

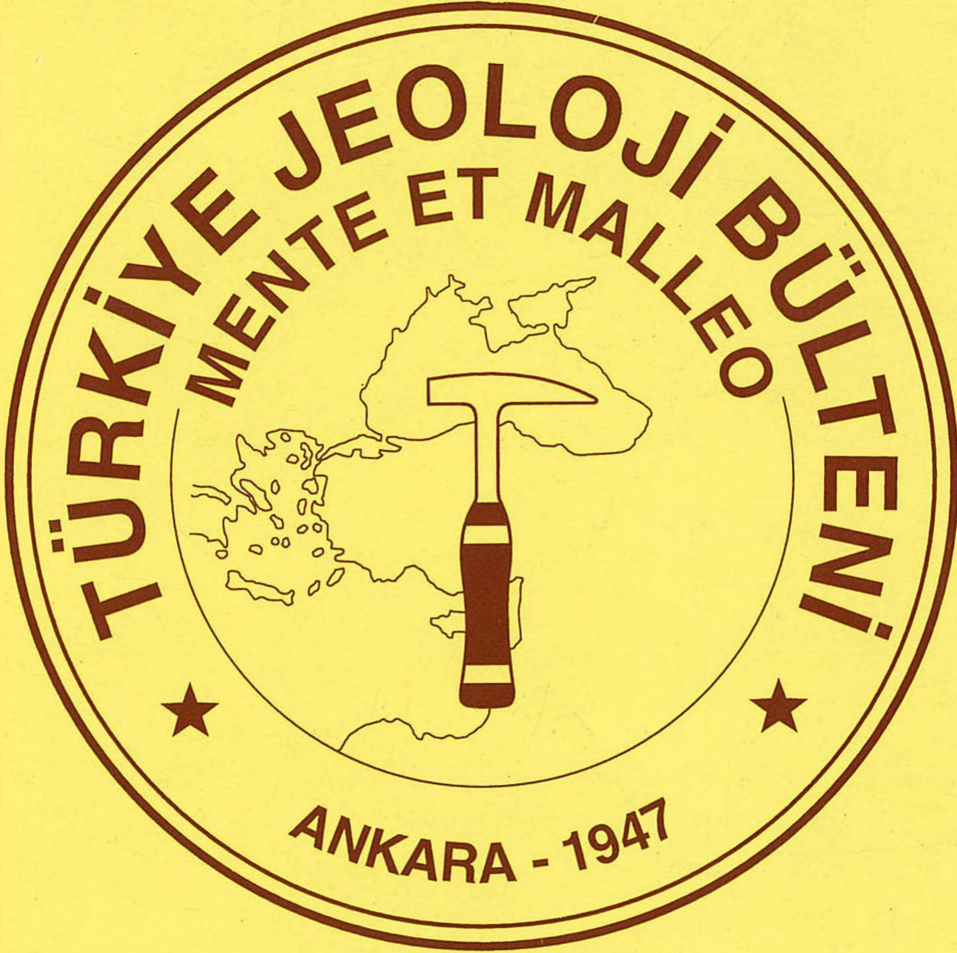
TÜRKİYE JEOLOJİ BÜLTENİ

Geological Bulletin of Turkey

Şubat 1994 Cilt 37 Sayı 1

February 1994 Vol. 37 Number 1

ISSN 1016-9164



TMMOB JEOLOJİ MÜHENDİSLERİ ODASI
Chamber of Geological Engineers of Turkey

TMMOB
JEOLOJİ MÜHENDİSLERİ ODASI
Chamber of Geological Engineers of Turkey

YÖNETİM KURULU / EXECUTIVE BOARD

Hikmet TÜMER	Başkan (President)
M. Yüksel BARKURT	İkinci Başkan (Vice President)
Tahir ÇEBİ	Yazman (Secretary)
Ercin TÜRKEL	Sayman (Treasurer)
Dr. Zeynel DEMİREL	Mesleki Uygulamalar Üyesi (Member of Professional Activities)
Erdem ÇÖREKÇİOĞLU	Yayın Üyesi (Member of Publication)
Yakup ÖZÇELİK	Sosyal İlişkiler Üyesi (Member of Social Affairs)

