	.12	.02	<.02	.04	.01	.03	<.02	<.02	<.01	.01	<.02
Y-99-8-16	.05	.09	<.02	.05	<.02	<.02	.02	<.01	<.02	<.02	<.02	<.01	.01	<.02
Y-99-8-17	.07	.11	.02	.07	.02	<.02	.02	<.01	<.02	<.02	<.02	<.01	.01	<.02
Y-99-8-18	.01	.06	<.02	.04	<.02	<.02	<.02	<.01	<.02	<.02	<.02	<.01	<.01	<.02
Y-99-8-19	.03	.10	<.02	.06	<.02	<.02	.02	<.01	<.02	<.02	<.02	<.01	.01	<.02
Y-99-8-20	.04	.13	.02	.08	<.02	<.02	.02	<.01	<.02	<.02	<.02	<.01	.01	<.02
Y-99-8-21	.20	.39	.06	.23	.04	<.02	.06	.01	.04	<.02	<.02	<.01	.02	<.02
Y-99-8-22	.06	.10	<.02	.07	.02	<.02	.02	<.01	<.02	<.02	<.02	<.01	.01	<.02
Y-99-8-23	.05	.09	<.02	.08	<.02	<.02	.02	<.01	<.02	<.02	<.02	<.01	.01	<.02

Using Various Tree's Leaves in Prospection of the Auriferous Quartz Veins

Table 2: The geochemical analyses of the diabasic dykes and gabbros.

Çizelge 2: Diyabaz daykkan ile gabroların kimyasal analizleri.

	Diabase Dykes (Have a direct contact with auriferous lodes-veins) \bar{X} (n=6) range	Diabase Dykes (Have no direct contact with auriferous lodes-veins) \bar{X} (n=6) range	Gabbros (Have contact with auriferous lodes-veins) \bar{X} (n=6) range	Gabbros (Have no contact with any auriferous lodes-veins) \bar{X} (n=5) range
SiO ₂	50.02 (43.6-54.68)	52.49 (48.70-55.0)	47.05 (41.41-49.47)	48.08 (46.73-49.03)
MgO	10.0 (7.077-17.21)	8.84 (8.02-13.60)	9.85 (8.067-10.629)	9.62 (8.66-11.03)
CaO	2.40 (0.09-6.70)	7.45 (5.50-8.50)	11.205 (8.04-11.203)	11.06 (6.03-12.07)
Fe ₂ O ₃	9.98 (6.69-11.15)	8.81 (8.20-10.0)	5.75 (5.2-6.43)	7.34 (4.43-8.36)
K ₂ O	0.257 (0.18-0.399)	0.358 (n.d.-0.84)	0.249 (0.206-0.302)	0.25 (0.21-0.315)
Na ₂ O	1.45 (1.39-1.46)	2.83 (1.78-3.95)	1.165 (1.15-1.21)	1.50 (1.03-2.09)
TiO ₂	0.61 (0.36-0.862)	0.35 (0.24-0.99)	0.313 (0.293-0.333)	0.30 (0.28-0.323)
Al ₂ O ₃	14.56 (13.50-15.58)	15.916 (12.0-15.50)	13.91 (14.50-17.95)	17.16 (16.91-18.83)
MnO	0.154 (0.050-0.235)	0.11 (0.05-0.18)	0.082 (0.061-0.1)	0.11 (0.09-0.14)
As	0.336 (0.239-0.105)	0.092 (0.07-0.105)	0.250 (0.184-0.305)	0.009 (n.d.-0.01)
Zn	0.123 (0.080-0.212)	0.089 (0.070-0.11)	0.066 (0.031-0.082)	n.d.
Cu	0.11 (0.070-0.222)	0.070 (0.04-0.098)	0.006 (0.001-0.010)	n.d.
S	0.275 (n.d.-1.207)	0.236 (0.117-0.332)	0.003 (0.001-0.008)	0.012 (0.006-0.018)
P ₂ O ₅	0.132 (0.025-0.058)	0.04 (0.02-0.058)	0.024 (0.013-0.032)	0.05 (0.03-0.065)
Ni	0.205 (0.078-0.80)	0.10 (0.07-0.12)	0.85 (0.042-0.12)	0.15 (0.092-0.167)
LoI	8.89 (6.77-11.02)	3.91 (2.82-4.37)	8.63 (4.13-12.31)	3.42 (1.66-5.018)
Total:	99.47	101.691	100.436	99.591
Note: Total Fe as Fe₂O₃				

closely related with the flora metabolism system and might cause poisoning. Nevertheless, it was noticed that copper was especially preferred by small sized trees such as *C. creticus*, *P. latifolia* and *Q. infectoria*, whereas lead especially was preferred by *Q. infectoria* and *C. creticus*. Furthermore, Cu and Pb were determined to be preferred by relatively higher trees such as *P. orientalis*, *S. alba* and *A. andrachne*. Their contents are particularly more in the non-mineralised area.

Relatively higher values of Pb, Ni, Co, Mn, Fe, Au, Bi, P, Cr, Al, Na, Ga, Y, Ce, Pr, Nd, Sm, Gd and Dy were determined in mineralised areas especially in the *C. creticus*, which is the smallest plant among the studied plants. The highest values of Mo, Zn, Co, Mn, Cd, Ca, Mg, Se and S were determined in *S. alba*.

According to these results it can be easily said that accumulation of gold and other elements in the leaves has no positive correlation with the size of the trees and the depth of the roots.

According to Pahlsson's (1989) study in Sweden, Cu and Pb appear to be accumulated in the roots and the contents in the leaves remain at the normal level until the roots are saturated.

Most probably because of this reason, the deep rooted tree's leaves in the mineralised area such as *P. orientalis* (Cu, Ag, K, Cd, Ca, Sr), *A. andrachne* (Cu, Mo, Mn, Ca, Na, Sr, Se, B), *A. glutinosa* (Au, Cu, Ag, S, Mo, Cd) and *S. alba* (Au, Cu, Ag, Mo,

Mn, Y, B) were found to be poorer in some elements, which are shown in brackets.

Some selected element's normal levels of the leaves and their comparison with the studied leaves in the mineralised and non-mineralised areas are shown in "Table 4".

According to these values, it can be easily stated that the leaves were enriched in Zn, As, Cu, Mn, Ca, Mg, S, Al, Cr, Co, Ni and Se, whereas the level of the Fe, K, P, Na values were found to be decreased if they are compared with the mean values of the relevant elements given by Finck (1969).

Significant positive correlation were detected between As-Mn, Fe-Co, Mn-Co, Mn-Pb, As-Pb, Zn-Co and Mn-Fe. Correlation coefficients of some selected elements are shown in "Table 5". Furthermore, reasonably high positive correlation especially between the concentration of gold and arsenic was detected. Plants containing high "As" concentrations were found generally to have relatively higher levels of gold. In other words, "As" can probably be used in some circumstances in bio-geochemical prospecting to locate the area of gold anomaly in the study area.

The concentration and interrelation of As, Zn, Cu, Fe, Pb, Mn in relation with Au in mineralised and non-mineralised areas are given in "Figure 2".

Some peculiarities were detected during the

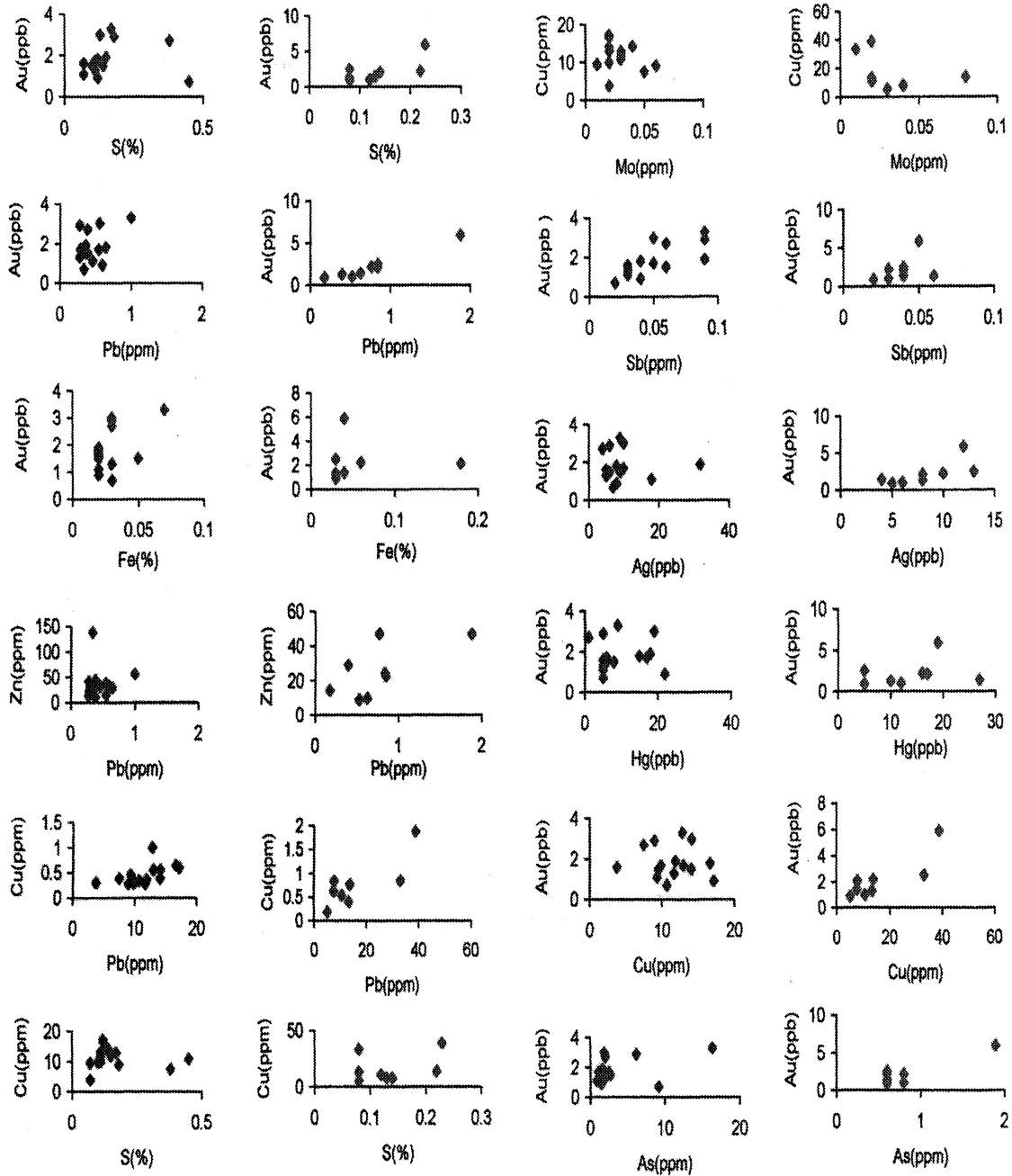


Figure 2: Graphical illustration of the concentration and interrelation of As, Zn, Cu, Fe, Pb, Mn and their relation with Au. The first graphic always represents mineralized zone, whilst the second always represents non-mineralized area as used same couple-elements for graphics.

Şekil 2: As, Zn, Cu, Fe, Pb, Mn konsantrasyonlarının birbirleri ile ve altın konsantrasyonu ile ilişkilerini gösteren grafikler. Aynı elementler ile oluşturulan grafiklerin ilki mineralleşmiş zonu, ikincisi mineralleşmemiş zonu temsil etmektedir.

Using Various Tree's Leaves in Prospection of the Auriferous Quartz Veins

Table 3: The geochemical analyses of the auriferous quartz veins and sulphide lodes.

Çizelge 3: Altın içeren kuvars damarları ile sülfür damarlarının kimyasal analizleri.

	Gold bearing quartz veins diabase dykes X (n=28) Range	Sulphide veins in Diabase dykes X (n=23) Range	Gold bearing quartz veins in gabbros X (n=4) Range
SiO ₂	79.976 (61.94-88.03)	41.470 (28.11-60.0)	85.58 (77.52-89.45)
MgO	0.205 (n.d.-0.55)	0.71 (0.03-1.95)	0.01 (n.d.-0.05)
CaO	0.105 (n.d.-0.40)	0.21 (n.d.-0.90)	0.06 (n.d.-0.09)
Fe ₂ O ₃	6.45 (2.65-13.3)	23.20 (14.24-32.2)	4.43 (2.22-5.97)
K ₂ O	0.273 (0.10-0.70)	0.325 (0.10-0.90)	0.26 (0.152-0.399)
Na ₂ O	0.10 (n.d.-0.15)	0.213 (n.d.-0.55)	0.09 (n.d.-0.190)
TiO ₂	0.084 (n.d.-0.60)	0.183 (0.06-0.40)	0.026 (0.006-0.066)
Al ₂ O ₃	1.714 (0.60-3.62)	4.64 (0.2-17.2)	1.27 (0.56-2.80)
As	1.484 (0.147-4.33)	13.82 (6.53-36.05)	0.73 (0.316-1.71)
Zn	0.314 (0.09-1.30)	3.29 (0.70-7.30)	0.12 (0.09-0.19)
Cu	0.239 (0.09-0.765)	2.03 (0.26-3.70)	0.16 (0.077-0.251)
S	0.319 (n.d.-0.773)	3.3 (2.01-4.70)	0.418 (0.016-1.147)
P ₂ O ₅	0.037 (0.01-0.10)	0.1 (0.02-0.2)	0.055 (0.012-0.180)
Mn	0.067 (0.005-0.208)	0.07 (0.04-0.1)	0.015 (0.007-0.020)
Ni	0.06 (n.d.-0.093)	0.06 (0.04-0.09)	0.089 (0.085-0.094)
LoI	8.81 (1.23-13.02)	4.46 (1.27-6.36)	5.21 (3.47-6.92)
Au (ppm)	3.78 (0.87-15.8)	10.14 (4.127-30.3)	2.99
Ag (ppm)	10.388 (0.5-23.8)	22.513	3.88
Total	100.23	99.46	99.631
Au/Ag	0.364	0.45	0.77

Note: Total Fe as Fe₂O₃

comparison of the chemistry of the leaves in gold bearing veins and rock analyses. Some elements, such as Mn, Co, Pb, Ni and Sr were found in small concentrations in the studied veins and rocks, but somehow the analysis of the leaves showed that these elements appeared to be comparatively and unexpectedly high in concentration in the studied leaves. For instance the Mn levels in gold bearing sulphide veins and quartz veins are very low and range between 100–3000 ppm, whereas the Mn values in the leaves vary between 23–516 ppm.

In the same sense, the Co values in the veins and rocks vary between (3.7–52.2 ppm), Pb (7–2162 ppm), Ni (9–290 ppm), Sr (1.4–150 ppm), whereas the values changes in the leaves (0.2–6.5 ppm), (0.28–1.88 ppm), (0.9– 51.5 ppm) and (4.3–67.6) respectively.

Perelman (1967) and Rose and others (1979) pointed out that Mn, Ni, Pb and Co are slightly mobile ($K = \text{Mobility coefficient}^{\wedge}, 1-1$) elements in water under oxidising condition (pH=5–8). But these elements become moderately mobile and naturally the uptake by some plants will be much stronger, if the oxidising condition becomes more acidic (pH < 4). Because of this reason, it can be stated, that the condition should have been strongly acidic during the uptake process of the relevant plants in the study area.

On the contrary, some elements such as Fe and Al, which are normally in high concentration in

the rocks and veins found to be very low in concentrations in the studied leaves.

The reason for these peculiarities have not been well understood yet, but most probably it is related with the low solubility of those elements in water and/or production of the phytochelatins, thus plants simply uptake some elements easier than the others. According to Rose and others (1979), these elements considered to be immobile ($K < 0.1$).

The function of the elements are not always clearly defined by the authors and there are many controversies between the relevant statements, but generally it is said that, Cd, Pb, Zn, Sb, Ag, Ni, Hg, Cu, Sn, Au, Bi, Fe and W all induce phytochelatins. According to Grill and others (Grill and others, 1987), among the common metals, Cd is the strongest inducer, whereas Zn appears to be weak requiring very high level for induction. On the other hand, Pahlsson (1989) stated that Zn and Cu are essential elements for higher plants and are involved in several metabolic processes, whereas Pb and Cd are not known to have any function in plants. Heavy metals such as Zn and Cu are required by biological systems as structural and catalytic components of proteins and enzymes, and as co-factors essential to normal growth and development. In excess, these micronutrients and related heavy metals such as Cd, Hg, Ni and Pb became extremely toxic to cells (Steffens, 1990). These heavy metal-binding polypeptides are known as phytochelatins. The role of phytochelatins in plant metal tolerance has been the subject of several recent review (Rauser (1990), Robinson and Jackson (1986), Robinson (1990), Tomsett and Thurman(1988)).

Rennenberg (1987) pointed out that phytochelatins play a central role in the detoxification of excess metals.

Many more studies can be given as references but so far no study was found to solve all problems related with the metallic element uptake regime of the studied plants.

According to Pahlsson (1989), present knowledge is not enough to propose a limit for normal and toxic concentration of Zn, Cu, Cd, Pb and other elements in the plants.

- Most tree species have mycorrhiza which at

Table 4: Some selected element's normal level in the leaves and their comparison with the studied leaves in mineralised and non-mineralised areas. The capital letters in brackets represent the species, which have the highest and the lowest concentrations. For instance Po stands for *P. orientalis*. Normal level of the elements were taken from Finck(1969).

Çizelge 4: Bazı seçilmiş elementlerin yapraklardaki normal değerleri ve bu değerlerin cevherli ve cevhersiz bölgelerdeki örnek değerleri ile karşılaştırılması. Parantez içindeki büyük harfler en yüksek ve en düşük konsantrasyona sahip türü temsil etmektedir.örneğin Po, P Orientalis anlamınadır.Elementlere ait normal değerler Finck (1969)' dan alınmıştır.

	In Leaves (Finck, 1969) (mean values in brackets)	Mineralised Area			Non-mineralised Area		
		Min	Max	\bar{x}	Min	Max	\bar{x}
Zn	10-100 (30) ppm	10.5 (Po)	138 (Sa)	33.56	9.1 (Po)	47.1 (Sa)	25.54
As	0.1-0.5 ppm	0.9 (Aa)	16.4 (Cc)	3.57	0.6 (Aa)	1.9 (Ag)	0.656
Cu	2-20 (7) ppm	3.8 (Aa)	17.22 (Qi)	11.437	5.2 (Qc)	38.86 (Ag)	13.164
Fe	50-1000 (50) ppm	20 (Aa)	50 (Ag)	27.3	30 (Aa)	180 (Cc)	55
Mn	20-200 (40) ppm	22 (Aa)	516 (Cc)	118	17 (Pl)	450 (Sa)	102.6
K	0.5-5 (2.5) %	0.37 (Po)	1.09 (Pl)	0.6	0.42 (Qi)	0.86 (Pl)	0.57
Ca	0.05-5 (1) %	0.67 (Qc)	1.82 (Sa)	0.93	0.54 (Qi)	1.81 (Sa)	0.95
Mg	0.1-1 (0.2) %	0.24 (Pl)	0.51(Sa, Ag)	0.342	0.12 (Qc)	0.73 (Sa)	0.422
S	0.05-0.5 (0.2) %	0.07 (Po)	0.45 (Sa)	0.16	0.08 (Po)	0.23 (Ag)	0.121
P	0.1-0.5 (0.3) %	0.06 (Qi)	0.129 (Cc)	0.08	0.057 (Qi)	0.094 (Ag)	0.074
Na	500-30000 ppm	40 (Qc)	1240 (Cc)	177	40 (Sa)	260 (Cc)	90
Al	20-50 ppm	100	500 (Cc)	206	100 (Qi)	600 (Cc)	325
Cr	0.1-1 ppm	<0.5	3.4 (Qc)	0.853	<0.5	13 (Cc)	1.357
Co	0.03-0.5 ppm	0.1 (Aa)	2.1 (Cc)	0.386	0.2 (Qc)	6.5 (Sa)	0.375
Ni	0.1-2 ppm	0.9 (Aa)	15.5 (Pl)	4.31	1.4 (Qc)	51.5 (Cc)	14.16
Se	0.1 ppm	<0.1	0.6 (Sa)	0.206	<0.1	0.2 (Sa)	0.137
Sr	10-100 ppm	4.3 (Po)	51.3 (Pl)	21.02	6.7 (Cc)	67.6 (Aa)	21.63

least at lower concentration can protect the root from taking up heavy metals.

- Some elements appeared to be accumulated in the roots and the contents in the leaves at a normal level until the roots are saturated.

- Absence of mycorrhiza may increase the metal uptake and thus the risks of the root injury.

- External condition such as draught and parasite attacks may effect the mineral uptake regime of the trees.

Furthermore the water content of the soil is found to be very important for the "uptake" of heavy metal elements. As known, plants will uptake copper as Cu^{+2} , Mn as Mn^{+2} and Fe, as Fe^{+2} . Wherever water occupies all of the porosities in the soil (stream environment and heavy rain areas), the amount of oxygen in the soil decreases and under this reduced condition plants may uptake more heavy metals. Probably because of this reason, the leaves of the *S. alba* have the highest amount of Mo, Zn, Co, Mn, Cd, Mg and Se in non-

mineralised areas "Kaçar and Katkat (1999); and personal communication with Prof. Dr. Rıfat Yalçın".

The analyses of the REE in the leaves were not found to be useful for comparison, just because one has no chance to normalize these determined values with anything. Nevertheless, the highest values of Y, Ce, Pr, Nd, Sm and Dy were determined in the *C. creticus*, which is the smallest and shallow rooted plant among the studied plants.

CONCLUSIONS

Biochemical and Geochemical data have shown that plant metallic element concentration correlate strongly with the soil element concentrations with some exceptions. As a matter of fact, besides total metallic element content, many factors concerning plant and soil, such as injury of roots, draft, pollution may influence the total metallic element content of plant's leaf.

As it was pointed out earlier that, some of the

Using Various Tree's Leaves in Prospection of the Auriferous Quartz Veins

Table 5: The correlation coefficient of some selected elements from the studied leaf samples.

Çizelge 5: Çalışılan yapraklardaki bazı seçilmiş elementlerin korelasyon katsayıları.

	Au (ppb)	Cu (ppm)	Pb (ppm)	Zn (ppm)	Ni (ppm)	Co (ppm)	Mn (ppm)	Fe (%)	As (ppm)	Sr (ppm)	Sb (ppm)
Au (ppb)	1										
Cu (ppm)	-0,0673	1									
Pb (ppm)	0,39544	0,54282	1								
Zn (ppm)	-0,4491	0,0759	0,06168	1							
Ni (ppm)	0,03421	0,08604	-0,1795	-0,0526	1						
Co (ppm)	0,41802	0,2571	0,73379	0,2971	0,2223	1					
Mn (ppm)	0,24915	0,51428	0,84532	0,28371	-0,0307	0,79914	1				
Fe (%)	0,49454	0,15974	0,55197	0,26098	0,3217	0,92842	0,62068	1			
As (ppm)	0,39725	0,02617	0,53336	0,052157	-0,027	0,8411	0,69285	0,79093	1		
Sr (ppm)	-0,2073	-0,0661	-0,0942	-0,02861	-0,5844	-0,3284	-0,30885	-0,422	-0,2852	1	
Sb (ppm)	0,73303	-0,0283	0,27264	-0,41361	0,0938	0,3254	0,25016	0,28433	0,38114	-0,26489	1

elements content in the soil, such as Mn, Ni, Co, Pb, Sr, Fe and Al are not reflected in relative proportion in plant's leaves.

In general, the average values of As, Zn, S, Au, Ag, Cd, Co, P, Na, K, Sb, Se, Y, Mn, Gd and Nd were determined to be higher in the leaves of the studied trees, which have direct contacts with the gold bearing quartz veins and sulphide veins.

The size of the trees in the study do not appear to be important for the accumulation of the heavy metallic elements in the leaves. *C. creticus*, which is the smallest plant among the studied trees, is noticed to be most sensitive to the soil chemistry. The *C. creticus*, contains Pb, Ni, Co, Cd, Mn, Fe, Au, Bi, P, Cr, Al, Na, Ga, Y, Ce, Pr, Nd, Sm and Dy in higher level than the rest.

Gold accumulation in the leaves were determined to have a reasonable high correlation coefficient with As. This element may be used to locate the gold enriched areas.

Finally, it can be stated that the leaves can be used as indicator for the gold bearing quartz veins and sulphide lodes.

ACKNOWLEDGEMENTS

I wish to thank primarily the Mayor of the Hatay City, Mrs. İris Şentürk, who did provide comfortable working condition during the field study. My sincere thanks to Prof. Dr. Rıfat Yalçın (Ankara University, Faculty of Agriculture),

Assoc. Prof. Dr. Işıl Öncel and Assist. Prof. Dr. Latif Kurt (Ankara University, Faculty of Sciences Biology department) for their limitless help, critics, suggestion and reading this manuscript and Dr. Tandoğan Engin (Mineral Research and Exploration Institute of Turkey) reading the manuscript of this paper. I also wish to thank especially to Ekrem Kurt, who helped during the field work in Kisecek Village.

Finally, I thank to Halide and Özcan Dumanlılar, Özden İleri and Koray Sözeri for their kind help during the preparation of this paper.

GENİŞLETİLMİŞ ÖZET

Hatay ili merkezine 11 km uzaklıkta bulunan Kisecek köyü ve çevresinde, altın ve gümüş içeren kuvars ve sülfür damarlarının bulunduğu bölgede, Çınar, Sandal, Kızılağaç, Söğüt, Pürem, Sakızlık, Çitlembik, Karapelit ve Pelit gibi 9 bitki türünden 23 yaprak örneği alınarak 50 element üzerinde yapılan çalışmada, bitkilerin, buldukları bölgeden etkilenme dereceleri araştırılmıştır (Şekil 1).

Seçilen bitkiler, sadece çalışılan bölgede yaygın olmayıp, Türkiye'nin batı ve güney taraflarında oldukça yaygın durumdadır. Çalışma esnasında toplanan bitki yaprak numuneleri, daha önceki çalışmalarda (Aydal, 1989) altın içerdiği bilinen kuvars ve sülfür damarları ile, bunların dokanağm-daki alterasyon bölgeleriyle doğrudan temasta bulunan ağaçlardan alınmıştır. Ayrıca aynı ağaç tiplerinin, altın ve gümüş içermediği bilinen,

gabro, diyabaz ve harzburjit gibi kay açların üzerlerinde yetişenlerden de yaprak örneği alınmıştır.

Altın ve gümüş içeren kuvars ve sülfid damarları ile doğrudan temasta görülen bitkilerdeki As değerinin ortalama olarak 3.57 ppm, aynı bitkilerin madenle doğrudan temasta bulunmadığı bir bölgeden alınan numunelerdeki As ortalama değeri ise 0.656 ppm olarak bulunmuştur. Benzer şekilde, Zn değerleri ortalama olarak (33.56-22.49 ppm), S (%0.16-0.12), Au (1.86-1.63 ppb), Ag (9.8-7.42 ppb), Cd (0.128-0.066 ppm), Co (0.39-0.27 ppm), P (%0.088-0.074), Na (%0.018-0.009), K (%0.60-0.57), Se (0.206-0.13 ppm), Y (0.087-0.06 ppm), Mn (118-105.97 ppm), Gd (0.026-0.013 ppm), Nd (0.069-0.038 ppm) ve Sb (0.05-0.038ppm) olarak bulunmuştur (Çizelge 1).

Bunun yanısıra, bir kuvars veya sülfid damarlarıyla doğrudan bir bağlantı görülmeyen bölgelerde, aynı bitkiler kullanılarak yapılan çalışmada, bu kez bitkilerin, özellikle, buldukları bölgedeki ultrabazik kayalardan etkilendikleri ve Mg, Ni, Fe, Mo, Cr, B, Sr, Ca, Ba, Al, Bi, Pr ve Ce değerlerinin daha yüksek olduğu belirlenmiştir. Buna göre, bu bölgedeki bitkilerden elde edilen Mg ortalama değeri % 0.422 iken, bu değer kuvars ve sülfid damarları üzerindeki bitkilerde % 0.342 olduğu, benzer şekilde Ni değerinin ortalama olarak her iki bölgede (15.12-4.31 ppm), Fe (%0.057-0.027), Mo (0.0313-0.027 ppm), Cr (1.36-0.85 ppm), B (33.0-25.86 ppm) Sr (21.63-21.02 ppm), Ba (3.47-3.26 ppm), Ca (% 1.0085-0.93), Al (% 0.033-0.021), Bi (0.036-0.032 ppm), Hg (14.5-10ppb) ve Ce değerinin (0.134-0.116 ppm) gibi farklılıklar gösterdiği belirlenmiştir.

Bakır, kurşun, kadmiyum ve cıva'nın ortamda aşırı artışının bitki metabolizmasını yakından ilgilendirdiği ve zehirlenmeye sebep olduğu bilinmektedir. Ancak çalışılan bölgede özellikle bakır ve kurşunun bazı bitkiler tarafından özellikle tercih edildikleri görülmüştür. Maden bölgesindeki susuz topraklarda Pürem, Sakızlık ve Pelit gibi bitkilerde, kurşunun ise Pelit ve Pürem gibi küçük boylu bitkilerde arttığı, madence steril olduğu düşünülen sulu bölgelerde ise, bakır ve kurşunun birlikte artarak Çınar, Söğüt, Sandal gibi iri boyutlu bitkilerde daha fazla yoğunlaştığı belirlenmiştir.

Damarlar üzerinde bulunan bitkiler ve madence steril olduğu düşünülen bölgelerde bulunan bitkil-

erdeki Te, Ga, Nd, Sm ve Dy değerleri farklılık göstermemektedir. Ayrıca, bitkilerdeki U, Th, V, La, Ti, W, Tl, Ho, Tb, Er, Tm, Yb ve Lu değerleri ise dedeksiyon limitlerinin altında olması sebebiyle belirlenememiştir.

Ancak ortaya çıkan bir başka önemli sonuçta, bitkiler içindeki element artış ve eksilişinin bitki cinsinin yanısıra ,elementlerin su içindeki hareketlilik katsayısına bağlı olduğunun da ortaya konmuş olmasıdır. Buna göre kayalarda ve cevherlerde fazla miktarda olmalarına rağmen demir ve aliminyum gibi elementler, hareketlilik katsayılarının düşüklüğü sebebiyle yapraklarda çok düşük değerlerde bulunmaktadır. Buna karşılık, Mn,Co, Pb, Ni, ve Sr gibi ,çalışılan bölgede oldukça az bulunan elementler , sudaki hareketlilik katsayılarının fazla olması sebebiyle ,yapraklarda oldukça fazla değerde çıkabilmektedirler.

Çalışılan bölgede bulunan ortamdan en çok etkilenen bitkilerin Pürem ve Söğüt olduğu görülmektedir.Ortamdaki Pb, Ni, Co, Mn, Fe, Au, Cd (Maden bölgesi), Bi, P, Cr, Al, Na, Ga, Y, Ce, Pr, Nd, Sm, Gd ve Dy (madence steril bölgede) elementlerinin en çok Pürem tarafından bünyeye alındığı, bunun yanısıra Mo, Zn, Ca, Mg, Se ve S'ün maden bölgesinde, Co, Mn ve Cd'un damarların bulunmadığı steril bölgede Söğüt'de daha çok zenginleştiği belirlenmiştir.

Bu verilerin ışığı altında, bitkilere ,elementlerin davranış mekanizmalarına ve çevreye çeşitli bağımlılıklar olmasına rağmen, altın ve gümüş içeren kuvars ve sülfid damarlarının yerlerinin bulunmasında bu bitkilerin rahatlıkla kullanılabilceği belirlenmiştir.

REFERENCES

Alpan, T., 1985. Hatay altın aramaları prospeksiyon raporu, M.T.A. Rapor No: 7982, 34 p. (Gold prospection report on Hatay. (M.T.A.) Mineral Research and Exploration Institute of Turkey, Turkish).

Aydal, D. 1989. Geochemical and Mineralogical investigation of Doğan Ocak Auriferous quartz veins (Kisecik-Hatay) Selçuk Uni. Müh. Mim. Fak. Dergisi. V 2/2, 27-45

Aslaner, M., 1973. İskenderan-Kırıkhan böl-

Using Various Tree's Leaves in Prospection of the Auriferous Quartz Veins

gesindeki ofiyolitlerin Jeoloji ve petrografisi. M.T.A. yayınları No: 150, 71 p. (Geology and Petrography of Ophiolites in İskenderun-Kırıkhan Area, Published by (M.T.A.) Mineral Research and Exploration Institute of Turkey, Turkish).

Baytop, T., 1994. Türkçe Bitki Adları Sözlüğü, Atatürk Kültür ve Tarih Yüksek Kurumu, Türk Dil Kurumu, Türk Dil Kurumu Yayınları, Yayın No: 578, Ankara, 508 p.

Bonnier, G., 1911-1935. Flöre Complète Illustrée en Couleurs, Librairie Generale de l'Enseignement, E Orlhac, éditeur, V 1-10, Paris, 600 p.

Boyle, R.W. and Jonasson, I.R., 1973., The geochemistry of arsenic and its use as an indicator element in geochemical prospecting. J. Geochem. Explor., 2:251-296.

Çağatay, A., Sayılı, İ.S., Ulutürk, Y and Ateş, Z., 1991. Kisecik(Hatay) hidrotermal altın damarları, MTA dergisi, No.112, p 41-62.

Cannon, H., 1960. Botanical prospecting for ore deposits, Science, v.132, p. 591-598.

Çoğulu, H.E., 1973. Hatay-Kızıldağ masifinin oluşumu hakkında yeni buluşlar. Cumhuriyetin 50. yılı yerbilimleri kongresi M.T.A. yayını, P 410-424 (New data on the petrology of Kızıldağ massif, Hatay-Turkey) Congress of Earth Sciences on the occasion of the 50th anniversary of Turkish Republic. Published by (M.T.A.) Mineral Research and Exploration Institute of Turkey. Turkish-English).

Çoğulu, H.E., 1974. Hatay bölgesinde ultrabazik tektonikler ve tabakalı peridotitler. M.T.A. Dergisi, V 83, p 185-193 (Ultrabasic tectonites and layered peridotites in Hatay/Turkey M.T.A. Bulletin, Turkish).

Delaloye, L., Pişkin, Ö., Selçuk, H., Vuagnat, M., and Wagner, J., 1980. Geological section through the Hatay ophiolite along the mediterranean coast, Southern Turkey, Ofioliti. V 5 (2/3), 205-216

Dubertret, L., 1953. Géologie des roches vertes du NW de la Syrie et du Hatay (Turquie), Notes Mem. Moyen Orient, V 6, 227 p.

Erdman, J.A., and Olson, J.C., 1985. The use of

Plants in Prospecting for Gold: A Brief overview with a selected bibliography and topic index. Journal of Geochemical Exploration, 24: 281-304

Erendil, M., 1984. Petrology and Structure of the upper crustal units of the Kızıldağ ophiolite (Turkey) in Tekeli O. and Göncüoğlu C. Co. eds. Internationale symposium on the geology of the Taurus belt. Proceedings, p 269-284, Ankara.

Erickson, D.B., 1940. Report on the Geology of Hatay, Turkey; (M.T.A.) Unpublished report of Mineral Research and Exploration Institute, No. 1118, 24 p. (Turkish-English).

Finck, A., 1969. Pflanzen Ernährung in Stichworten, Verlag Ferdinand Hirt., Kiel, 200 p.

Girling, C.A., Peterson, P.J., and Minski, M.J., 1978. Gold and arsenic concentration in plants as an indication of gold mineralisation. Sci. Total Environ., 10: 79-85

Grill, E., Winnacker, EX., Zenk, M.H., 1987. Phytochelatins, a class of heavy metal binding peptides from plants are functionally analogous to metallothioneins. Proc. Natl. Acad. Sci. USA, 94: 439-443

Jones, R.S., 1970. Gold Content of water, plants and animals; U.S.Geol. Survey Inf. Circ. 625, 15 p.

Kaçar, B., and Katkat, V., 1999. Gübreler ve Gübrelemeler Tekniği, Vıpaş A.Ş. yayınları, Bursa Uludağ Üniversitesi Güçlendirme Vakfı, Bursa, 531 p.

Malyuga, D.R., 1964. Biogeochemical methods of prospecting. Consultants Bureau, New York, 205 p.

Molly, E.W., 1955. Hatayda yapılan altın aramaları hakkında rapor. (M.T.A.) rapor No: 2323, p 26. (Rapport sur L'or au Hatay Turquie. Unpublished report of Mineral Research and Exploration Institute of Turkey, Turkish-French).

Pahlsson, A.M.B., 1989. Toxicity of Heavy Metals (Zn, Cu, Cd, Pb) to Vascular Plants, Water, Air and Soil pollution, V 47, 287-319 p.

Perelman, A.I., 1967. Geochemistry of Epigenesis. Plenum Press, New York, 266 p.

Pişkin, Ö., Delaloye, M., Moritz, R. and Wagner, J.J., 1990. Geochemistry and geothermometry of the Hatay Complex, Turkey, Implication for

the genesis of the ophiolitic sequence: Ophiolites; Oceanic crustal analogues. Proceedings of symposium "Troodos". Mem. Univ., Dep. Earth Sci., St John's. NF, Canada, 329-338

Rausser, W.E., 1990. Phytochelatins. *Annv. Rev. Bio.* 59: 61-86.

Rennenberg, H., 1987. Aspect of glutathione function and metabolism in plants. In *Plant Molecular Biology*, ed. D. Von Wettstein, N. H. Chua, New York: Plenum, 279-292

Robinson, N.J. and Jackson, P.J., 1986. "Metallothionein-like" metal complexes in angiosperms; their structure and function. *Physiol. Plant.* 67: 499-506

Robinson, N.J., 1990. Metal binding polypeptides in plants. In *Heavy Metal Tolerance in Plants*, ed. A.J. Shaw, Boca Raton. CRC Press, 195-214

Romieux, J., 1942. Hatay'da yapılan istikşaf raporu. M.T.A. rapor No: 1426, 43 p. (Report on Hatay-Turkey. Unpublished report of (M.T.A.) Mineral Research and Exploration Institute of Turkey. Turkish-French).

Rose, A.W., Hawkes, H.E., and Webb, J.S., 1979. *Geochemistry in Mineral Exploration*. Academic Press. New York, 657 p.

Selçuk, H., 1981. Etude Geologique de la partie méridionale du Hatay (Turquie), Unpublished Ph. D. thesis, University of Genève, (French) 116 p.

Steffens, J.C., 1990. The Heavy Metal Binding Peptides of Plants, *Annv. Rev. Plant Physiol. Plant Mol. Biol.*, V 41, 553-575 pp.

Tekeli, O. and Erendil, M., 1986. Kızıldağ ofiyolitinin jeoloji ve petrolojisi, *Bulletin of M.T.A. (Mineral Research and Exploration of Turkey)*, (Turkish-English). ,107, p 30-49.

Tomsett, A.B. and Thurman, D.A., 1988. *Molecular Biology of Metal Tolerances of Plants*. *Plant Cell Environ.* 11: 383-394

Victorov, S.V., Vostokova, YA. and Vyshivkin, D.D., 1964. Short guide to geochemical surveying, Oxford, Pergamon press, 158p.