TÜRKİYE JEOLOJİ BÜLTENİ
Geological Bulletin of Turkey

Yayın Kurulu / Publication Board

Editorler/Editors	Sekreter/Secretary	Teknik Yönetmen/Technical Editor
Dr. Sefer ÖRÇEN - Dr. Atilla ÇİNER	Kuddusi KARAKUŞ	Hilmi YAĞCI

Makaleleri İnceleyenler
Editorial Board

Dr. Jerf ASUTAY	MTA Genel Müdürlüğü, MAT Dairesi,	ANKARA.
Prof. Dr. Cavit DEMİRKOL	Çukurova Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü,	ADANA.
Dr. Tandoğan ENGİN	MTA Genel Müdürlüğü, Maden Etüd Dairesi,	ANKARA.
Dr. Tuncay ERCAN	MTA Genel Müdürlüğü, Jeoloji Etüdlere Dairesi,	ANKARA.
Prof. Dr. Selim İNAN	Cumhuriyet Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü,	SİVAS.
Doç. Dr. Nurdan İNAN	Cumhuriyet Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü,	SİVAS.
Doç. Dr. Fikret İŞLER	Çukurova Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü,	ADANA.
Prof. Dr. Orhan KAYA	Dokuz Eylül Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü,	İZMİR.
Prof. Dr. Nizamettin KAZANCI	Ankara Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü,	ANKARA.
Dr. Neşat KONAK	MTA Genel Müdürlüğü, Jeoloji Etüdlere Dairesi	ANKARA.
Yar. Doç. Dr. Sadettin KORKMAZ	Karadeniz Teknik Üniversitesi, Jeoloji Müh. Bölümü,	TRABZON.
Vedat OYGÜR	MTA Genel Müdürlüğü, Maden Etüd Dairesi,	ANKARA.
Yard. Doç. Dr. Orhan ÖZÇELİK	Cumhuriyet Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü,	SİVAS.
Prof. Dr. Cazibe SAYAR	İ.T.Ü. Jeoloji Mühendisliği Bölümü,	İSTANBUL.
Prof. Dr. Selçuk TOKEL	Kocaeli Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü,	İZMİR.
Doç. Dr. Taner ÜNLÜ	Ankara Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü,	ANKARA.
Prof. Dr. Baki VAROL	Ankara Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü,	ANKARA.
Doç. Dr. Cengiz YETİŞ	Çukurova Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü,	ADANA.

Yazışma adresi

TMMOB
JEOLOJİ MÜHENDİSLERİ ODASI
P.K. 464-Kızılay, 06424 ANKARA
Tlf: (312) 434 36 01 Fax: (312) 434 23 88

Correspondence adress

TMMOB JEOLOJİ MÜHENDİSLERİ ODASI
Chamber of Geological Engineers of Turkey
P.K.464- Kızılay, 06424 ANKARA-TURKEY
Tlf: (90-312) 434 36 01 Fax: (90-312) 434 23 88

TÜRKİYE JEOLojİ BÜLTENİ

Geological Bulletin of Turkey

Şu bat 1994 Cilt 37 Sayı 1
February 1994 Vol. 37 No 1

ISSN 1016-9164

İÇİNDEKİLER CONTENTS

Doğu Pontidler'de volkanizma ve jeotektonik gelişim, Yomra (Trabzon) - Keşap (Giresun) - Kelkit (Gümüşhane) yöresi, KD Türkiye
Volcanism and geotectonic evolution in Eastern Pontides, Yomra (Trabzon) - Keşap (Giresun) - Kelkit (Gümüşhane) area, NE Türkiye
.....S. GENÇ , İH. GÜVEN 1