Vuagnat, M. and Çoğulu, H.E., 1967. Quelques reflexions sur le massif basique, ultrabasique du Kızıldağ, Hatay, Turquie. *Seances S.P.H.N.* 2/3, Genève. 210-216

Warren, H.V., Delavault, R.E. and Barakso, J., 1964. The role of arsenic as a pathfinder in biochemical prospecting. *Econ. Geol.*, 59: 1381-1386

Wijkerslooth de P., 1942. Jeolojik Hatay Seyahati M.T.A. rapor No: 1085, 24 p. (Eine montan geologische Reise nach Hatay, Turkei). Unpublished report of Mineral Research and Exploration Institute of Turkey, (Turkish-German).



Doğal Soda Yatakları ve Ekonomik Önemleri *Natural Soda Deposits and their Economic Importance*

Cahit HELVACI Dokuz Eylül Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 35100 Bornova, İzmir
(e-posta: cahit.helvaci@deu.edu.tr)

Öz

Doğal sodyum karbonat mineralleri (soda mineralleri) ya Tersiyer yaşlı playa - göl tortuları içinde oluşmuş, gömülü fosil trona yataklarından yahutta güncel alkalın göl ve playaların salamuralarından elde edilmektedir. Dünya'da bilinen fosil yatakları, Wyoming'teki (ABD), Green River Formasyonu; Beypazarı'ndaki (Türkiye) Hırka Formasyonu ve Wucheng'teki (Çin) Wulidui Formasyonu içinde tespit edilmiştir. Soda içeren güncel alkalın göl ve playalar ise sırasıyla Searles Gölü (A.B.D) Magadi Gölü (Kenya), San Critobal Ecatepec Playası (Meksika), Sowa Pan Playası (Botsvana) ve potansiyel olarak Van Gölü (Türkiye) bilinmektedir.

Fosil soda yatakları, ve güncel soda playa-göllerini genel olarak kıta içi karasal, kurak veya yarı kurak çevresinde Na'ca zengin volkanik ve magmatik kayaların yaygın olduğu, yüzey ve sıcak su kaynakları ile beslenen havzalarda evaporasyon sonucunda oluşmuş veya oluşmaktadır. Soda yatakları, çoğunlukla şeyil veya bitümlü şeyil katmanlarıyla ardalanmalı olarak bulunur. Van gölü gibi derin olan göllerde ise soda konsantrasyonu yeterli düzeye erişemediğinden bu göllerden soda üretimi bugün için ekonomik değildir.

Soda ve soda külü, başlıca cam üretiminde Na_2O kaynağı, birçok sodyumlu kimyasal maddelerin yapılmasında suların temizlenmesinde, kağıt üretiminde, demir cevherlerinden kükürtlerin alınmasında ve birçok diğer alanda kullanım alanı bulmaktadır. Soda külünün tuzlardan ve fosil trona yataklarından elde edilmesi gittikçe önem kazanmasına rağmen dünya üretiminin büyük bir kesimi 40'dan fazla ülkede 60 civarındaki fabrikada sentetik olarak solvay yöntemiyle üretilmektedir. Doğal yataklardan soda üretimi, başlıca A.B.t). Meksika ve Kenya'da yapılmaktadır. Sentetik soda üretimi ise başlıca S.S.C.B., İngiltere, Batı Almanya, Fransa, Çin, Bulgaristan ve Japonya'da yapılmaktadır. Yıllık dünya soda üretimi yaklaşık 30 milyon ton civarında Türkiye'de ise Mersin Soda Sanayi yılda ortalama 300.000 ton yapay soda üretmektedir. Bu üretime, Beypazarı doğal soda yatağından bir an önce üretim yapılarak büyük oranda katkıda bulunulmalıdır.

Anahtar Kelimeler: Beypazarı, pazarlama, soda mineralleri, soda külü, trona.

Abstract

Natural sodium carbonate minerals (soda minerals) are exploited commercially either by mining beds of buried fossil trona deposits formed in Tertiary playa-lake sediments or by extraction from the brines of recent alkaline lakes and play as. The known fossil deposits of the world are located within Green River Formation, Wyoming (U.S.A), Hurka Formation, Beypazarı (Turkey) and Wulidui Formation, Wu cheng (Chine). Soda-rich recent alkaline lakes, and playas are as follows, Searles Lake (U.S.A), Lake Magadi (Kenya), San Critobal Ecatepec Playa (Mexico), Sowa Pan Playa (Botswana) and as future potential, Van Lake (Turkey).

In general, fossil soda deposits and recent soda playa-lakes were formed or are presently forming by evaporation within intercontinental basins, in arid or semi-arid areas, fed partly, by surface streams and partly by thermal springs, and surrounded by abundant Na-rich volcanic and magmatic rocks. Soda deposits alternate generally with shale and bituminous shale beds. Soda extraction from the deeper lakes, such as Van Lake, is not presently economical, as soda concentration has not yet reached to sufficient level of concentration.

Soda and soda ash are used as a source of Na_2O in glass manufacture, in the production of various sodium chemicals, in water treatment, paper production, iron desulfurization, and many other uses. Although, production from brines and fossil trona deposits is becoming increasingly important, the bulk of the world's soda ash is produced synthetically by some 60 solvay plants in more than 40 countries. Soda production from natural deposits are mainly limited to U.S.A., Mexico and Kenya. Major soda producers by solvay plants are mainly U.S.S.R., UK, West Germany, France, Chine, Bulgaria, and Japan.

Annual soda production of the world is approximately 30 million tons, whereas Mersin Soda Industry in Turkey produces annually, approximately 300.000 tons soda ash by solvay plant. It must be contributed to Turkey's annual soda ash capacity by production from the Beypazarı natural deposit in the nearest future.

Key Words: Beypazarı, marketing, soda minerals, soda ash, trona.

GİRİŞ

Doğal soda (trona) madeni, Beypazarı'nda MTA tarafından 1979 yılında bulundu (Narin, 2000). Bugüne dek basında bu maden değişik yönleriyle ele alındı. Türkiye'de zirhli araç ihalelerini kazanan ve 1988 yılında 1 milyar dolarlık anlaşma imzalayan FMC adlı Amerikan şirketinin madencilik bölümü Beypazarı trona yatağıyla ilgilenmeye başladı. "Alkali Chemicals Division" adını taşıyan bu bölüm, konuyla ilgili olarak Etibank'la ilişkiye geçti. Bu durum ilk kez Uğur Mumcu tarafından Cumhuriyet Gazetesinde konu edildi (Mumcu, 1991). Enis Berberoğlu da 25 Nisan 1992 tarihli Hürriyet Gazetesinde, Beypazarı trona yatağı üzerinde Amerikan FMC şirketi ile Belçikalı Sol vay şirketi arasında yaşanan 300 milyon dolarlık ihale kavgasını ve bunun Çankaya'ya kadar nasıl uzandığını dile getirdi (Berberoğlu, 1992). 1993 yılı basında Başbakan Sayın Demirel, Türkiye'nin gerçekleştireceği "mega projeleri" açıkladı ve Beypazarı Soda ve Soda Külü Tesislerinin, belirlenen bu on adet "mega proje" içinde öncelikle gerçekleştirileceğini bildirdi. Sayın Erbakan da başbakan iken, bilinen kendine özgü tavrıyla Beypazarı trona tesisleri için göstermelik bir temel attı (Bilge, 1996; Doğru, 1996). Bu törende sondaj makinasıyla yalnız bir delik açıldı ve bugüne değin başka hiç bir çalışma yapılmadı. 1996 yılında başlatılan ve 1999 yılında bitirilmesi öngörülen bu proje için yapılacak 14 trilyon TL yatırıma karşılık yalnızca 500 milyar lira ayrıldı (Özkan, 1997). Sayın Mesut Yılmaz'ın da bu projenin farkına vardığı ya da bu projeyi düşünmek için zaman ayırdığı söylenemez. Ne yazık ki Ankara'nın hemen yanibaşında, Beypazarı ilçesinde bulunan dünyanın ijdnci büyük doğal soda (trona) yatağı için bugüne dek siyasi şovlar dışında ciddi bir çalışma ve ilerleme gerçekleştirilemedi.

ABD'nin Wyoming Eyaletinin Rock Springs kentinde 10-12 Haziran 1997 tarihleri arasında "Birinci Uluslararası Soda Külü Konferansı" toplandı. Bu konferansta soda ve soda külünün üretilmesinden ekonomik değerine kadar tüm konular tartışıldı. Bu konuda bir tartışmaya zemin hazırlamak için gecikmeli de olsa bu yazının kaleme alınması zorunlu oldu. Konu son derece önemlidir. Beypazarı projesi gerçekleştirildiğinde, Türkiye, bu çok gerekli endüstriyel hammadde

alanında dünyanın en etkili ülkelerinden biri durumuna gelecek ve ülke ekonomisi bundan büyük yarar sağlayacaktır (Helvacı, 1998).

Beypazarı trona yatağındaki son durum ise, trona projesinde işbirliği ve ortaklık tesis etmek suretiyle, sahadan üretilecek trona cevherini işleyerek yurtiçi ve yurtdışında pazarlanmasını yapmak üzere; Eti Holding A.Ş., Park Holding A.Ş. ve Bayındır Holding A.Ş. ortaklık tesis etmiştir. Daha sonra Bayındır Holding A.Ş. projeden çekilmiş ve yerine Vakıflar Bankası T.A.O. geçmiştir. Bu ortaklık çerçevesinde 990 metrelik desandrenin etütleri tamamlanarak üst trona zonundaki damarları kesecek şekilde açılması tamamlanmıştır. Deneme üretimi için jeoteknik çalışmalar, ayak çalışmaları ve proses pilot test çalışmaları devam etmektedir (Aydın ve Şenkal, 2001).

DOĞAL SODA (TRONA) NEDİR ?

Arapçada tuz sözcüğünün kısaltılmışı olan trona, doğal soda olarak bilinen sodyum karbonat tuzudur. Beyaz, saydam veya yarı saydam görünüşlü doğal soda, açık havada uzun süre bekletilirse, kristal suyunu kaybederek un şeklinde ayrışır. Doğal sodaya fiziksel ve kimyasal özellikleri bakımından çok benzeyen diğer sodyum karbonat tuzları; nahkolit, pirsonit, termonatrit, şortit ve bir alimünyum tuzu olan davsonit, doğal soda ile birlikte az veya çok miktarlarda bulunabilir.

Sodyum karbonat minerallerinin en yaygın olanı trona ($\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot \text{NaHCO}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$) dır, bunu sırasıyla nahkolit (NaHCO_3), termonatrit ($\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$) ve natron ($\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$) izler. Na ve Ca karbonat mineralleri ise şortit ($\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot 2\text{CaCO}_3$), pirsonit ($\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot \text{CaCO}_3 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) ve gaylusittir ($\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot \text{CaCO}_3 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$). Çizelge l'de sodyum karbonat içeren önemli mineraller verilmiştir. Sodyum ve kalsiyum karbonat minerallerinin dünyadaki dağılımları çok azdır. Bununla birlikte belli yörelerde ve özgün koşullarda konsantrasyonlarının çok fazla orandaki artışı ekonomik doğal soda yataklarının oluşumunu sağlar. Doğal soda yatakları ve güncel soda playagölleri, genel olarak kıta içi karasal, kurak veya yarı kurak, çevresinde Na'ca zengin volkanik ve magmatik kayaçların yaygın olduğu, yüzey ve sıcak su kaynakları ile beslenen havzalarda evapo-

DOĞAL SODA YATAKLARI ve EKONOMİK ÖNLEMLER

rasyon sonucunda oluşmuş veya oluşmaktadır. Soda yatakları, çoğunlukla şeyi veya bitümlü şeyi katmanlarıyla ardalanmalı olarak bulunur. Van gölü gibi derin olan göllerde ise soda konsantrasyonu yeterli düzeye erişmediğinden, bu göllerden soda üretimi bugün için ekonomik değildir.

Beypazarı trona yatağı, saptanan 240 milyon ton rezerviyle, A.B.D Wyoming trona yatağından sonra dünyada ikinci büyük yataktır. Kenya, Meksika ve Rusya'da soda yatakları vardır. Son yıllarda Çin, Botsovana ve Avustralya'da da doğal soda bulunmuştur. Doğal soda yataklarının bulunması yapay solvay yöntemiyle soda üretimini olumsuz şekilde etkileyecektir. Doğal soda, cam, şişe ve kimya sektörünün çok önemli girdisi olup çözeltili ve klasik madencilik teknikleri ile üretilmektedir.

TRONA VE SODA KÜLÜNÜN KULLANIM ALANLARI

Soda ve soda külü; başlıca, cam üretiminde Na_2O kaynağı, birçok sodyumlu kimyasal maddelerin yapılmasında, suların temizlenmesinde, kağıt üretiminde, demir cevherlerinden kükürtlerin alınmasında ve başka birçok alanda kullanım alanı bulmaktadır. Doğal soda, cam ve şişe, petrol, kağıt, deterjan, kimya ve kostik soda gibi birçok sanayi kolunun yararlandığı önemli bir endüstriyel hammaddedir.

Çizelge 1. Sodyum karbonat içeren mineraller.

Table I. Sodium carbonate-bearing minerals.

Mineral	Bileşim	% Na_2CO_3 ¹
Termonatrit (monohidrat)	$\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$	85.5
Wegşneiderit	$\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot 3\text{NaHCO}_3$	74.0
Trona (seskuikarbonat)	$\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot \text{NaHCO}_3 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$	70.4
Nahkolit (sodyum bikarbonat)	NaHCO_3	63.1
Bradleyit	$\text{Na}_2\text{PO}_4 \cdot \text{MgCO}_3$	47.1
Pirsonit	$\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot \text{CaCO}_3 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$	43.8
Takit	$2\text{MgCO}_3 \cdot 2\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot \text{Na}_2\text{SO}_4$	42.6
Northupit	$\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot \text{NaCl} \cdot \text{MgCO}_3$	40.6
Natron (sal soda veya yıkama sodası)	$\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$	37.1
Davsonit	$\text{NaAl}(\text{CO}_3)(\text{OH})_2$	35.8
Gaylusit	$\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot \text{CaCO}_3 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$	35.8
Şortit	$\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot 2\text{CaCO}_3$	34.6
Burkeit	$\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot 2\text{Na}_2\text{SO}_4$	27.2
Hanksit	$2\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot 9\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot \text{KCl}$	13.6

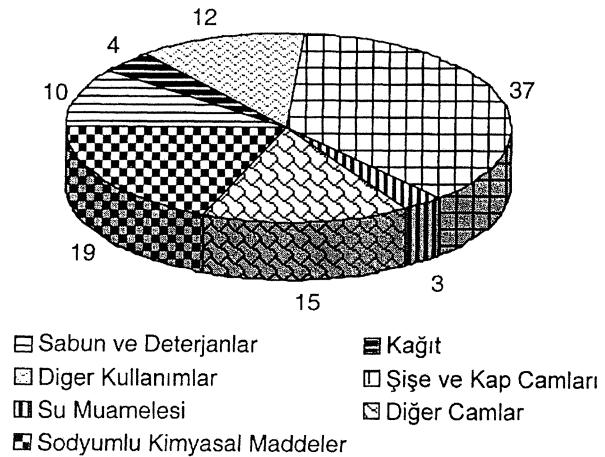
¹ Karbonata çevrilmiş bikarbonatı da içerir.

¹ Includes bicarbonate converted to carbonate.

Sodanın en önemli kullanım alanı cam sanayidir. Dünya üretiminin yaklaşık %52'si bu sektörde tüketilmektedir, ikinci önemli tüketim alanı ise % 19 ile sodyum kimyasal maddelerin üretimidir. Kullanılan diğer sanayi dalları; sabun ve deterjan (%10), pulp kağıt (%4), metalürji, su arıtma (%3), tekstil, seramik, petrol rafineri, deri tabaklanması, endüstriyel atıkların temizlenmesi, fotoğraf ve gübredir. Diğer kullanım alanlarının toplamı yaklaşık % 12 civarındadır (Şekil 1).

Beypazarı doğal soda yatağının işletmeye açılmasıyla, birçok sanayi kolunun soda girdisi yerli kaynaklardan ve daha ucuz elde edilecektir. Türkiye'de özellikle gelişmiş durumdaki şişe ve cam sanayi, soda külü gereksinmesini daha kolay ve ucuz olarak karşılayabilecektir. Seydişehir Alimünyum işletmeleri'nde elektrik enerjisinden sonra en önemli maliyet girdisi, süt kostiktir. Süt kostik, doğal sodadan ucuz olarak elde edilebilecektir. Beypazarı doğal soda yatakları, sodyum karbonat hammaddesi kullanan birçok sanayi kolunun gereksinmesini karşılayacaktır.

Doğal soda yataklarının cazip hale getiren diğer bir önemli husus, sentetik sodaya göre daha ucuz üretim maliyetidir. Çevre kirlenmesine yol açan sentetik soda üretiminin, çevre için alınacak tedbirler sebebiyle, maliyeti daha da artmaktadır. Doğal soda külünün sentetik soda külüne nazaran birim maliyetler açısından sahip olduğu büyük avantaj nedeniyle, geçtiğimiz 30 yıl içerisinde ABD'de mevcut 17 sentetik soda külü tesisi kapanmıştır.



Şekil 1. Soda külünün kullanım alanlarının dağılımı.

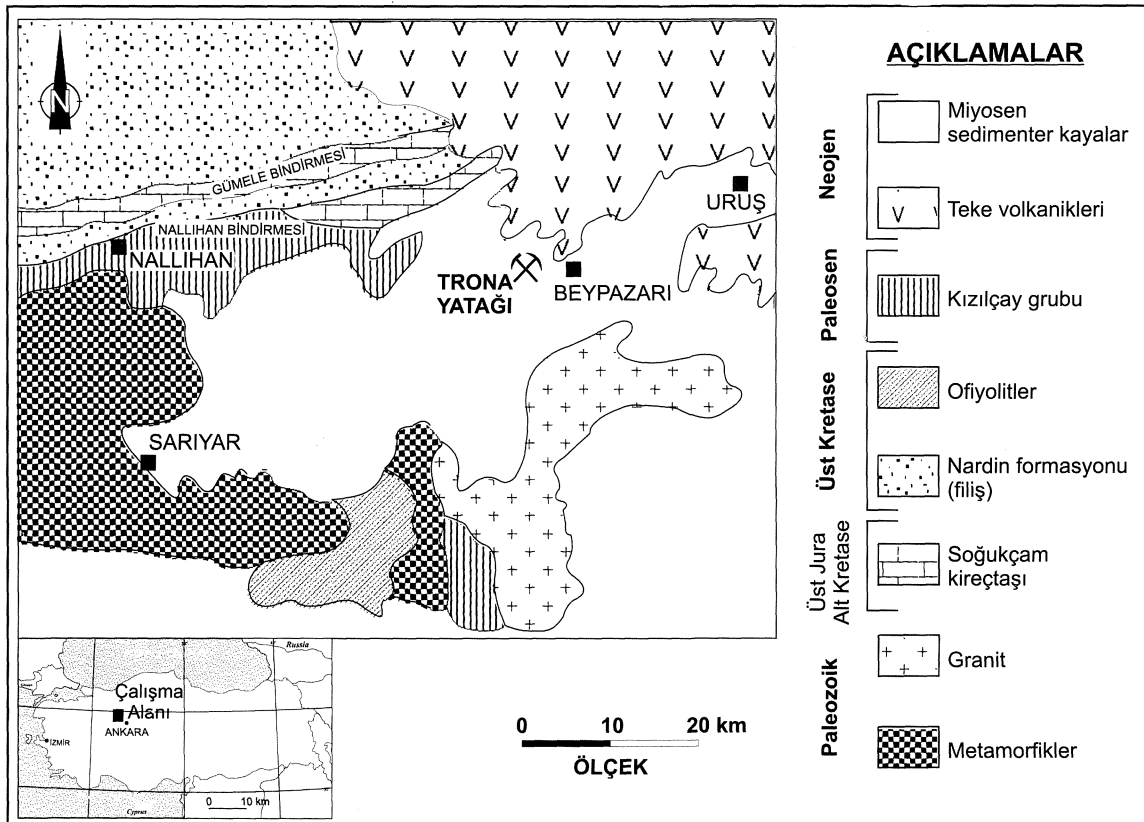
Figure 1. Consumption of soda ash by end use.

BEYPAZARI DOĞAL SODA (TRONA) YATAĞININ ÖNEMİ

Dünya'da, doğal olarak çok az sayıda soda yatağı bulunmaktadır. Dünya'nın en büyük soda yatağı Amerika'da olup ve 50 milyar ton rezerve sahiptir. Bunun dışında Çin ve Kenya'da da küçük çaplı iki soda yatağı mevcuttur. Türkiye'de ise ilk defa Beypazarı'nda MTA tarafından kömür arama sondajları sırasında bulunan yaklaşık 240 milyon ton rezerve sahip yatak Türkiye için büyük bir kaynaktır.

Ankara'nın kuzeybatısında, Beypazarı civarında Neojen en yaşlı tortul ve volkanik kayalar, geniş bir alanda yayılım gösterir. Bu Neojen en tortul kayaları, linyit, bitümlü şeyi ve doğal soda (trona) yataklarını içerir. Neojen kaya birimleri egemen olarak akarsu ve playa tipi sığ göl ortamlarında çökelmiştir. Trona yatağının oluşması için gerekli olan Na iyonunun kaynağı, tortullarla ardalanmış tüf ve tüftler ile Beypazarı havzasının kuzeydoğusundaki tortullarla girik olarak bulunan yaygın Neojen volkanik kayalardır.

Beypazarı Neojen havzasındaki trona yatağı, 1979 yılında, MTA tarafından yapılan linyit arama sondajları sırasında, sondaj suyunun köpürmesiyle raslantı sonucu bulundu (Narin, 2000). Bulunan soda yatağı, Beypazarı'nın 6 km kuzeybatısında ve yaklaşık 8''kırı'' alanda yayılım gösterir (Şekil 2). Trona yatağı Hırka Formasyonu'nun alt bölümünde olup, trona katmanları bitümlü şeyil ve kilttaşları ile ardalanmış olarak bulunur. Trona zonunun kalınlığı 70-100 m, toplam trona cevher kalınlığı yatağın kıyı kesiminde 1 .05 m , yatağın en kaim yerinde ise 34 m'ye erişir. Doğal soda yatağında toplam 33 trona katmanı bulunur. Bu soda katmanlarının kalınlıkları 40 cm ile 2 metre arasında değişir. Yüzeiden 250-300 metre derinlikteki soda yatağının görünür rezervi 210 milyon, toplam rezerv ise 240 milyon tondur. (Kayakıran v.d., 1986; Helvacı ve İnci, 1989). Soda yatağının orta bölümlerinde trona, kıyı bölümlerinde ise nahkolit minerali egemen olarak bulunur. Türkiye'de ilk kez Beypazarı'nda bulunan bu doğal soda yatağı, rezerv yönünden, Dünya'nın bu ikinci büyük yatağının işletme ruhsatı Etibank'a ait olduğu için, her türlü çalışma Etibank'ın denetiminde yapılmaktadır.



Şekil 2. Beypazarı trona (doğal soda) yatağının jeolojik konumu.

Figure 2. Geological setting of the Beypazarı trona (natural soda) deposit.

DOĞAL SODA YATAKLARI ve EKONOMİK ÖNLEMLER

DÜNYA TRONA POTANSİYELİ VE SODA KÜLÜ ÜRETİMİ

Doğal sodyum karbonat mineralleri (soda mineralleri), ya Tersiyer yaşlı playa-göl tortulları içinde oluşmuş, gömülü fosil trona yataklarından, ya da güncel alkalin göl ve playaların salamura- larından elde edilmektedir. Dünya'da bilinen fosil yataklar, Wyoming'teki (A.B.D) Green River Formasyonu; Beypazarı'ndaki (Türkiye) Hırka Formasyonu, ve Wucheng'teki (Çin) Wulidui Formasyonu içinde tespit edilmiştir. Soda içeren güncel alkalin göl ve playalar ise sırasıyla Searles Gölü (A.B.D), Magadi Gölü (Kenya), San Critobal Ecatepec Playası (Meksika), Sowa Pan Playası (Botsvana), ve potansiyel olarak Van Gölü (Türkiye) bilinmektedir (Şekil 3).

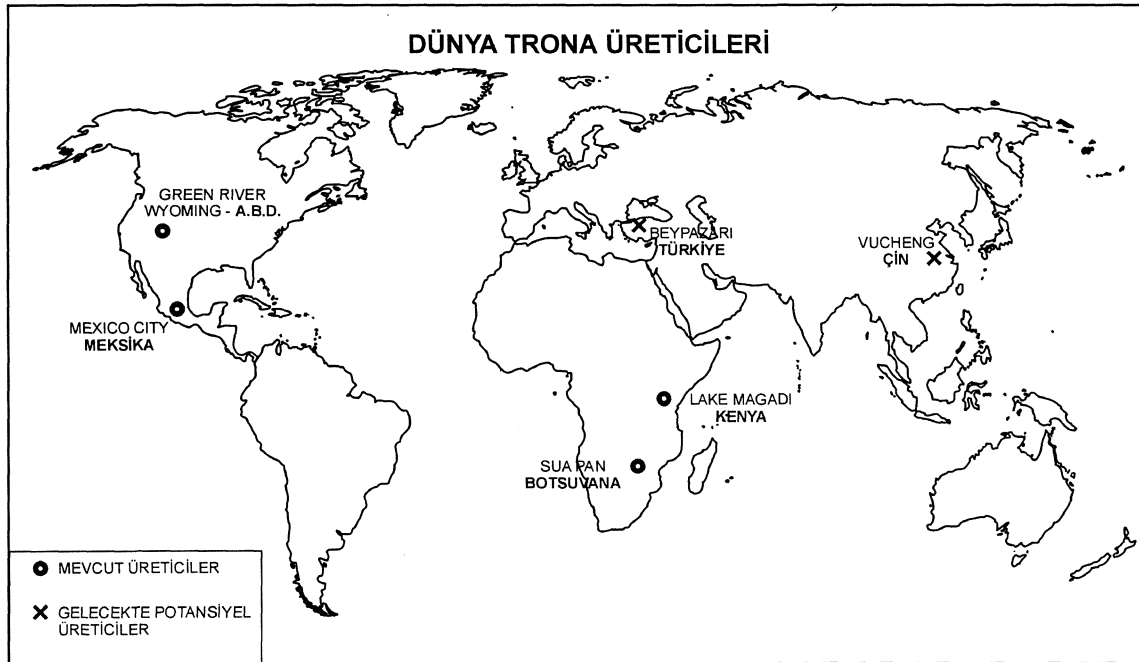
Günümüzde soda külü (sodyum karbonat- yaygın adıyla çamaşır sodası) iki değişik yöntemle üretilmektedir. Birincisi doğal soda veya (sodyum sesquikarbonat ve monohidrat-doğal soda) mineralinden doğal olarak, ikincisi ise tuz ile kireçtaşını hammadde olarak kullanan Solvay prosesi ile sentetik olarak elde edilir (Şekil 4 ve 5). Her iki yöntemle de "hafif ve ağır" soda külü olmak üzere iki tür üretilir. Hafif sodanın yoğunluğu 500-850 gr/lt arasında değişmekte olup daha ziyade deterjan ve çeşitli kimyasalların üretiminde kullanılır. Ağır

soda ise cam endüstrisinin en temel hammad- delerinden biri olup yoğunluğu 950-1250 gr/lt arasında değişmektedir (Kostick, 1994).

Soda külünün, tuzlardan ve doğal trona yatak- larından elde edilmesi gittikçe önem kazanmasına karşın Dünya üretiminin büyük bir kesimi 40'dan fazla ülkenin 60 civarındaki fabrikasında sentetik olarak solvay yöntemiyle üretiliyor. Doğal yatak- lardan soda üretimi, başlıca A.B.D., Çin, Meksika ve Kenya'da, sentetik soda üretimi ise başlıca Rusya, Ukrayna, İngiltere, Batı Almanya, Fransa, Çin, Bulgaristan ve Japonya'da yapılıyor. Yıllık dünya soda üretimi yaklaşık 30 milyon ton civarın- dadır. Türkiye'de ise Mersin Soda Sanayii ortalama 300.000 ton yapay soda üretiyor.

Dünya çapında 11 ülke 1 milyon ton civarında veya üzerinde soda külü üretebilme kapasitesine sahip bulunmaktadır. Bunların başlıcaları ABD, Rusya, Ukrayna, Çin, Almanya, Fransa, Bulgaristan ve Hindistan'dır. 1995 yılı itibariyle söz konusu ülkelerin üretimleri dünya üretimi için- deki payları Çizelge 2'de verilmiştir.

Türkiyede yapay soda üreten bir tek firma Mersin Soda Sanayisi olmasına karşın Avrupa'da yapay soda üreten firma sayısı 17 adettir. Beypazarı'ndaki yatağın işletmeye açılması halinde, Türkiye, hem Avrupa hem de Ortadoğu



Şekil 3. Trona (doğal soda) yataklarının Dünya'daki dağılımı.

Figure 3. Trona (natural soda) deposits of the world.

pazarında büyük pay elde edecektir.

Bugün için dünyada doğal soda külü üretimi 4 ülkede ekonomik olarak gerçekleştirilebilecek durumdadır. Bunlar ABD, Türkiye, Meksika ve Botswana (Afrika)'dır. ABD'de Wyoming trona yatağından, Meksika ve Botswana'da sodyum karbonatlı göl yataklarından soda külü üretimi yapılmaktadır. Aynı şekilde ABD'de Kerr-McGee'nin Kaliforniya'daki üretimi Searles Gölü yatağından ve Meksika'da ise San Cristobal Ecatepec'deki göl yatağından doğal soda külü üretilmektedir. Büyük oranda, 20 milyar ton'un üzerinde trona rezervine sahip Green River, Wyoming havzasında üretimlerini gerçekleştiren ABD'li üreticiler, doğal soda külünün sentetik soda külüne nazaran birim maliyetler açısından sahip olduğu büyük avantajı kullanarak geçtiğimiz 30 yıl içerisinde ABD'de mevcut 17 sentetik soda külü tesisinin kapanmasına yol açmışlardır. Batı Avrupada ise Belçika kökenli Solvay şirketi, Batı Avrupa Soda külü üretiminin %60'na sahiptir. Sentetik soda külü üretim prosesini ilk geliştiren Ernest Solvay'in 1863'de kurduğu şirket bugün Batı Avrupa'da 7 ülkeye dağılmış 9 üretim tesisi ve yıllık 4,2 milyon ton ile dünyanın en büyük üreticisi konumundadır. Asya'daki en büyük pazar konumundaki Çin, yavaş yavaş kendi sentetik üretim kapasitesini artırmış ve 1995'den itibaren kendi kendine yeter hale gelmeyi planlamış bulunmaktadır. Sadece geçtiğimiz yıl içerisinde 600.000 ton/yıl kapasiteli 3 ayrı tesisi ardı ardına işletmeye almıştır. Uzun yıllar tüketimini (yaklaşık 300.000 ton/yıl) ABD'den ithalatta gerçekleştiren Güney Afrika, hemen yakınında Botsvana'da sodyum karbonatlı göl yatağından soda külü üretmek üzere kurulan 300.000 ton/yıl kapasiteli tesisin üretime geçmesiyle söz konusu ithalatını tümünden kesmiş bulunmaktadır.

Üretim maliyetleri incelendiğinde, sağlanan doğal sodanın tonu 60 dolar buna karşın yapay sodanın tonu ise 120 dolardır. Soda külünün Batı Avrupa limanı teslim bazında satış fiyatı ortalama olarak 170-180 dolar/ton civarındadır. ABD'de 6 değişik firma yılda 11 milyon ton soda külü üretimi yapıyor. ABD'nin 1995 yılı iç tüketimi 7 milyon tondur ve üretimlerinin 4 milyon tonu ihraç ediliyor. İhracatın 2 milyon tonu Japonya başta olmak üzere Asya ülkelerine, 1 milyon tonu Latin Amerika ülkelerine, Avrupa'ya ise 200.000 ton ihracat yapıyor. Yani, ABD'nin ihracatının ancak

%5'i Avrupa'ya yapıyor. Batı ve Doğu Avrupa, Orta Doğu'nun 12 milyon tonluk talebi, sentetik soda külü üretimi ile karşılanıyor. Yılda 11 milyon ton tabii soda külü üreten ABD, pazarımız olabilecek bu bölgeye yılda 300.000-350.000 ton tabii soda külü ihraç ediyor. Beypazarı trona madeninin muhtemel satış bölgesi Türkiye, Batı ve Doğu Avrupa ve Ortadoğu'dur. Bu bölgenin 1996 yılı itibarıyla soda külü talebi yılda yaklaşık 12 milyon ton olup, yılda % 2.8 artarak 2000 yılında bu talebin 13 milyon tona ulaşması beklenmektedir (Çizelge 3). Beypazarı trona madeninin işletmeye alınması halinde pazar sıkıntısı olmayacak ve bu bölgeye 1 milyon ton/yıl satış yapılabilecek, dolayısıyla 170-180 milyon dolar döviz girdisi sağlanacaktır.

Çizelge 2. Ülkeler bazında soda külü üretimi (bin metrik ton olarak) (Kostick, 1996).

Table 2. Soda ash world production by country (thousand metric tons) (Kostick, 1996).

ÜLKE	1991	1992	1993	1994	1995
Avusturalya	300	300	300	300	300
Avusturya	150	150	150	150	200
Belçika	380	375	300	300	300
Bosna Hersek	X	25	20	15	15
Botsvana	62	124	126	174	202
Brezilya	200	200	200	200	200
Bulgaristan	893	517	259	300	300
Kanada	310	305	305	300	300
Çin	3,940	4,500	5,270	5,680	5,820
Kolombiya	121	121	121	121	121
Mısır	52	51	51	51	51
Fransa	1,140	1,100	1,222	1,200	1,200
Almanya	1,948	1,639	1,586	1,380	1,400
Hindistan	1,500	1,500	1,500	1,500	1,500
İtalya	600	600	500	500	500
Japonya	1,103	1,057	1,056	1,050	1,070
Kenya	245	186	145	145	145
Kore	300	300	310	310	310
Meksika	449	440	440	440	450
Hollanda	400	400	400	400	400
Pakistan	147	146	186	180	180
Polonya	962	929	815	997	1,000
Portekiz	150	150	150	150	150
Romanya	471	452	371	350	350
Rusya	X	2,700	2,000	1,550	1,800
İspanya	500	500	500	500	500
Tayvan	109	91	100	100	100
Türkiye	385	385	385	385	385
Ukranya	X	1,000	800	660	475
Britanya	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000
A.B.D	9,000	9,380	8,960	9,320	10,100
TOPLAM	25,840	30,597	29,500	29,700	30,800

X: Veri yok.
No data.

ucuz olduğu için, Türkiye pazarlamada büyük avantajlara sahip olacaktır. Kaybedilen her gün ülke zararına olmakta ve yeraltı rezervlerini uzun süre bekletmek büyük kayıplara sebep olmaktadır. Atatürk'ün dediği gibi "Bir milletin yücelmesi, yeraltı zenginliklerinin işlenmesine ve değerlendirilmesine bağlıdır".

Tüm yeraltı kaynaklarında olduğu gibi, Beypazarı trona yatağı da çeşitli politik gerekçelerle göstermelik temelleri atılmasına karşın ve trona yatağının ortaya konulmasından bu yana yaklaşık 18 yıl gibi uzun bir zaman geçmesine rağmen bir türlü işletmeye açılmamıştır. Sodanın, genellikle temizlik, cam ve kağıt sanayi gibi temel bazı sektörlerdeki kullanım alanları gözönünde tutulduğunda ne kadar önemli bir kaynağa sahip olduğumuz açıkça görülmektedir. Amerika'da yapay soda üretimi giderek azalırken ve doğal soda üretimi ise büyük bir hızla arttığı bir dönemde, Etibank ve ortakları zaman yitirmeden en kısa zamanda bu yatağı işletmeye açmalıdır.

KATKI BELİRTME

Bu makaleye olumlu eleştirileriyle katkıda bulunan Prof.Dr. Taner ÜNLÜ'ye, yazım ve çizimlerde yardımcı olan Fuat ERKÜL ve Filiz İNCEDERE'ye teşekkür ederim.

EXTENDED SUMMARY

Natural sodium carbonate minerals (soda minerals) are exploited commercially either by mining beds of buried fossil trona deposits formed in Tertiary playa-lake sediments or by extraction from the brines of recent alkaline lakes and playas. The known fossil deposits of the world are located within Green River Formation, Wyoming (U.S.A), Hırka Formation, Beypazarı (Turkey) and Wulidui Formation, Wucheng (China). Soda-rich recent alkaline lakes, and playas are as follows: Searles Lake (U.S.A), Lake Magadi (Kenya), San Critobal Ecalepec Playa (Mexico), Sowa Pan Playa (Botswana) and as future potential, Van Lake (Turkey).

The Beypazarı (Ankara) trona deposit located north of the Zaviye village is associated with shale in the lower part of the Hırka Formation and alternates with bituminous shale and claystones. Based

on borehole data, the areal extent of the trona deposit is estimated to be approximately 8 square kilometers. The trona beds were deposited as two lensoidal bodies within a 70- to 100-meter-thick zone in the lower part of the shale unit. A total of 33 trona beds are known: 16 in the lower trona lens and 17 in the upper lens. The total thickness of the lower trona sequence ranges from 40 to 60 meters and the total thickness of the upper trona sequence is about 40 meters. The interval between the lower and the upper trona sequence varies from 30 to 35 meters. The total thickness of the trona beds in both lenses varies between 21 and 34 meters in the central parts, and between 2.5 and 12 meters in the marginal parts of the ore bodies. The thickness of individual trona beds in both trona horizons ranges from 0.4 to 2 meters. Trona in the central parts and nahcolite in the marginal parts of the soda deposit are abundantly found. Proven trona reserves are 210 Mt [million metric tons (tonnes)] and total reserves are estimated as 240 Mt.

The trona deposits of the Green River Basin in southwestern Wyoming (U.S.A) are the world's largest resource of natural soda ash. Wyoming is often referred to as the "Soda Ash Capital of the World" because of the enormous world-class trona reserves found in the Green River Basin. Trona, sodium sesquicarbonate ($\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot \text{NaHCO}_3 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$), was precipitated in a lacustrine environment during the restrictive stages of the Wilkins Peak Member of the Eocene Green River Formation in southwestern Wyoming. Textural variations of the bedded trona deposits are suggestive of multiple depositional scenarios. Because it is composed of 70% sodium carbonate, trona is referred to as natural soda ash. Over 90% of the United States soda ash is produced by five Wyoming trona companies. This equates to over 30% of the world's soda ash production. The total resource of Wyoming trona deposits (22 persistent trona beds) is estimated at 122 billion tonnes (metric tons), or 122 gigatonnes (Gt). Of this, 36 Gt of economical trona reserves are mineable by current technology, including conventional "hard rock" methods, mechanized extraction (drum-miner and boring machines), and hydraulically supported longwall shearing.

Natural sodium carbonate-bearing minerals occur widely in China. Approximately thirty alkali lakes and natural soda mines have been exploited.

DOĞAL SODA YATAKLARI ve EKONOMİK ÖNLEMLER

Some of the larger natural soda deposits are concentrated in the Nanyang basin and on the Inner Mongolia plateau. Proven total sodium carbonate reserves are 154 Mt. About 83.5% of these reserves is contained in the Henan Province, and 15.5% of the reserves is contained in the Inner Mongolia Autonomous Region. The Wucheng trona deposit was discovered in 1971 during petroleum exploration. It is located in southern Henan Province, 18 km west of Tongbai County at latitude 32.4°N, longitude 113.5°E. The deposit occurs in the central part of the Paleogene faulted Wucheng basin and was formed in the Eocene Epoch. The trona beds occupy an area of 4.66 km² at depths of 643 to 974 m. Resources of the Wucheng trona deposit total 36.8 Mt sodium carbonate and 17.8 Mt sodium chloride. The sodium carbonate-bearing minerals include mainly trona and nahcolite associated with shortite, northupite, and NaCl.Na₂CO₃.(MgFe)CO₃.