İnler Yaylası (Şebinkarahisar-Giresun) Pb-Zn Yatakları
İnler Yaylası (Şebinkarahisar-Giresun) Pb-Zn De-posits
.....A.ŞAŞMAZ,A.SAĞIROĞLU 13

Alaşehir kuzeyinde (Menderes Masifi, Demirci -Gördes Asması) gözlenen metagabroların petrografisi ve metamorfizması
Petrography and metamorphism of the metagabbros at the northern part of Alaşehir; Demirci- Gördes submassif of the Menderes Massif
.....O. CANDAN 29

Pontid Adayayı'nda Carlin tipi Kaletaş (Gümüşhane) Altın Zuhuru
A Carlin type gold occurrence in the Pontide island arc: the Kaletaş Gold Occurrence (Gümüşhane, NE-Turkey)
N.TÜYSÜZ ,K. ÖZDOĞAN, M. ER ,Z. YILMAZ,
A. AĞAN 41

Ankara'nın doğusunda yer alan Yayla olistostromun jeolojisi
Geology of the Yayla olistostrome in the eastern part of Ankara
.....I.YILMAZER 47

Akçaabat-Yomra (Trabzon) kıyı yöresi topraklarının bazı ağır metal içerikleri
Some heavy metal contents of the soils at coastal area between Akçaabat and Yomra (Trabzon)NE Turkey
M.B. SADIKLAR , A.VAN , S. KARAMEHMET 53

Sivas-Ulaş sölestin oluşumlarının (Tersiyer) mikrodokusal özellikleri ve sıvı kapanım çalışmaları
Fluid inclusion studies and microtextural characteristics of Sivas-Ulaş celestite deposits (Tertiary)
.....E. TEKİN , Z. AYAN , B. VAROL 61

Başören köyü (Kuluncak-Malatya) Britolit damarlarının jeolojisi ve kimyasal mineralojik özellikleri
The geology and chemical-mineralogical properties of Britholite veins of Başören village (Kuluncak-Malatya)
.....İÖZGENÇ , Y. KİBİCİ 77

TMMOB JEOLojİ MÜHENDİSLERİ ODASI
Chamber of Geological Engineers of Turkey

Doğu Pontidler'de volkanizma ve jeotektonik gelişim, Yomra (Trabzon) - Keşap (Giresun) - Kelkit (Gümüşhane) yöresi, KD Türkiye

*Volcanism and geotectonic evolution in Eastern Pontides, Yomra (Trabzon) -
Keşap (Giresun) - Kelkit (Gümüşhane) area, NE Türkiye*

Salim GENÇ

Karadeniz Teknik Üniversitesi, Mühendislik Mimarlık Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği
Bölümü, 61080, Trabzon.

İ. Hakkı GÜVEN

Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Bölge Müdürlüğü, 61200, Trabzon.

Öz

Devoniyen, Permo-Karbonifer, Jura, Kretase ve Tersiyer kayalarının yüzeylendiği inceleme alanında, polifaz volkanizma ürünü volkanitlerin varlığı özellikle dikkati çeker. Devoniyen, yer yer Gümüşhane graniti tarafından kesilen Pulur metamorfilerini, Permo-Karbonifer ise Pulur metamorfileri üzerine aşılal uyumsuzlukla gelen kömürlü tortulları içerir. Liyas (Alt Jura), Üst Kretase, Eosen ve Miyosen yaş gruplarına ait bazalt, andezit, trakit, dasit ve riolitlerle temsil edilen volkanitler, saha gözlemleri ve 48 örneğin ana element analizlerinin ışığında, bu makalenin ana konusu olmuştur. Çalışmalar, bu örneklerin büyük çoğunluğunun kalkalkalin ve alkalın, birkaç tanesinin de toleyitik bileşimli olduğunu göstermiştir. Çoğunlukla, farklı zamanlı (fractional) kristallenme geçiren magmalardan türeyen bu volkanitlerden sadece birkaç Liyas örneği tümüyle simatik, geriye kalariar ise sialik kökenli malzeme bakımından zengindir. İncelemeler ayrıca, bölge volkanitlerinin büyük bölümünün "orojenik bölge volkanitleri" niteliğinde, bazılarının ise değişik dönemlerde meydana gelen riftleşmenin ürünleri olabileceğini ortaya koymuştur.