In general, fossil soda deposits and recent soda playa-lakes were formed or are presently forming by evaporation within intercontinental basins, in arid or semi-arid areas, fed partly by surface streams and partly by thermal springs, and surrounded by abundant Na-rich volcanic and magmatic rock. Soda deposits alternate generally with shale and bituminous shale beds. Trona beds are deposited in playa-lake environment in basins, which are restricted by the mud flats and fed by Na-rich solutions and springs. Bituminous shales, which are accumulated during the expansion periods of the playa-lake, alternate with trona beds. Soda extraction from the deeper lakes, such as Van Lake, is not presently economical, as soda concentration has not yet reached to sufficient level.

Soda and soda ash are used as a source of Na₂O in glass manufacture, in the production of various sodium chemicals, in water treatment, paper production, iron desulfurization, and many other uses. Although, production from brines and fossil trona deposits is becoming increasingly important, the bulk of the world's soda ash is produced synthetically by some 60 solvay plants, in more than 40 countries. Soda production from natural deposits are mainly limited to U.S.A., Mexico and Kenya. Major soda producers by solvay plants are mainly U.S.S.R., U.K., West Germany, France, China, Bulgaria, and Japan. Annual soda production of the world is approximately 30 million tons,

whereas Mersin Soda industry in Turkey produces, annually, approximately 300.000 tons soda ash by solvay plant. It must be contributed to Turkey's annual soda ash capacity by production from the Beypazarı natural deposit in the nearest future. Turkey, Western and Eastern Europe, and the Middleast are the probable markets to offer Beypazarı trona ore. The soda ash demand of the region was approximately 12 million tons in 1996, and the demand, with an increase at a rate of 2.8 % per year, is estimated to reach 13 million tons in 2000. The marketing difficulties will not exist after operation of Beypazarı trona deposit, and 1 million ton ore per year can be sold in the regions mentioned above. Consequently, the marketing of the Beypazarı trona ore can provide 170-180 million US dollars.

DEĞİNİLEN BELGELER

Aydın, Y. ve Şenkal, S.S., 2001. Beypazarı trona yatağını işletmeye alma çalışmaları. Türkiye 17. Uluslararası Madencilik Kongresi ve Sergisi - TUMAKS 2001, Ankara, s. 57-65.

Berberoğlu, E., 1992. Soda külünde kavga. 25 Nisan 1992, Hürriyet.

Bilge, Y., 1996. Hoca soda tekellerine karşı. 12 Kasım 1996, Yeni Yüzyıl.

Doğru, N., 1996. Heykel'e kızan da Refahlı, tronayı çıkartan da Refahlı. 12 Kasım 1996, Sabah.

Harben, R., 1997. Soda ash goes global for growth. First international Soda Ash Conference, Rock Springs, WY, USA, s. 33.

Helvacı, C. ve İnci, U., 1989. Beypazarı trona yatağının jeolojisi, mineralojisi, jeokimyası ve yörenin trona potansiyeli. TÜBİTAK Proje No: TBAG-685. Dokuz Eylül Üniversitesi, İzmir, s. 159.

Helvacı, C., 1998. The Beypazarı trona deposit, Ankara province, Turkey. In: Proceedings of the First International Soda Ash Conference (John R. Dyni and Richard W. Jones, editors), Volume II. Wyoming State Geological Survey Public Information Circular 40, Laramie, USA, s. 67-103.

Kayakıran, S., Akıncı, Ö., Çelik, E. ve Dündar, A., 1986. Beypazarı trona yatağının jeolojisi. IV

Mühendislik Haftası. Bildiri Özetleri, İsparta, s. 75-76.

Kostick, D.S., 1994. "Soda ash" in industrial Minerals and Rocks. 6 th ed. D.D. Carr, ed., SME, Littleton, CO. USA, s. 929-958.

Kostick, D.S., 1996. "Soda ash", US Geol. Surv. Annual Review-1995, USA, s. 10.

Mumcu, U., 1991. ABD ve trona, 18 Eylül 1991 Cumhuriyet.

Narin, R., 2000. Beypazarı (Ankara) trona (doğal soda) yatağının bulunuş öyküsü. TMMOB Jeoloji Mühendisleri Odası Bülteni, Sayı 1-2, Ankara, s. 43-44.

Özkan, Y., 1997. Trona hayali suya düşüyor. 21 Nisan 1997, Cumhuriyet.



Karbonatlı Kayaçlara Bağlı Orta Toroslar Zn-Pb Cevherleşmelerinin Kükürt İzotopları İncelemesi

Genesis of the Middle Taurus Carbonate-Hosted Zn-Pb Deposits by Stable Isotope ($S^{34/32}$) Ratios

Mustafa KUŞÇU Süleyman Demirel Üniversitesi, Müh. Mim. Fak., Jeoloji Müh. Bölümü 32260, İsparta
(e-posta: mkusc@mmf.sdu.edu.tr)

Oya CENGİZ Süleyman Demirel Üniversitesi, Müh. Mim. Fak., Jeoloji Müh. Bölümü 32260, İsparta
(e-posta: ocengiz@mmf.sdu.edu.tr)

Öz

Orta Toroslar'da genellikle farklı stratigrafik birliklerin değişik yaşta kireçtaşları içerisinde çoğunlukla epijenetik ve yer yer onları ornatarak yataklanmış, fakat bazı yazarlarca bir kısım yatakların da sedimanter olduğu ileri sürülen çok sayıda Zn-Pb cevherleşmesi bulunur. Bunlar batıdan doğuya doğru; Çarıkaraağaç - İsparta), Karalar (Gazipaşa - Antalya), Göktepe (Ermenek - Konya), Ortakonuş (Anamur - İçel), Tekneli (Çamardı - Niğde), Bolkardağ - Ulukışla - Çiftehan (Niğde) ve Yahyalı (Kayseri) yataklarıdır.

Bu cevherleşmelerden alınan sülfid minerallerinin yapısındaki $\delta^{34}S$ değerleri galen örneklerinde % 0 -2.7 ile +13.9 aralığında, sfaleritlerde % 0 -7.1 ile +9.8 arasında değişen değerlerdedir. Negatif değerlikli örnekler Göktepe (Ermenek-Konya) yöresi cevherleşmelerinde ortaya çıkarken, Orta Toroslar'da bulunan diğer yataklarda $5^{34}S$ değerlerinin pozitif olduğu belirlenmiştir.

Yatakların gerek galen ve gerekse sfalerit örneklerinin $5^{34}S$ değerlerinin oldukça dar bir aralığa düştükleri belirlenmiştir. Bu izotopsal bileşim oranları; yatakların diğer kaynaklardan gelen eriyiklerle karışması ve onların ^{34}S ve ^{32}S izotoplarından da etkilenen magmatik-hidrotermal eriyiklerden şekillenmiş olabileceğini göstermektedir.

Anahtar Kelimeler: Orta Toros, Zn-Pb yatakları, $S^{34/32}$ izotop oranları, köken.

Abstract

A number of zinc-lead deposits occur in different aged limestones belonging to the various stratigraphical units of the Middle Taurus Belt. They are mostly epigenetic ores and sometimes formed by limestone replacement. However, some authors also assume that the origin of some deposits is sedimentary. From west to east, these deposits are Çarıkaraağaç - İsparta), Karalar (Gazipaşa - Antalya), Göktepe (Ermenek - Konya), Ortakonuş (Anamur - İçel), Tekneli (Çamardı - Niğde), Bolkardağ - Ulukışla - Çiftehan (Niğde) and Yahyalı (Kayseri) ores. Range of $\delta^{34}S$ values in sulfide minerals collected from ore deposits vary in the galenas and sphalerites, from 0 -2.7 to +13.9 % and from 0-7.1 % to +9.8 respectively. While Göktepe (Ermenek-Konya) deposits show negative values of $\delta^{34}S$, the other deposits of Middle Taurus have positive $\delta^{34}S$ values. The $\delta^{34}S$ values of sulfides of the ore deposits fall in a narrow range. These isotopic compositions suggest that the Middle Taurus zinc-lead deposits have been derived from magmatic-hydrothermal sources possibly having mixed with some other fluids of different origin and influenced by their ^{34}S and ^{32}S isotopes.

Key Words: Middle Taurus, Zn-Pb deposits, $S^{34/32}$ isotope ratios, origin.

GİRİŞ

Orta Toroslar'da bilinen ve işletilen çok sayıda sülfürlü ve karbonatlı Pb - Zn yataklarının varlığı yıllardır bilinmektedir (Şekil 1). Pb - Zn yatak ve zuhurları uzun yıllardan beri yerli ve yabancı bir çok bilim adamı tarafından da araştırılmıştır. Bu araştırmaların sonuçları da çeşitli makalelerin konusu olmuş ve yatakların kökeni hakkında çok farklı görüşler ortaya çıkmıştır.

Önceki çalışmalarda, Çarıkaraağaç (Şarkikaraağaç - İsparta) zuhuru için hidrotermal-mezotermal (Cengiz ve Kuşçu, 1993), Karalar (Gazipaşa - Antalya) cevherleşmesinin oluşumu için yatağın mineral parajenezi, stratigrafik konu-

mu ve mineral yapıları da göz önüne alınarak sedsedimanter olduğu belirtilmiştir (Striebel, 1965; Blumel, 1965; Sadıklar, 1978; Ayhan, 1979, 1981, 1982 ve Çopuroğlu, 1994). Aynı yatak Petrascheck (1955; 1967)'e göre ise hidrotermal-metasomatik olarak yorumlanmıştır.

Göktepe (Ermenek - Konya) bölgesi Pb-Zn zuhurları için epijenetik, kısmen Mississippi Vadisi Tipi, hidrotermal-metasomatik (Kuşçu, 1984, 1985 a ve b) ve Ortakonuş (Anamur - İçel) Pb-Zn yatağının hidrotermal-epijenetik oluşumlu olduğu ileri sürülmüştür (Kovenko, 1946; Previtali, 1967).

Bolkardağı - Ulukışla - Çiftehan (Niğde) yatağı Kampaniyen sonrası - Alt Eosen yaşlı Horoz gran-

itine bağlı hidrotermal-metasomatik (Çalapkulu, 1979, 1980; Şişman ve Şenocak 1981; Çevikbaş, 1991), Yahyalı (Kayseri) yöresinde bulunan sülfürlü cevherleşmelerin olasılıkla Eosen yaşlı ve hidrotermal kökenli, Tekneli (Çamardı - Niğde) yataklarının da birincil oluşumunun asidik magmatizma ile ilgili hidrotermal süreçlerle meydana geldiği belirtilir (Imreh, 1965).

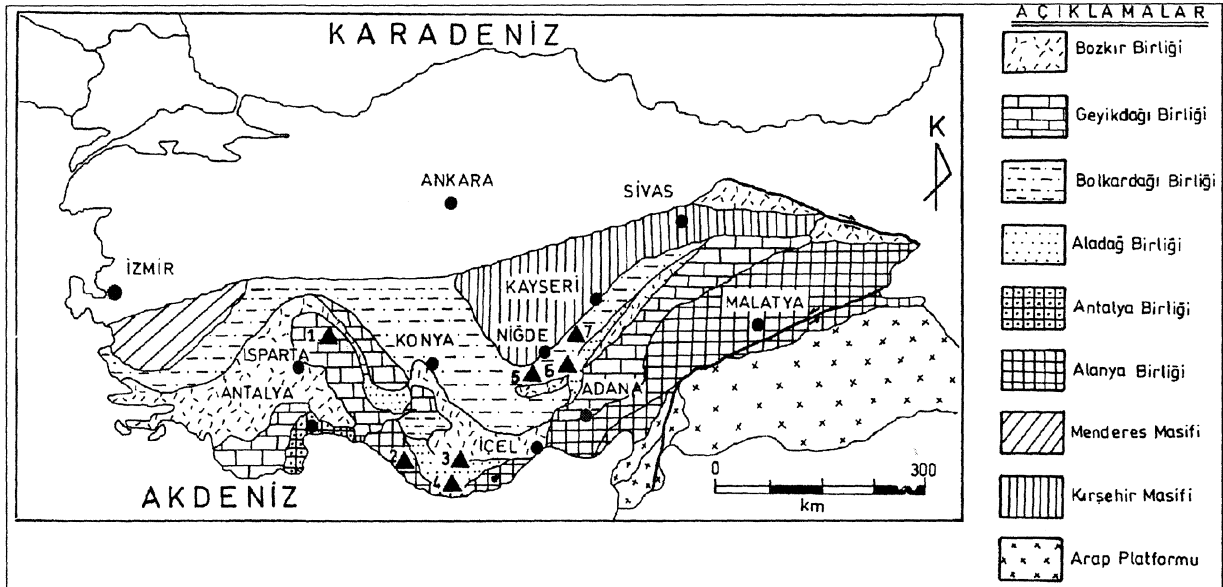
Bu araştırmadan amaç, Orta Toroslar'ın farklı coğrafik kesimlerinde bulunan Pb-Zn yataklarının 5° - 15° değerlerinin saptanarak kökenlerinin yorumlanmasıdır. Bu amaç için Orta Toroslar'da bulunan aşağıda isimleri ve bulunduğu bölgeler olan yataklardan galen ve sfalerit örnekleri toplanmıştır.

Galen ve sfalerit örnekleri binokülerde seçilerek konsantre bir şekilde getirilmiş ve hazırlanan örnekler Geochron laboratuvarlarında (ABD) analiz edilmişlerdir. Elde edilen analiz sonuçları yorumla-

arak yatakların kökenine yaklaşımlarda bulunulmuştur.

Örnekler aşağıdaki yatak ve zuhurlardan derlenmiştir.

- Çarıksaraylar (Şarkikaraağaç - Isparta) Ba-Pb
- Karalar (Gazipaşa - Antalya) Ba-Pb
- Göktepe (Ermenek - Konya) Pb-Zn
 - a - Sarıpınar
 - b - Çukurbağ
 - c - Muzvadi
 - d - Berem zuhurları
- Ortakonuş (Anamur - İçel) Pb-Zn
- Tekneli (Çamardı - Niğde) Zn-Pb
- Bolkardağı - Ulukışla - Çiftehan (Niğde) Pb-Zn
- Delikkaya - Yahyalı (Kayseri) Zn-Pb



Şekil 1. Toroslarda birliklere göre (Özgül, 1983) Zn-Pb yatak ve zuhurlarının dağılımı.

Figure 1. According to units (Özgül, 1983), extensions of Zn-Pb mineralizations in the Central Taurus region.

- | | |
|---|--|
| 1 - Çarıksaraylar (Şarkikaraağaç-Isparta) Ba-Pb cevherleşmesi | 5 - Tekneli (Çamardı-Niğde) Zn-Pb cevherleşmesi |
| 2 - Karalar (Gazipaşa-Antalya) Ba-Pb cevherleşmesi | 6 - Bolkardağı-Ulukışla-Çiftehan (Niğde) Pb-Zn cevherleşmesi |
| 3 - Göktepe (Ermenek-Konya) Pb-Zn cevherleşmesi | 7 - Delikkaya-Yahyalı (Kayseri) Zn-Pb cevherleşmesi |
| 4 - Ortakonuş (Anamur-İçel) Pb-Zn cevherleşmesi | • Yerleşim Yerleri |
| | A. Zn-Pb Yatakları |

YATAKLARIN JEOLJİSİ

Makaleye konu olan Pb-Zn yataklarının jeolojik konumları, önceki çalışmalardan yararlanılarak hazırlanmıştır. Yataklar Orta Toros kuşağında bulunan birliklerin farklı düzeylerinde bulunurlar. Toroslar'da yer alan Pb-Zn yataklarının coğrafik konumu ve birliklere göre dağılımı verilmiştir (Şekil 1-2-3). Ayrıca yatakların jeolojisi de aşağıda ayrı ayrı batıdan doğuya doğru özetlenmiştir (Çizelge 1).

Çarıksaraylar (Şarkikaraağaç-Isparta)

Ba-Pb cevherleşmeleri

Şarkikaraağaç - Çarıksaraylar yöresinde Paleozoyik'ten - Senozoyik'e kadar değişik yaşlı kaya birimleri bulunur. Temelde Geyikdağı birliğine ait olan Subaşı ve Kocakızıl kireçtaşı üyelerine ayırtlanmış Paleozoyik yaşlı Sultandede formasyonu, onun üzerinde de açısız uyumsuz olarak Mesozoyik yaşlı Hacıalabaz formasyonu yer alır. Bölgede KB-GD doğrultusunda km'lerce uzanan lateritleşmiş doleritler muhtemelen Kretase (?) öncesi yaşlıdır. Çarıksaraylar'da KB - GD doğrultusunda uzanan kurşunlu barit cevherleşmeleri, Paleozoik yaşlı Sultandede formasyonunun içerisindeki metasedimentler, kalkıştler, Subaşı üyesindeki dolomitler ile kireçtaşlarına ve bu birimlerin dokanaklarma epijenetik olarak damar, mercek ve katmansı şekillerde yerleşmişlerdir.

Parajenezde birincil olarak barit, sfalerit, galen, kalkopirit, pirit ve tetraedrit mineralleri, oksidasyon ve sementasyon ürünü olarak kalkosin-kovelin, neodijenit, serüzit-anglezit, limonit, malakit ve azurit mineralleri ile gang olarak da kalsit, dolomit, siderit ve kuvars bulunur. Yan kayaçlarda silisleşme, ankeritleşme, sideritleşme ve dolomitleşmenin geliştiği belirlenmiştir. Yatağın incelenen özellikleriyle hidrotermal-mezotermal bir yatak olduğu bildirilir (Cengiz ve Kuşçu, 1993).

Karalar (Gazipaşa - Antalya) Ba-Pb cevherleşmeleri

Bu cevherleşmeler Alanya Masifi içerisinde bulunmaktadır. Ba-Pb cevherleri Alt Permiyen - Triyas yaşlı kısmen dolomitleşmiş kireçtaşlarında bulunmaktadır.

Yatağın mineral parajenezi galenit, barit, pirit, kalkopirit, sfalerit ve fahlerzden oluşmuştur.

Kuvars, dolomit ve kalsit yatakta bulunan gang mineralleridir. Cevher damarları 2 m kalınlığında, 100 m uzanımına sahip kırık, çatlak ve fay dolgusu biçiminde damarlar halinde görülürken, sedimanter yapılı baritlerin varlığı da savunulmaktadır.

Yatakla ilgili olarak hidrotermal-metasomatik oluşumu savunan yazarlar (Petrascheck, 1955, 1967; Barutoğlu, 1942; Danişman ve Cebeci, 1945; Zenginoğlu, 1945) olduğu gibi sinsedimanter kökenli olduğunu savunan araştırmacılar da vardır (Striebel, 1965; Blumel, 1965; Sadıklar, 1978; Ayhan, 1979, 1981, 1982; Çopuroğlu, 1994).

Göktepe (Ermenek - Konya) Pb-Zn Zuhuru

Göktepe bucağının batısı, güneyi ve kuzeybatısında bulunan çok sayıdaki Pb-Zn zuhurları Aladağ birliğine ait Permiyen'den Jura'ya değişen yaşlarda farklı formasyonlara ait kireçtaşı ve dolomitlere epijenetik olarak damar, stokverk ve katmansı şekilde yerleşmişlerdir.

Sfalerit, galen, pirit, markazit, fluorit, kuvars, kalsit, dolomit ve çok az baritten oluşan basit bir parajenezde sahip olan yatakların yan kayaçlarında dolomitleşme, silisleşme ve kalsitleşme belirlenmiştir. Yatakların farklı kökenli hidrotermal eriyiklerden kaynaklanmış yer yer metasomatik cevherleşmeler olduğu bildirilir (Kuşçu, 1985a).

Ortakonuş (Anamur - İçel) Pb-Zn Yatağı

Cevher Kaş serisi adı verilen Üst Triyas-Kretase yaşlı masif kireçtaşı, dolomit sınırlarında yer alır. Yatakta galen, sfalerit, pirit, markazit, hematit, kuvars, dolomit, kalsit ve barit parajenezi bulunur. Genellikle damar şeklinde yataklanmış cevherleşmelerin, epijenetik yerleşimli ve düşük ısı eriyiklerden kaynaklandığı belirtilir (Blumel, 1965; Previtah, 1967; Kovenko, 1946). Ayhan (1983)'a göre ise Aladağ Birliğinin Üst Triyas - Jura yaşlı karbonatlı kayaçları içerisinde damar ve tabaka şekilli olarak yer aldığı belirlenmiştir.

Bolkardağı-Ulukışla-Çiftahan (Niğde) Pb-Zn Yatağı

Bu bölgede yer alan Pb-Zn yatakları, Permiyen-Kretase yaşlı Bolkardağı mermerlerinin oluşturduğu antiklinalin kuzey kanadında yoğunlaşmıştır. Bu cevherleşmelerin Horoz granodiyoritinden kaynaklanan mağmatik eriyik aktivitelerinin sonucunda oluştuğu belirtilir (Çalapkulu, 1979). Karıncadağ kurşun-çinko-bakır cevherleşmesi

damarlar halinde kırık sistemleri içinde yerleşmiştir.

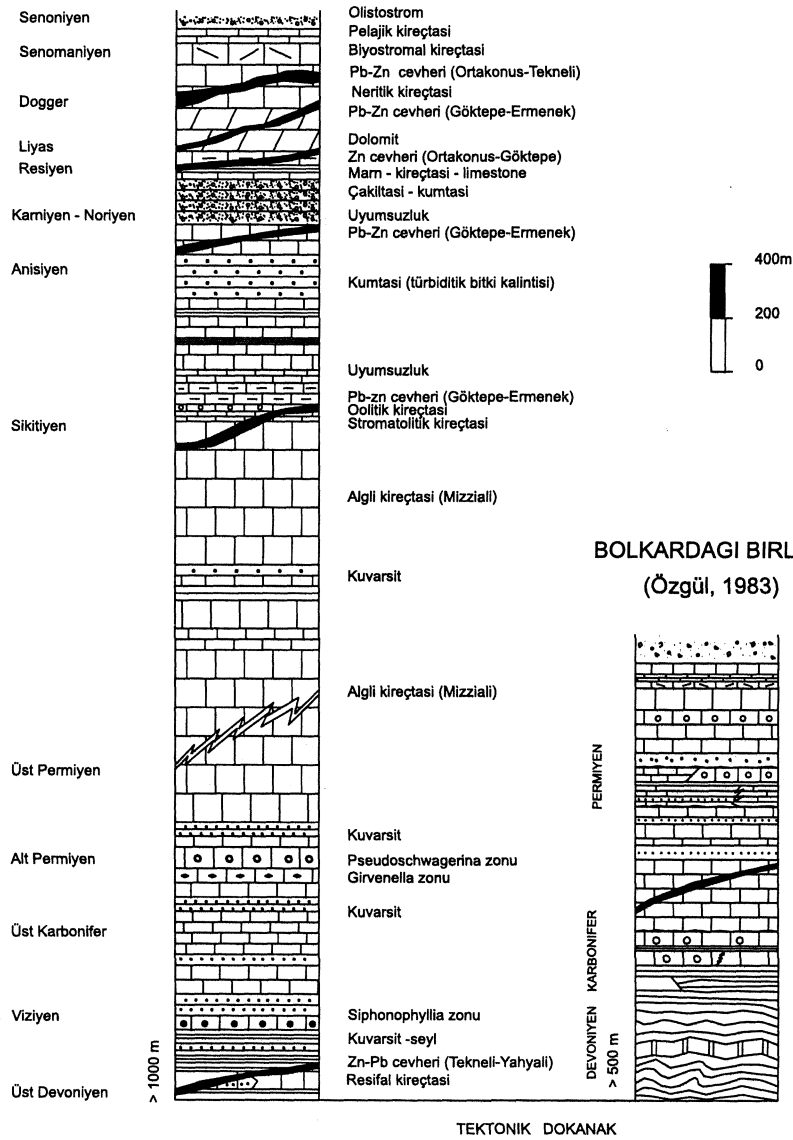
Cevher parajenezinde sfalerit, galenit, pirit, pirotin, markazit, kalkopiritten oluşan opak mineraller ve kuvars, kalsit, serisit ve kloritten oluşan gang izlenmiştir (Çevikbaş, 1991). Yine bölgede polimetalik hidrotermal-skarn türü Pb, Zn, Cu, Ag, Au, Mo gibi elementlerin yanında, Cr, Ni ve Co elementlerinin de birlikte mineral topluluğu oluşturmaları ilgi çekicidir. Büyük olasılıkla ayrı kökenli olan bu elementlerin bir arada bulunması

hidrotermal sıvıların çarpışma sırasında oluşan Madenköy ofiyolitli melanj içerisinde dolaşımına bağlıdır (Çalapkulu, 1979; Çevikbaş, 1991).

Tekneli (Çamardı-Niğde) Zn-Pb Yatağı

Bölgede bulunan Zn-Pb cevherleşmelerinden Tekneli yatağı, Tekneli pınarının hemen yakınında başlar ve Tekneli antiklinoryumunun eksen doğrultusunda uygun olarak kuzeye doğru uzanır. Tekneli cevherleşmesi, Siyah Aladağ Napı'nda, Üst Permiyen yaşlı Zindandere formasyonunun

ALADAG BİRLİĞİ (Özgül, 1983)



Şekil 2. Geyikdağı ve Alanya Birliklerinde yer alan Ba-Pb cevherleri.

Figure 2. Ba-Pb mineralizations in the Geyikdağ and Alanya Units.

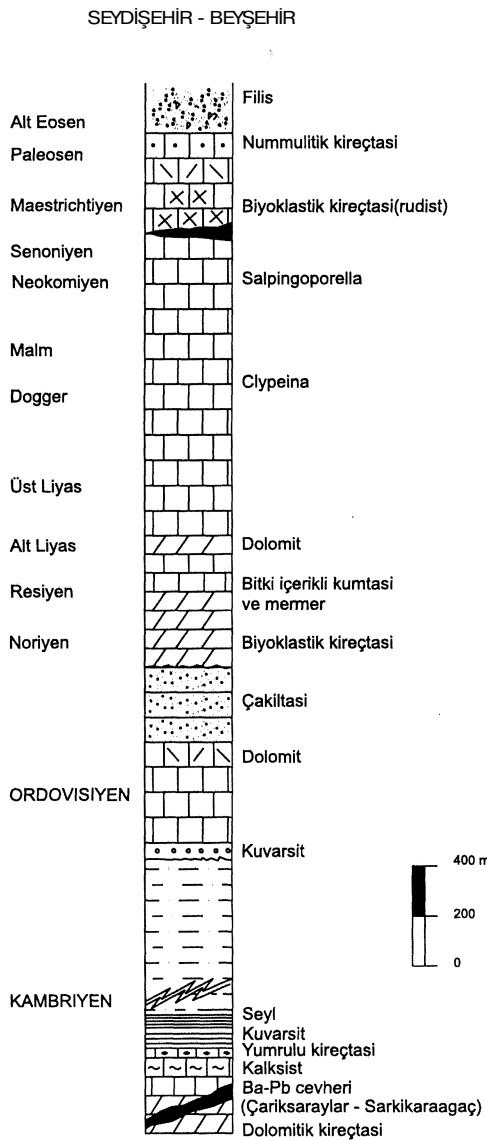
KARBONATLI KAYAÇLARA BAĞLI ORTA TOROSLAR Zn-Pb CEVHER. KÜK. İZOTOPLARI İNCELENMESİ

Mizzialı kireçtaşları içinde genellikle mercek şeklinde yer alır. Cevherleşme doğrultuları kıvrım eksen düzlemlerine paralel konumdadır. Ayrıca cevher kıvrım eksen düzlemleri boyunca gelişen fayların oluşturduğu uygun ortamlarda da çökelmiştir.

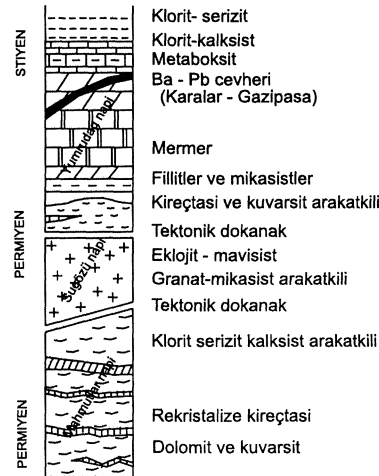
Cevherleşmenin parajenezinde sfalerit, pirit, markazit, galen, barit ve fluorit belirlenmiştir. Tekneli yöresindeki Horoz granodiyoritinin olasılıkla cevherin kaynağı olduğu düşünülür. Eren ve diğerleri (1993), cevherleşmenin hidrotermal

kökenli ve naplaşmanın son dönemlerinden itibaren Erken Miyosen'de meydana gelmiş olabileceğini savunurlar. Cevherleşmelerin Permo-Karbonifer'den Üst Kretase'ye kadar her stratigrafik seviyede bulunabildiğini belirten İmreh (1965), sülfidli cevherleşmelerin bölgede mağmatik faaliyetler olmasa bile Paleojen yaşlı (muhtemelen Eosen) ve hidrotermal orijinli olduğunu kabul eder.

GEYIKDAGI BİRLİĞİ (Özgül, 1983)



ALANYA BİRLİĞİ (Özgül, 1983)



Şekil 3. Aladağ ve Bolkardağı Birliklerinde yer alan Pb-Zn ve Zn-Pb cevherleri.

Figure 3. Pb-Zn and Zn-Pb mineralizations in the Aladağ and Bolkardağ Units.

Çizelge 1: Toroslar'da yer alan Ba-Pb-Zn yatak ve zuhurlarının genel özellikleri.

Table 1. General properties of occurrences and deposits Ba-Pb-Zn in the Taurus region.

G: Görünür rezerv, M: Muhtemel rezerv, MK: Mükün rezerv.

Yatak Adı	Yan Kayacı	Yan Kayacın Yaşı	Yataklanma Şekli	Birincil Mineraller	İkincil Mineraller	Gang Mineralleri	Tenör (%)	Rezerv (Ton)	Kökeni
Çarıkisaraylar (Şarkikaraağaç-İsparta) Ba-Pb	Kireçtaşı, kalkışit, şist	Kambriyan-Devoniyen	Damar, mercek, katmansı	Galen, sfalerit, kalkopirit, pirit, tetraedrit, kalkosin kovellin, dijenit	Serüzit-anglezit, limonit, götit, malakit-azurit,	Kalsit, kuvars, dolomit, siderit, ankerit, klorit	90.91 BaSO ₄	2 159 852 (G-M)	Hidrotermal (Cengiz ve Kuşcu, 1993)
Karalar (Gazipaşa-Antalya) Ba-Pb	Kireçtaşı, dolomit, dolomitik kireçtaşı, şist	Alt Permiyen-Triyas	Katman, kırık ve çatlak dolgusu	Galen, barit, sfalerit, pirit, kalkopirit, fahlerz, kovellin	Serüzit-anglezit, azurit-malakit, götit, lepidokrozit	Kuvars, dolomit, kalsit	89.79 BaSO ₄	642264 (G-M-MK) 138 755 (G-M) 78 900 (G-M-MK)	Hidrotermal-metasomatik, (Petrascheck, 1955, 1967); Sedimanter (Stribel, 1965; Çopuroğlu, 1994)
Göktepe (Ermeneç-Konya) Pb-Zn	Mizzialı kireçtaşı, oolitik kireçtaşı, dolomitik kireçtaşı	Üst Permiyen Alt-Orta-Üst Triyas-Jura	Damar, saçınımlı, stratabound ve stokverk	Sfalerit, galenit, pirit, markazit	Hematit, limonit smitsonit, serüzit, hidrozinik, anglezit	Dolomit, kalsit, kuvars, fluorit, barit	--	--	Mississippi Vadisi Tipine benzer, epijenetik hidrotermal-metasomatik (Kuşcu, 1984)
Ortakonuş (Anamur-İçel) Pb-Zn	Kireçtaşı-dolomit, kireçtaşı	Kretase- Jura-Üst Triyas	Mercek, damar ve tabaka	Galen, çinkoblend, pirit, markazit	Hematit, serüzit, smitsonit, anglezit, plumbojarosit	Kuvars, dolomit, kalsit, barit	28 Zn 22 Pb	70 000	Epijenetik (Previtali, 1967; Blumel, 1965), hidrotermal-metasomatik (Imreh, 1965), sedimanter (Sadıklar, 1978)
Aladağ (Yahyalı-Kayseri) (Çamardı-Niğde) Zn-Pb	Masif kireçtaşı ve tabakalı kireçtaşı	Üst Permiyen Jura	Ağsal damarlı	Galen, pirit, sfalerit, kalkopirit, tetraedrit, enarjit, pirotin, markazit	Smitsonit, limonit, hidrozinik, hematit, serüzit, hemimorf, malakit azurit, jarosit, anglezit	Kalsit, aragonit, dolomit, kil mineralleri, opal, siderit, ankerit, barit	3.53-7.70 Pb 25.70-30 Zn 1 Pb, 35 Zn	13 000 (M-MK) 10 500 (M-MK) 250 000 (G) 450 000 (M) 300 000 (MK)	Hidrotermal (Imreh, 1965), Eren ve diğ. 1993, Çevrim (1984), Müller (1982)
Bolkardağ (Ulukışla-Niğde) Pb-Zn	Bolkardağ mermerleri ve kireçtaşı	Permiyen-Kretase	Karst ve çatlaklarda	Pirit, sfalerit, kalkopirit, galen, pirotin, molibdenit, fahlerz, markazit, arsenopirit (?)	--	Kuvars, kalsit, serisit, klorit	5.40 Pb 4.70 Zn 33.5 gr/t Ag 10.4 gr/t Au	113 720 (G) 170 580 (M) 284 300 (Toplam)	Epijenetik (Şişman ve Şenocak, 1981; Çalapkulu, 1980; Çevikbaş, 1991), sedimanter (Sadıklar, 1978), hidrotermal Metasomatik (Imreh, 1965)

G: Görünür rezerv, M: Muhtemel rezerv, MK: Mükün rezerv.

KARBONATLI KAYAÇLARA BAĞLI ORTA TOROSLAR Zn-Pb CEVHER. KÜK. İZOTOPLARI İNCELENMESİ

Delikkaya - Yahyalı (Kayseri) Zn-Pb Yatağı

Bu cevherleşme, Çobandağ Napı'nın Jura yaşlı Alagöl formasyonu içindeki tabakalı kireçtaşı ile masif kireçtaşlarında yer alır. Cevherleşmeler, bütünüyle tektonik kontrollüdür, damar ve ağsal damarlar biçiminde yataklanmışlardır. Delikkaya yatağında küçük boyutlu faylarda ülkemizin en büyük oksit-karbonat tipteki Zn-Pb yatakları da gelişmiştir.

Damarlarda galen, sfalerit, pirit, markazit, tetraedrit, enarjit ve pirotin mineralleri belirlenmiştir. Gang mineralleri de kalsit, aragonit, dolomit, kalsedon, opal, siderit, ankerit, barit ve kil minerallerinden oluşur.

Aladağlar'm kuzeyinde, Yahyalı istifi altındaki granitoidlerin varlığına işaret edilerek Paleosen yaşlı bu granitoidin kireçtaşları ile skarn tipte manyetit yatakları oluşturduğu ve Aladağ yöresi Zn-Pb yataklarının da bu asidik magmaya bağlanmasının en gerçekçi yol olduğu öne sürülmüştür (Oygür, 1986). Ayrıca Ayhan ve diğerleri (1984), Müller (1982), Çevrim (1984) ile Çevrim ve diğerleri (1986) de bölgede yaptıkları çalışmalarda; cevherleşmelerin Yularıköy granitoidine bağlı olarak hidrotermal oluştuklarını savunmuşlardır.

8^{34}S İZOTOP İNCELEMESİ

Analiz Sonuçları

Kükürt izotopları jeokimyası incelemelerinde analiz sonuçları S^{34}S (‰) değerleri biçiminde ifade edilmekte ve

$$5^{34}\text{S} = \frac{(34_s/34_s)_{\text{örnek}} - (34_s/34_s)_{\text{standart}}}{(34_s/34_s)_{\text{standart}}} * 10^3$$

şeklinde tanımlanmaktadır. Bu ifade örnek içindeki $^{34}\text{S}/^{34}\text{S}$ oranının bir standart maddeninkine göre ‰ cinsinden farklılığını göstermekte olup, Canyon Diablo Meteoriti içindeki Troilit (FeS) fazının (CDT) yaygın bir şekilde standart olarak kullanıldığı görülmektedir.

Orta Toroslar'da farklı bölgelerde bulunan sülfidli Pb-Zn yatak ve zuhurlarından 15 tanesinden galen ve sfalerit örnekleri derlenmiştir. Bunlardan 3 tanesi Tekneli, Yahyalı ve Bolkadağ yöresindeki Pb-Zn yataklarından alınmış laboratuvar örneklerinden, diğerleri ise doğrudan örnekleme ile

araziden alınmıştır. Örneklerin 7 tanesi galen, diğer 8 tanesi ise sfaleritlerden seçilmiştir.

Elde edilen analiz sonuçlarında sfaleritlerin 5^{34}S oranlarının -8.0 ile +9.8 arasında bulunduğu saptanmıştır (Çizelge 2). Ancak negatif değerli 8^{34}S oranları Ermenek - Göktepe yöresi sfaleritlerin de ortaya çıkmıştır. Diğer tüm yataklarda pozitif değerli 8^{34}S oranları belirlenmiştir.

Galenlerin 8^{34}S oranlarının -12.5 ile +13.9 arasında dağılım gösterdiği görülmüştür. Yine negatif değerli 5^{34}S oranlarının Ermenek - Göktepe yöresi galenlerinde ortaya çıktığı belirlenmiştir. Oysa diğer yatakların galenlerinde 8^{34}S oranları pozitif değerli olarak gözlenmektedir (Çizelge 2).

Çizelge 2. Toroslar'daki Pb - Zn yatak ve zuhurlarındaki galen ve sfaleritlerde ölçülen 8^{34}S izotop değerleri.

Table 2. 8^{34}S isotope values measured in galenas and sphalerites within the Pb-Zn deposits of Taurus.

Yatak Adı	Örnek No	8^{34}S (CDT)	
		Galen	Sfalerit
Dikmen Ocağı (Şarkikaraağaç - Isparta)	DT-6	+ 13.9	---
Çukurbağ (Ermenek - Konya)	ÇZ-2	- 2.7	---
Çukurbağ (Ermenek - Konya)	MK-1	- 11.6	---
Muzvadi (Ermenek - Konya)	MUP-9 MUP-6	- 12.5 ---	--- - 7.1
Sarıpınar (Ermenek - Konya)	ÇT-5 ÇT-6 SZ-8	- 4.4 --- ---	--- + 7.6 + 7.3
Berem (Ermenek - Konya)	BZ-13	---	- 8.0
Karalar (Gazipaşa - Antalya)	GK	+ 4.6	+ 9.8
Ortakonu ^o (Anamur - İçel)	OR-A	+ 1.1	---
Tekneli (Çamardı - Niğde)	T-1	---	+ 9.2
Bolkardağ - Ulukışla - Çiftehan (Niğde)	BUÇ-1	---	+ 3.9
Yahyalı (Kayseri)	KY-2	---	+ 9.4

Ermenek - Göktepe yöresi ayrı tutulduğunda Orta Toroslar'da analizi yapılan diğer yataklardaki sfaleritlerin $S^{34}S$ izotop oranlarının +3.9 ile +9.8 arasında olduğu, galenlerin $S^{34}S$ izotop oranlarının +1.1 ile +13.9 arasında değiştiği saptanmıştır.