Abstract

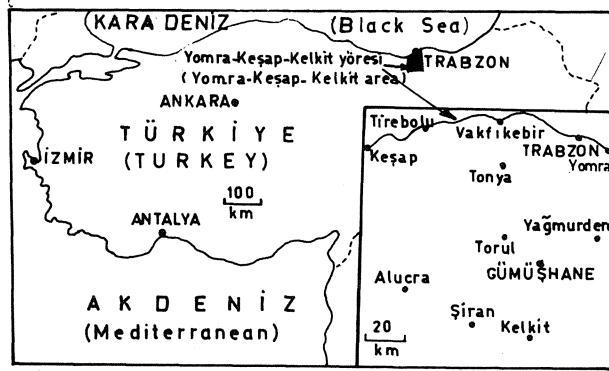
In the study area, where Devonian, Permo-Carboniferous, Jurassic, Cretaceous and Tertiary rocks crop out, volcanics produced through polyphase volcanism are the most abundant lithological units. The Devonian includes Pulur metamorphics that have locally been intruded by Gümüşhane granite, whilst the Permo-Carboniferous overlying the Pulur metamorphics with an angular unconformity comprises coalbearing sediments. In the light of field data and major element analyses, the volcanics represented by basalt, andesite, trachyte, dacite and rhyolite of the Liassic (Jurassic), Upper Cretaceous, Eocene and Miocene age groups, have been the main subject of this paper. Studies have revealed that most of these samples are calc-alkaline and alkaline, whilst only a few of them were specified as tholeiitic in composition. Except for several Liassic ones comprising entirely simatic, all samples of these volcanics, as the derivatives of magmas subjected to fractional crystallization, are rich in sialic material. The studies have also shown that the great majority of the volcanics in the region are "orogenic region volcanics" in character, whilst the rest are the products of rifting occurred in different times.

GİRİŞ

Gerek Türkiye'nin ana tektonik birliklerinden biri oluşu ve gerekse jeolojik evrimine ilişkin tartışılmalı sorunların bulunuşu Pontid kuşağını tortullaşma, magmatizma, metamorfizma ve özellikle tektonizma yönünden, ayrıntılı olarak araştırılması gereken bir alan durumuna sokmuştur. Bu nedenledir ki pek çok araştırmacı Pontidler'in değişik kesimlerinde çalışmış ve özellikle kuşağın jeotektonik evrimini tartışmıştır. Bu çerçevede, bazıları (Tokel, 1972, 1977, 1981; Peceriiilo ve Taylor, 1975, 1976; Adamia ve diğ., 1977; Gedikoğlu, 1978), Pontid magmatik yayının güneyinde bulunan kenet kuşağındaki ofiyolitik kayaçları, Paleotetis'in kalıntıları şeklinde düşünerek Pontidler'in kapanmış, kuzeye dalımlı bir yitim zonu olduğunu belirtmişlerdir. Buna karşın bazıları da (Dewey ve diğ., 1977; Şengör ve diğ., 1980; Bektaş, 1983, 1986, 1987; Bektaş ve diğ., 1984), bugünkü Karadeniz'i Paleotetis'in kalıntısı şeklinde kabul ederek Pontid kuşağının