Sonuçların bu şekilde irdelenmesiyle, Ermenek - Göktepe yöresi Pb - Zn zuhur ve yataklarında galenlerin $8^{34}S$ değerlerinin -12.6 ile -2.7 ve sfaleritlerin $5^{34}S$ değerleri -8.0 ile +7.6 arasında değiştiği saptanmıştır (Çizelge 3).

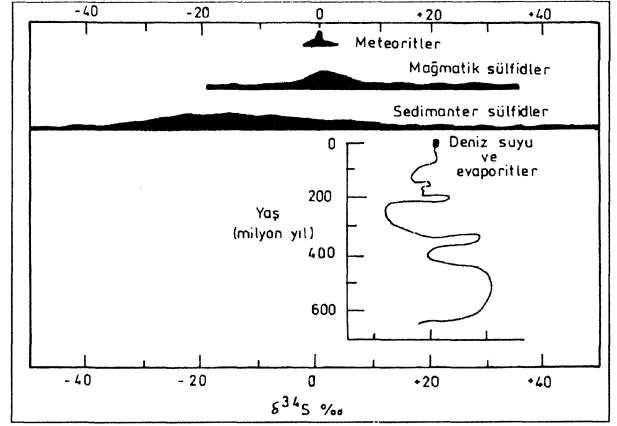
Bilindiği gibi $S^{34}S$ ‰ değerleri meteoritlerde sıfır ve sıfıra yakın mağmatik kökenli sülfidlerde genellikle -10 ile +10 arasında sedimanter sülfidlerde ise genellikle +20 ile -40 arasında geniş bir aralıkta bulunurken, çoğunlukla negatif değerlerde ortaya çıkmaktadır (Ohmoto ve Rye, 1979; Şekil 4).

İncelenen Pb-Zn yataklarındaki galenlerin $8^{34}S$ izotop oranları +1.1 ile +13.9 değerleri arasında dağılmıştır. Ancak 1 örnek hariç, diğerleri +10' dan düşük değerlerdedir.

Manto kökenli malzemelerde ve Paleozoyik yaşlı mağmatik kayalarda $8^{34}S$ değerinin sıfıra çok yakın olduğu, jeolojik zamanlar süresince gelişen olaylar sonucunda meydana gelen izotopsal farklılaşmalar nedeniyle, farklı bileşimlerde bulunan kükürdün ilksel izotopsal bileşiminde farklılaş-

Çizelge 3. Araştırma sahasındaki yatak ve zuhurların $S^{34}S$ ‰ izotop oran değerlerinin değişim aralığı.

Table 3. variation interval of $S^{34}S$ isotope ratios of deposits and occurrences in* the investigated area.



Şekil 4. Doğadaki sülfür izotop dağılımı (Ohmoto and Rye, 1979).

Figure 4. Dispersion of sulfur isotope in nature.

malar olduğu görülür. Farklılaşma sonucu, yapılarında yükseltgenmiş kükürt iyonu (S^{+6}) bulunduran kükürt türevleri, ^{34}S 'ce zenginleşirken, yapılarında indirgenmiş kükürt iyonu (S^{+2}) içeren bileşiklerin ^{32}S 'ce zenginleştikleri görülmektedir. Dolayısıyla birinci grup bileşikler pozitif işaretli, diğeri ise negatif işaretli $8^{34}S$ değerlerine sahip oldukları görülmektedir. Genellikle sedimanter oluşumlar içerisindeki sülfidli minerallerde negatif işaretli ve büyük rakamlı değerlerin gelişiminde özellikle bakteriyel indirgenme süreçlerinin etkili olduğu düşünülür.

Hidrotermal yataklarda sülfidli minerallerin yapısındaki kükürdün farklı kökenli olabileceği düşünülür. Hidrotermal eriyikler ise;

- Doğrudan mağmatik kökenli (juvenil)
- Formasyon sularından (connate)
- Meteorik sular
- Deniz suları
- Metamorfik sular ve bunların karışımından kaynaklanmış olabilecektir.

Eriyiğin tek bir kaynaktan mı yoksa farklı bir kaç kaynağın karışımından mı oluştuğunu ortaya koymak güçtür. Açık deliller yoksa da ancak elde ki verilerle yorum yapılabilir. Yine kükürt'ün de ilksel mi yoksa varolan önceki sülfidli mineraller veya bileşiklerden mi kaynaklandığı da düşünülmesi gereken bir konudur.

KARBONATLI KAYAÇLARA BAĞLI ORTA TOROSLAR Zn-Pb CEVHER. KÜK. İZOTOPLARI İNCELENMESİ

Mağmatik kökenli kükürt denildiğinde, anlaşılan bir mağmatik faaliyetle ilişkili hidrotermal çözeltiler içindeki kükürt yanında mağmatik kayalardan ve içerdikleri sülfidli minerallerden farklı kökenli hidrotermal sularca çözülmüş kükürt anlaşılmaktadır. Sıfıra ve birbirine çok yakın $\delta^{34}\text{S}$ değerlerine sahip izotopsal bileşimli kükürt içerikleri 'mağmatik kökenli' olarak düşünülmektedir.

Deniz suyu yüksek konsantrasyonlardaki SO_4 içeriği ile önemli bir kükürt kaynağıdır. Deniz suyu içindeki sülfatın kükürt izotopları bileşimi +17, +20 ‰ arasında bir ortalama değere sahiptir (Claypool ve diğ., 1980 ve Ohmoto, 1986). Negatif işaretli büyük rakamlı $\delta^{34}\text{S}$ değerlerine sahip izotopsal bileşimli kükürt içerikleri biyolojik/bakteriyal kökenli olarak nitelenmektedir.

Yorumlar ve yaklaşımları daha da genişletmek mümkündür ve önceki araştırmalarda çok farklı olanları da vardır. Araştırılan sahalar yukarıdaki yaklaşımların ve yorumların ışığı altında aşağıdaki şekilde yorumlanabilmektedir.

Negatif işaretli Ermenek - Göktepe yöresi cevherleşmelerinde galen ve sfaleritlerin indirgenmiş S^{2-} 'ce zenginleşmiş oldukları (S^{32} 'ce zenginleştikleri) görülmektedir. Bu olguda epijenetik oluşumlu cevherleşmelerin sadece mağmatik kökenli eriyiklerden değil, formasyon suları hatta diğer farklı kökenli suların kaynaklanmış olabileceğini belki de kükürt izotoplarının da sadece mağmatik kayalardan değil farklı oluşumlu kayalarda bulunan kükürdün cevherleşmeyi oluşturacak iyonları taşıyan eriyik tarafından çözüldüğü biçiminde de yorumlanabilir.

Oysa daha doğuda bulunan cevherleşmelerde pozitif işaretli değerler oldukça dar bir aralıktadır. Ayrıca bu cevherleşmelerin bulunduğu bölgelerde; Horoz granodiyoriti, monzonit ve Karamadazı yöresi granit, granodiyorit ve siyenit sokulundan ile bunların yüzey kayaları gözlenmektedir. Pozitif değerler cevherleşmeyi oluşturan eriyiklerin S^{+6} 'ca zengin bileşiklerin ve S^{+4} 'ce zengin olduklarını göstermektedir. Böylece bu yatakların daha çok mağmatik kökenli hidrotermal eriyiklerden kaynaklanmış olduğunu söylemek yanlış olmayacaktır. Ancak O'dan +10'a kadar S^{34}S değerlerinin varlığı, bu yataklarda da hidrotermal eriyikler ve onlardan çökelen sülfidli minerallerin

S izotop bileşenlerinde de karışımların olabileceğini göstermektedir.

SONUÇLAR

Yapılan incelemeler ve elde edilen 5^{34}S oranlarının yorumlanmasıyla;

— Orta Toroslar'da çoğunlukla Pb - Zn yatakları; Aladağ Birliğine ait Devoniyen'den - Kretase'ye değişen yaşlardaki formasyonların karbonatlı kayalarla epijenetik biçimde yerleşmiş olarak damar, mercek, katmansız yataklanma şekillerinde bulunurlar.

— Gazipaşa - Karalar Ba - Pb - Zn cevherleşmeleri Alanya masifinde Permiyen yaşlı kristalize kireçtaşı ve dolomitlerde, Çarıkisaraylar-Şarkikaraağaç cevherleri de Geyikdağı Birliğine ait Kambriyen - Devoniyen yaşlı Sultandede formasyonundaki epimetamorfik kayalar ile kireçtaşı ve dolomitlerde; Ulukışla - Çiftehane cevherleşmesi de Bolkardağ Birliği'ndeki Permiyen - Kretase yaşlı Bolkardağ mermerlerinde bulunmaktadır.

— Başlıca sfalerit, galen, pirit, markazit, kalsit, dolomit, kuvars minerallerinden oluşan yataklarda bazen fluorit (Göktepe - Ermenek), bazen de barit (Çarıkisaraylar - Şarkikaraağaç ve Karalar - Gazipaşa) bol miktarda bulunmaktadır.

— Orta Toroslar'daki Pb - Zn yatakları bütünüyle oksidasyona uğramışlar ve ayrışma sonucu oluşan sülfatlar aktif yan kayaç olan kireçtaşları ve dolomitlerle reaksiyona girerek karbonatlı cevherleri oluşturmuş ve karstlaşma sonucu oluşan boşluklara yerleşmişlerdir.

— Göktepe - Ermenek (Konya) yöresindeki cevherleşmeler ile Gazipaşa - Karalar (Antalya) ve Ortakonuş - Anamur (İçel) cevherleşmelerinin yakın çevresinde bir mağmatik sokulum gözlenmemektedir.

— Orta Toroslar'da daha doğuda bulunan yatakların S^{34}S oranlarının +3.9 ile +9.8 arasında olduğu belirlenmiştir. Yatakların çevresindeki Yahyalı graniti, granodiyoriti ve diyoriti ile Horoz granodiyoriti ve monzonitinin varlığı, cevherleşmelerin çoğunlukla mağmatik-hidrotermal eriyiklerden oluşmuş olduğunu yine de bu eriyiklere farklı kökenli eriyiklerin de karışmış olabileceğinin göstergesidir.

— Ermenek - Göktepe (Konya) yöresi Pb - Zn

yataklarının 5^{34}S değerlerinin ‰ -2.7 ile -12.5 arasında olduğu saptanmıştır. Ermenek - Göktepe (Konya) yöresi Pb - Zn yataklarındaki negatif 8^{34}S değerleri, yatakların oluşumunda etkin olan hidrotermal eriyiklerin sadece magmatik kökenli olmadığı farklı kökenli sular ile de karışmış olabileceğinin göstergesidir. Özellikle de formasyon suları ya da denizel kökenli sularla da karışmış olması olasıdır.

— Çarıksaraylar (Şarkikaraağaç - İsparta) Ba - Pb cevherleşmesi gerek jeolojik konumu ve gerekse mineral parajenezi ile incelenen diğer yataklardan tamamıyla farklı bir konumdadır. Epigenetik damar ve mercek şekilli yataklanma gösteren zuhurdan alman galen örneğinde 5^{34}S izotop oranı +13.9 ‰ bulunmuştur. Çarıksaraylar'ın yakın çevresinde plütonik sokulumlar görülmemesine karşın volkanik kayalar bulunmaktadır. Ancak bu volkanik kayalarla cevherleşmenin doğrudan ve çağdaş bir ilişkisinin olduğunu söylemek güçtür. Bu cevherleşmenin 5^{34}S izotop oranı Toroslar'daki Ermenek yöresi hariç, diğer yataklar ile benzerlik göstermektedir. Dolayısıyla kökeni için benzer yaklaşımı sergilemek doğru olacaktır.

EXTENDED SUMMARY

Presence of several sulfide and carbonate Pb-Zn deposits which are well-known and mined in the Central Taurus region have been known for years (Figure 1). Also, Pb-Zn deposits and occurrences has been studied by several Turkish and foreign researchers for in a period of long years. Results of these studies have been subject of various articles. Besides too different opinions have been provided in terms of origin of deposits.

In the previous studies, the Çarıksaraylar (Şarkikaraağaç - İsparta) occurrence was determined as hydrothermal-mesothermal (Cengiz and Kuşçu, 1993). For genesis of the Karalar (Gazipaşa - Antalya) mineralization was indicated syngeneitic considering mineral paragenesis of deposit, stratigraphically setting and mineral structures (Striebel, 1965; Blumel, 1965; Sadıklar, 1978; Ayhan, 1979; 1981, 1982 and Çopuroğlu, 1994). The Karalar deposit is interpreted by Petrascheck (1955; 1967) as hydrothermal-metasomatic origin.

Pb-Zn occurrences of the Göktepe (Ermenek-Konya) district are determined as epigenetic, partly the Mississippi Valley type and hydrothermal-metasomatic (Kuşçu, 1984, 1985- a and b). The Ortakonuş (Anamur - İçel) Pb-Zn deposit is detected as hydrothermal-epigenetic origin (Previtah, 1967; Kovenko, 1946).

The Bolkardağı - Ulukışla - Çiftahan (Niğde) deposit has been provided as hydrothermal-metasomatic depending on the later Campanian-Lower Eocene aged Horoz granite (Çalapkulu, 1979, 1980; Şişman and Şenocak, 1981; Çevikbaş, 1991). Sulfide mineralizations of the Yahyalı (Kayseri) district have probably the Eocene aged and hydrothermal origin. The Tekneli (Çamardı - Niğde) deposits were occurred by means of hydrothermal processes with related to acidic magmatism of primary formation (Imreh, 1965).

Purpose of this research is interpreted about origin of these deposits by determining of 5^{34}S values of Pb-Zn deposits in the different geographic areas of the Central Taurus region. For this reason, galena and sphalerite samples were collected from deposits in the following areas of the Central Taurus region.

Galena and sphalerite samples have been selected on microscope. The enriched and prepared samples have been analyzed for sulfur isotope analyses in the Geochron laboratories (USS). By using these analysis results, some interpretations on the origin of deposits were suggested.

Geological settings of Pb-Zn deposits in this study were made by using the previous studies. These deposits occur in different stratigraphical levels of units within the Central Taurus Belt. As apart from this, geology of deposits were separately summarized from the west to the east in Table 1.

The Çarıksaraylar (Şarkikaraağaç-İsparta) Ba - Pb Mineralizations: The mineralizations is taken place the Paleozoic aged Sultandede formation of the Geyikdağı Unit.

Galena bearing barite mineralizations extending along NW-SE trending in the Çarıksaraylar region are formed as epigenetic in forms of veins, lenses and stratiform along the contacts of these units, in metasediments, calcschists, and Subaşı dolomites and limestones of the Paleozoic aged Sultandede formation.

KARBONATLI KAYAÇLARA BAĞLI ORTA TOROSLAR Zn-Pb CEVHER. KÜK. İZOTOPLARI İNCELENMESİ

In the paragenesis, there are primarily barite, sphalerite, galena, chalcopryrite, pyrite and tetrahedrite minerals, and chalcocite-covellite, digenite, serucite-anglezite, limonite, malachite and azurite minerals which are developed as products of oxidation and cementation. In addition, there are found calcite, quartz, dolomite and siderite as gangue minerals.

Silicification, ankeritesation, sideritesation and dolomitization have been indicated in wall rocks. For the deposit was reported as hydrothermal-mesothermal origin with these datas (Cengiz and Kuşçu, 1993).

The Karalar (Gazipaşa - Antalya) Ba - Pb mineralizations: These mineralizations are located within Alanya Massif. Ba- Pb ores are found in partly dolomitization limestones of the lower Permian- Triassic aged.

Mineral paragenesis of the deposits composed of galenite, barite, pyrite, chalcopryrite, sphalerite and tetrahedrite. There are quartz, dolomite and calcite as gangue minerals within deposit. Ba-Pb mineralizations seem as veins in the form of fracture, fissure and fault filling extending of 100 m in thickness of 2 m. Also, the presence of barites of sedimentary genesis are indicated.

The deposit was defended as hydrothermal-metasomatic formation by some researchers (Petrascheck, 1955, 1967; Barutoğlu, 1942; Danişman and Cebeci, 1945; Zenginoğlu, 1945). However, origin of deposit was accepted as symsedimentary by several authors (Striebel, 1965; Blumel, 1965; Sadıklar, 1978; Ayhan, 1979, 1981, 1982; Çopuroğlu, 1994).

The Göktepe (Ermenek - Konya) Pb - Zn Occurrence: Several Pb-Zn occurrences in the west, the south and the northwest of Göktepe district are emplaced in the form of vein, stockwerk and stratiform as epigenetic within limestones and dolomites in different formations changing from the Permian to the Jurassic in the Aladağ unit.

The deposit has a simply paragenesis composed of sphalerite, galena, pyrite, marcazite, fluorite, quartz, calcite, dolomite and in much lesser amounts barite. In the wall rocks of deposit were determined dolomitization, silicification and carbonation.

The deposits were derived from different originated, mixing hydrothermal solutions and was also indicated presence of in places metasomatic mineralizations (Kuşçu, 1984).

The Ortakonuş (Anamur - İçel) Pb - Zn Deposit: Pb-Zn mineralizations are found along massive limestone and dolomite contacts of the Upper Triassic-Cretaceous ages.

In this deposit, there are galena, sphalerite, pyrite, marcazite, hematite, quartz, dolomite, calcite, and barite as paragenese. Generally, mineralizations deposited in the vein form were determined consisting of epigenetic emplacement and low temperature solutions (Blumel, 1965; Previtah, 1967; Kovenko, 1946). Ayhan (1983) indicated as vein and stratiform within the Upper Triassic- Jurassic aged carbonate rocks of Aladağ Unit.

The Bolkardağı - Ulukışla - Çiftahan (Niğde) Pb - Zn Deposit: The Pb- Zn deposits of this district are located in the north flank of anticlinal of the Permian- Cretaceous aged Bolkardağ marbles. These mineralizations were formed by magmatic solutions which driven by Horoz granodiorite (Çalapkulu, 1979). The Karmcadağ Pb - Zn- Cu mineralizations emplaced within fracture systems in the vein forms.

In the ore paragenesis, as opac minerals sphalerite, galenite, pyrite, pyrotine, marcazite and chalcopryrite presents and gang minerals consist of quartz, calcite, sericite and chloride (Çevikbaş, 1991). Besides in this district presence of Pb, Zn, Cu, Ag, Au, Mo, Co, Cr, Ni, Co and Sn mineralizations of polymetallic hydrothermal- scarn type are known in the region (Çalapkulu, 1979; Çevikbaş, 1991).

The Tekneli (Çamardı - Niğde) Zn - Pb Deposit: The Tekneli mineralization generally occurs in the lense form within Mizzia-bearing limestones of the Upper Permian aged Zindandere formation in the Black Aladağ Nappe. Trending of mineralization is a parallel to fold axis planes. Apart from this, Zn- Pb ores deposited under favorable environmental conditions composing of faults developing along fold axis planes.

In the paragenesis of mineralization was indicated sphalerite, pyrite, marcazite, galena, barite

and fluorite. The Horoz granodiorite of Tekneli region probably thought as are source. Eren and et all (1993) defend as hydrothermal origin mineralization formation. They thought the ores have been formed in the Early Miocene dating from later period of Nappe formation. İmreh (1965) indicated that the mineralizations formed in every stratigraphic level from the Permo-Carboniferous to the Upper Cretaceous. Also, he admitted as the Paleogene (probably Eocene) age and hydrothermal origin of sulfide mineralizations unless magmatic activities in district.

The Delikkaya - Yahyalı (Kayseri) Zn -Pb Deposit: This mineralization found in bedding limestone and massive limestones the Jurassic aged Alagöl formation of Çobandağ Nappe.

The mineralizations are completely tectonic control. They are deposited in the vein and stockwork veins. The Zn-Pb deposits are in the greatest oxid-carbonate type of Turkey were developed in small dimension faults within the Delikkaya deposit.

Minerals such as sphalerite, pyrite, marcazite, tetrahedrite, enargite and pirotine are indicated in veins. The gangue of mineralization consist of calcite, aragonite, dolomite, chalcedony, opal, siderite, ankerite, barite and clay minerals.

There are granodiorites under Yahyalı serie in the north of Aladağlar. These granodiorites formed scarn type magnetite deposits in contacts limestones and the Paleocene aged granodiorite. The Zn-Pb deposits of Aladağ district are provided as the most realistic way of connecting to this asidic magma (Özgür, 1986). Apart from this, some researches reported that the ores we drived hydrothermal solutions related to Yulanköy granodiorite of mineralizations in the studied area (Ayhan et al. 1984; Muller, 1982; Çevrim, 1984; Çevrim et al. 1986).

⁵³⁴S ISOTOPE STUDIES

Analyses Results:

15 galena and sphalerite samples were collected from sulfide Pb-Zn deposits and occurrences in different districts of the Center Taurus. Three samples have been obtained from laboratory samples collecting from Pb-Zn deposits of Bolkadağ, Tekneli and Yahyalı regions. Others obtained from area

with directly sampling. 7 galena and 8 sphalerite samples have been investigated in the Isotope Laboratories.

⁵³⁴S ratios of sphalerites according to results of analyses were determined in presence of between -8.0 and +9.8 (Table 2). However, a negative value of ⁵³⁴S ratios appeared in sphalerites of the Göktepe - Ermenek region. In all of other deposits were indicated in a positive value of $\delta^{34}\text{S}$ isotope ratios.

⁵³⁴S ratios of galenas are shown dispersion between -12.5 and + 13.9. Also, a negative value ⁵³⁴S ratios displayed in galenas of Ermenek - Göktepe district. On the other hand, galenas of other deposits are shown as a positive value of ⁵³⁴S ratios (Table 2).

Except to the Ermenek - Göktepe district, ⁵³⁴S isotope ratios for sphalerites have been indicated as +3.9- +9.8 and ⁵³⁴S isotope ratios for galenas have been detected varing between +1.1 and +13.9 in the other deposits of Central Taurus.

With interpreting of results, ⁵³⁴S values of galenas were determined varing -12.5 to -2.7 and ⁵³⁴S values of sphalerites were indicated between -8.0 and +7.6 in Pb- Zn deposit and occurrences of Ermenek - Göktepe region.

⁵³⁴S isotope ratios of galenas indicated between +1.1 and +13.9 values in the investigated Pb-Zn deposits. But, except to one samples, others have low values from +10.

⁵³⁴S value has very close to zero in the mantle original materials and the Paleozoic aged magmatic rocks. Sulfur differentiations at primary isotopic compositions of sulfur found various compositions are seemed because of isotopic differences occurred in result of developing events along geologic periods. In the differentiation result, while sulfur derivatives found oxidated sulfur ion in structures enrich in terms of ³⁴S, compounds including reduced sulfur ion in structures appear to enriching for ³²S. Consequently, the first group compounds have a positive values of ³⁴S, others have a negative values of ³⁴S. Sulfide minerals within sedimentary formations have generally negative values. For developing of great numerical

KARBONATLI KAYAÇLARA BAĞLI ORTA TOROSLAR Zn-Pb CEVHER. KÜK. İZOTOPLARI İNCELENMESİ

values thought especially effected by bacterial reduction processes.

Sulfur in structure of sulfide minerals within hydrothermal deposits can be thought having different original of its.

Hydrothermal solutions;

- Magmatic original (juvenile)
- From formation waters (connate)
- Meteoric waters
- Sea waters and
- Will be occurred from metamorphic water and mixed of these.

Either solution is a single origin or is difficult to drive in result of mixing of some different source. Also, sulfur is occurred either primary or are previous sulfide minerals and compounds.

When magmatic original sulfur has thought, besides sulfur within hydrothermal solutions with related to a magmatic activity, is found out sulfur dissolved by different original hydrothermal waters from including sulfide minerals and magmatic rocks. Isotopic composition sulfur contents having $\delta^{34}\text{S}$ values close to 0 ‰ and each other are known as magmatic origin.

Sea water has an important sulfur source with SO_4 content in high concentrations. Sulfur isotopes composition of sulfate within sea water have an average of value between +17 and +20 ‰ (Claypool and et al, 1980 and Ohmoto, 1986).

Sulfur contents with isotopic composition having a negative values of great numerical $\delta^{34}\text{S}$ ratios are qualified as biological / bacterial origin.

Interpretations and approaches are enable to increase and there are very different interpretations on previous researches. The studied areas can be interpreted like in the following under the light of approaches and interpretations above.

A negative value of galena and sphalerites in mineralizations of Ermenek - Göktepe district have been enriched for reduction S^{-2} (enriched for S^{32}). On this phenomenon, not only may be consist of magmatic origin solutions, but also epigenetic mineralizations may be compose of formation water or even other different original waters.

Perhaps, not only may be occur from ions dissolving in magmatic rocks, but also sulfur isotopes may be interpreted in the form dissolving by means of solution earring out ions will be occur to mineralization of sulfur located within different genesis rocks.

However, a positive sulfur isotope values are rather than a narrow interval on mineralizations in the more east. Apart from this, Horoz granodiorite, monzonite, and volcanic rocks of these and granite, granodiorite and syenite rocks in the Karamadazi region are displayed in districts presence of these mineralizations. A positive values are indicated being enriched for S^{+6} and S^{34} of solutions occurring to mineralizations. Such as, for origin of these deposits will be no mistake to say consisting from magmatic original hydrothermal solutions. However, presence of S^{34} S values varying from 0 to +10 was appeared may be mixtures of sulfur isotope compounds of sulfide minerals deposited from these and hydrothermal solutions in these deposits.

With interpreting of $\delta^{34}\text{S}$ ratios obtained and making studies;

- Pb-Zn deposits of the Central Taurus have been generally found in the forms vein, lense and stratiform as epigenetic into carbonate rocks of formations in periods varying from Devonian to Cretaceous in Aladağ Unit.

- The Gazipaşa-Karalar Ba-Pb-Zn mineralizations have been found recrystallized the Permian aged limestones and dolomites in the Alanya Massif; The Çarıksaraylar-Şarkikaraağaç ores found in epimetamorphic rocks and limestones and dolomites of the Cambrian-Devonian aged Sultandede formation of the Geyikdağı Unit; The Ulukışla-Çiftahan mineralizations have been emplaced in the Permian-Cretaceous aged Bolkardağ marbles of the Bolkardağ Unit.

- The paragenesis of deposits have been composed of mainly sphalerite, galena, pyrite, marcasite, calcite, dolomite, and quartz minerals. The Göktepe- Ermenek deposit rich in terms of fluorite mineral. However, the Çarıksaraylar-Şarkikaraağaç and the Karalar- Gazipaşa deposits include in abundant amounts barite mineral.

- Pb-Zn deposits of the Central Taurus have been completely exposed to oxidation. Şulfates

forming in result of alteration have been occurred to carbonate ores reacting together with limestones and dolomites becoming active wall rock, and ores have been emplaced into cavities forming in result of karstification.

- A magmatic intrusive has not been shown nearby around mineralizations in the Göktepe-Ermenek (Konya) district, Gazipaşa- Karalar (Antalya) and Ortakonuş-Anamur (İçel) mineralizations.

- 5^{34}S ratios of deposits in the east of the Central Taurus have been indicated between +3.9 and +9.8 values. Presence of Yahyalı granite, granodiorite and diorite, and Horoz granodiorite and monzonite around deposits has been generally composed of magmatic-hydrothermal solutions, also, for origin of these deposits may be thought for mixing of different original solutions into these solutions.

- 8^{34}S values of Pb-Zn deposits in the Ermenek-Göktepe (Konya) district have been computed between -2.7 ‰ and -12.5 ‰. A negative 8^{34}S values obtained Pb-Zn deposits of the Ermenek-Göktepe (Konya) region have indicator of mixing with different original water, only no magmatic original of hydrothermal solutions of acting for formation of deposits. Especially, hydrothermal solutions may be probably mixed with formation waters or marine original water.

- The Çarıksaraylar (Şarkikaraağaç-Isparta) Ba-Pb mineralizations have completely been a different position from the studied other deposits in terms of both geological setting and mineral paragenesis. 8^{34}S isotope ratio has been determined +13.9 ‰ value in galena sample collected from showing bedding in the forms of epigenetic vein and lense. Volcanic rocks have been found around Çarıksaraylar region although plutonic rocks don't seem in this area. However, relation of mineralization with these volcanic rocks are difficult to say directly and a certain relation. 5^{34}S isotope ratios of these mineralizations are displayed similarity to other deposits except to Ermenek area of the Taurus region. Similar approach will be true to exhibit for origin of deposits.

DEĞİNİLEN BELGELER

Ayhan, A., 1979. Geologie und Mineralogie der Blei-Zink-Baryt-Lagerstätten zwischen Burhan Malı. und Yuları bei Gazipaşa-Antalya. Heidelberg Univ. Doktora tezi, 175 s.

Ayhan, A., 1981. Aydap ve Yuları (Gazipaşa - Antalya) Pb - Zn yataklarının kökeni ve remobilizasyon sorunu. Maden Tetkik Arama Dergisi, 95/96, 57-69.

Ayhan, A., 1982. Burhan mahallesi ve Yuları köyü arasında bulunan galenitli barit yatakları (Gazipaşa - Antalya). Türkiye Jeoloji Kurultayı Bülteni. 25, 2 105-117.

Ayhan, A., 1983. Genetic comparison of lead-zinc deposits of Central Taurus. Geology of the Taurus Belt Proceedings. 335-342, Mineral Research and Exploration Institute International Symposium., Ankara.

Ayhan A., Lengeranlı, Y, Çeltek, N., ve Aksoy, E., 1984. Aladağlar (Batı Zamantı) yöresi (Yahyalı - Çamardı) jeolojisi ve Zn-Pb etüdüleri. Maden Tetkik Arama Derleme Raporu. No:7501, 196 s.

Barutoğlu, O.H., 1942, Garbi Toroslarla Anamur - Antalya civarının jeolojik raporu, Maden Tetkik Arama Rap., 983, Ankara (yayınlanmamış).

Blumel, G.F., 1965. Die Blei-Zinklagerstätte von Ortakonuş - Anamur und ihr geologischer Rahmen. Münih Univ., Doktora Tezi, 60 s. (yayınlanmamış).

Cengiz, O., ve Kuşçu, M., 1993. Çarıksaraylar (Şarkikaraağaç - İsparta) kuzeyinin jeolojisi ve kurşunlu barit yatakları. Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, Cilt 36, Sayı 1, 63-74 s., Ankara.

Claypool, G., Holzer, W.T., Kaplan, I.R., Sakai, H., ve Zak., L, 1980. The age curves of sulfur and oxygen isotopes in marine sulfate and their mutual interpretation. Chemical Geology, V.28, p. 199-260.

Çalapkulu, R, 1976. Le charriage de l'unité ophiolitique de Alihoca sur les marbles de Bolkardağ (Taurus - Turquie). Abstract 4 Reunian Anuelle des sciences de la terre, 89, Paris.

Çalapkulu, R, 1979. Bolkardağ maden yatağının jeokimyasal incelemesi. Ege Üniversitesi. Yerbilimleri Fakültesi. Doçentlik tezi, 146 s, (yayınlanmamış).

KARBONATLI KAYAÇLARA BAĞLI ORTA TOROSLAR Zn-Pb CEVHER. KÜK. İZOTOPLARI İNCELENMESİ

- Çalapkulu, E., 1980. Horoz granodiyoritinin jeolojik incelemesi. Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 23, 1,59-68.
- Çevikbaş, A., 1991. Ulukışla - Çamardı (Niğde) Tersiyer havzasının jeodinamik evrimi ve maden yatakları yönünden önemi. Doktora tezi, İstanbul Üniversitesi, 235 s, İstanbul, (yayınlanmamış).
- Çevrim, M., 1984. Die Zink-Blei-Vererzungen des Aladağ-Gebietes/Turkei mit Betrachtungen zur Paleokarstentwicklung. Doktora tezi, Aachen, 184 s. (yayınlanmamış).
- Çevrim M., Eechle, W., ve Friedrich, G., 1986. Aladağlar'da paleokarstlaşmaya bağlı Zn-Pb mineralizasyonu. Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 29, 27-41.
- Çopuroğlu, İ., 1994. Karalar - Gazipaşa (Antalya) galenit- barit yatağının mineralojik-petrografik ve genetik incelemesi. Maden Tetkik Arama Dergisi, 116, 29-36.
- Danışman, N., ve Cebeci, A., 1945. Karalar - Gazipaşa yöresinin jeoloji raporu. Maden Tetkik Arama Raporu, 21-22-23 s., Ankara (yayınlanmamış).
- Eren, H.R., Uz, B., Özpeker, I., ve Seymen, L., 1993. Toroslarda Tekneli (Çamardı-Niğde) yöresinin tektoniği ve Pb-Zn mineralizasyonu. Çukurova Üniversitesi Yerbilimleri Dergisi, 22, 45-60.
- İmreh, L., 1965. Zamantı metal cevherleşmesi bölgesinin Pb-Zn mineralizasyonları. Maden Tetkik Arama Dergisi, 65, 85-108.
- Kovenko, V., 1946. Toridler'de Demir ve Kurşun metalojenik sahası. Maden Tetkik Arama Yayını No:1.
- Kuşçu, M., 1984. Göktepe (Ermenek - Konya) kuzey kesimi Pb-Zn zuhurlarındaki fluoritlerin yitrium içerikleri. Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 27-1, 57-60, Ankara.
- Kuşçu, M., 1985a. Göktepe (Ermenek - Konya) yöresinin Pb-Zn zuhurları. Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 28-1, 35-46, Ankara.
- Kuşçu, M., 1985b. Göktepe (Ermenek - Konya) batısında kalan bölgenin jeolojisi. Akdeniz Üniversitesi İsparta Mühendislik Fakültesi Dergisi, C.1, S.1, 77-106, İsparta.
- Müller, D., 1982. Mineralparagenese und Aufbereitung der Blei-Zink-Ertze des Zamantı Distriks/Zentralanatolien/Turkei:Doktora tezi, RWTH Aachen, 146 s. (yayınlanmamış).
- Ohmoto, H., 1986. Stable isotope geochemistry of ore deposits. Rev.Mineralogy, V.16, p.491-560.
- Ohmoto, H., and Rye, R.O., 1979. Isotopes of sulfur and carbon. In., Geochemistry of hydro thermal ore deposits (edit.By Barnes,H.L.),p.509a-567, Wiley Intersci., p.798 NewYork.
- Oygür, V., 1986. Karamadazı (Yahyalı - Kayseri) kontak metazomatik manyetit yatağının jeolojisi ve oluşumu. Jeoloji Mühendisliği Dergisi, Sayı 27, 1-9.
- Özgül, N., 1976. Toroslarm bazı temel jeoloji özellikleri. Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 19/1, 65-78.
- Özgül, N., 1983. Stratigraphy and tectonic evolution of the Central Taurides. Geology of the Taurus Belt, 77-90, Maden Tetkik Arama, Ankara.
- Petrasccheck, W.E., 1955. Beziehungen zwischen der Anatolischen und der westlichen Taurus. Maden Tetkik Arama Dergisi, 46/47, 64-74.
- Petrasccheck, W.E., 1967. Die Blei-Zink-Lagerstaetten in Kalken des westlichen Taurus. Maden Tetkik Arama Dergisi, 68, 39-50.
- Previtali, R., 1967. Gazipaşa - Anamur (G.Toroslar) zonundaki barit yataklarının tetkiki ve araştırılması. Maden Tetkik Arama Raporu, No.4013, Ankara (yayınlanmamış).
- Sadıklar, M.B., 1978. Schwerspat und Bleiglanz-Vorkommen und ihre geologisch- petrographische Lage im Gebiet der Dörler Kıcık, Endişe, Güney und Seyfe bei Gazipaşa-Antalya. Heidelberg University.,Diploma Tezi, 113 s.
- Striebel, H., 1965. Die Bleierz-Baryt-Lagerstaette von Karalar-Gazipaşa und ihr geologischer Rahmen. Münih University, Doktora tezi, 48 s.
- Şişman, A.N., ve Şenocak, M.H., 1981. Bolkardağ yöresinin jeolojisi ve maden yatakları. Maden Tetkik Arama Rapor no.38579/6, Ankara (yayınlanmamış).
- Zenginoğlu, Y., 1945. Karalar - Gazipaşa yöresinin jeoloji raporu. Maden Tetkik Arama Raporu, 32 s, Ankara

TÜRKİYE JEOLJİ BÜLTENİ

Geological Bulletin of Turkey

Ekim 2001 Cilt 44 Sayı 3 - Ayhan Erler Özel Sayısı

October 2001 Volume 44 Number 3

İÇİNDEKİLER CONTENTS

Karamadazi Demir Yatağında Skarn Zonlanması ve Mineralojisi <i>Skarn Mineralogy and Zoning Patterns of Karamadazi (Yahyalı-Kayseri) Iron Deposit</i> İ.KUŞÇU, G.G.KUŞÇU, M.C.GÖNCÜOĞLU 1	Doğal Soda Yatakları ve Ekonomik Önemleri <i>Natural Soda Deposits and their Economic Importance</i> C.HELVACI 49
Denizovası-Havadan Yöresi (Yahyalı Doğusu-Kayseri) Pb-Zn Cevherleşmelerinin Genel Özellikleri; Köken İle İlgili Bir Yaklaşım <i>General Features Of Pb-Zn Mineralization, Denizovası-Havadan Region (Eastern Yahyalı-Kayseri): An Approach to its Genesis</i>O.KOPTAGEL, A.EFE, F.CEYHAN, D.ERİK 15	Karbonatlı Kayaçlara Bağlı Orta Toroslar Zn-Pb Cevherleşmelerinin Kükürt İzotopları İncelemesi <i>Genesis of the Middle Taurus Carbonate-Hosted Zn-Pb Deposits by Stable Isotope ($\delta^{34}S$) Ratios</i> M.KUŞÇU, O.CENGİZ 59
Using Various Tree's Leaves in Prospection of the Auriferous Quartz Veins and Sulphide Lodes (Hatay-Southern Turkey) <i>Çeşitli Bitki Yapraklarının Altın İçeren Kuvars ve Sülfür Damarlarının Prospeksiyonunda Kullanılması</i> D.AYDAL 37	

Türkiye Jeoloji Bülteni makale dizin ve özleri;
GeoRef, Geotitles, Geoscience Documentation, Bibliography of Economic Geology,
Geo Archive, Geo Abstracts, Mineralogical Abstracts, GEOBASE, BIOSIS'de yer almaktadır.

Geological Bulletin of Turkey in indexed and abstracted in:
GeoRef, Geotitles, Geoscience Documentation, Bibliography of Economic Geology, Geo Archive, Geo Abstracts, Mineralogical Abstracts,
GEOBASE, BIOSIS

Yazışma Adresi

TMMOB JEOLJİ MÜHENDİSLERİ ODASI
P.K. 464-Yenişehir, 06444 ANKARA
Tel : (0.312) 434 36 01 Fax: (0.312) 434 23 88
www.imo.org.tr
e-posta: jmo@jmo.org.tr

Correspondence Adress

UCTEA Chamber Geological Engineers of Turkey
P.O. Box 464 - Yenişehir, 06444 ANKARA
Tel : (0.312) 434 36 01 Fax : (0.312) 434 23 88
www.imo.org.tr
e-mail: jmo@imo.org.tr

teknik hazırlık ve baskı

başak matbaacılık ve tanıtım hizmetleri ltd. şti.
tel : 0.312. 384 27 61 • fax : 0.312. 341 39 79
e-mail : basak1@veczy.com