güneye doğru dalımlı bir yitim zonu olduğunu savunmuşlardır. Diğer taraftan Şengör ve diğerleri (1980) ve Yılmaz ve Tüysüz (1988) Pontidler'in kuzeyinde yer alan Paleotetis'in güneye doğru bir yitim nedeniyle, Pontid magmatik yayı güneyinde yer alan Neotetis'in de kuzey yönlü bir yitime bağlı olarak kapandığını vurgulamışlardır. Bu nedenle bir taraftan birbirine tamamıyla ters düşen tektonik yorumların varlığı, diğer taraftan da yörenin farklı zamanlarda gelişen yapılarla, Permo-Karbonifer, Triyas, Liyas, Dogger, Malm-Alt Kretase, Üst Kretase, Eosen, Miyosen ve Pliyo-Kuvaterner yaşlı değişik volkanitleri içermesi (Tokel, 1981; Bektaş ve diğerleri, 1987; Korkmaz ve Gedik, 1988; Habiboğlu, 1989) bölgenin değişik kesimlerinde, daha pek çok ayrıntılı çalışma yapılması gereğini ortaya çıkarmıştır, işte burada, öncelikle böyle bir işlevi yerine getirebilmek için Doğu Pontidler'in bir bölümünü oluşturan Yomra-Keşap-Kelkit yöresi seçilmiştir. (Şekil 1). Bu amaçla, hem saha gözlemlerinden yararlanıl-

muş ve hem de değişik yaşlardan 48 volkanik kayaç örneğinin ana element analizleri yapılmıştır. Bu analizler DTA yöntemiyle Netz marka analiz aleti ve saf Al_2O_3 standartları kullanılarak gerçekleştirilmiştir. Böylece saha verileri ve jeokimyasal sonuçların birlikte değerlendirilmesiyle yöre volkanitlerinin petrografisine, petrolojisine ve bölgenin yapısal gelişimine ışık tutulmaya çalışılmıştır.



Şekil 1. Yomra-Keşap-Kelkit yöresinin yer bulduru haritası.

Figure 1. Location map of the area of Yomra- Keşap- Kelkit.

GENEL JEOLJİ

İnceleme alanında, büyük çoğunluğu volkanik olmak üzere Paleozoyik, Mesozoyik ve Tersiyer kayaçları yüzeylenir. Bunlardan Paleozoyik temel, Devoniyen yaşlı olarak kabul edilen çeşitli gnays, mikaşist, amfibolit, mermer, metakuvarsit ve metovolkanitleri içerir (Korkmaz ve Baki, 1984; Keskin, 1983; Tanyolu, 1988; Habiboğlu, 1989; Tanyolu ve Çakır, 1991). Yörenin güney kesiminde yer alan bu metamorfite (Şekil 2), bir bütün halinde "Pulur masifi" olarak bilinmekte ve yer yer, Gümüşhane graniti diye tanımlanan, kalk-alkalin bileşimli (Tokel, 1972) plutonlar tarafından kesilmiş bulunmaktadır. Devoniyen yaşlı, yeşilistten amfibolit ve granülit fasiyesine kadar değişen koşullarda metamorfizma geçiren (Akdeniz, 1988; Habiboğlu, 1989; Tanyolu ve Çakır 1991) Pulur metamorfik kayaları, aşıl bir uyumsuzlukla, Permo-Karbonifer yaşlı konglomera, ortokuvarsit, kömürlü şeyl, kireçtaşı ve arkozik kumtaşı araldanması şeklinde tipik olan tortul bir istif tarafından üstlenir (Ağar, 1977; Keskin, 1983; Korkmaz ve Baki, 1984).

Mesozoyik, Jura ve Kretase birimlerini kapsar ve tabanda, Permo-Karbonifer tortulları üzerinde uyumsuz olarak duran Alt Sinemuriyen (Liyas) konglomera, kumlu-çörtlü ve dolomitik kireçtaşları ile, bunlar üzerinde uyumlu duran, aralarında yanal geçişli, Üst Sinemuriyen (Liyas , Dogger) tortul ve piroklastikleri tara-

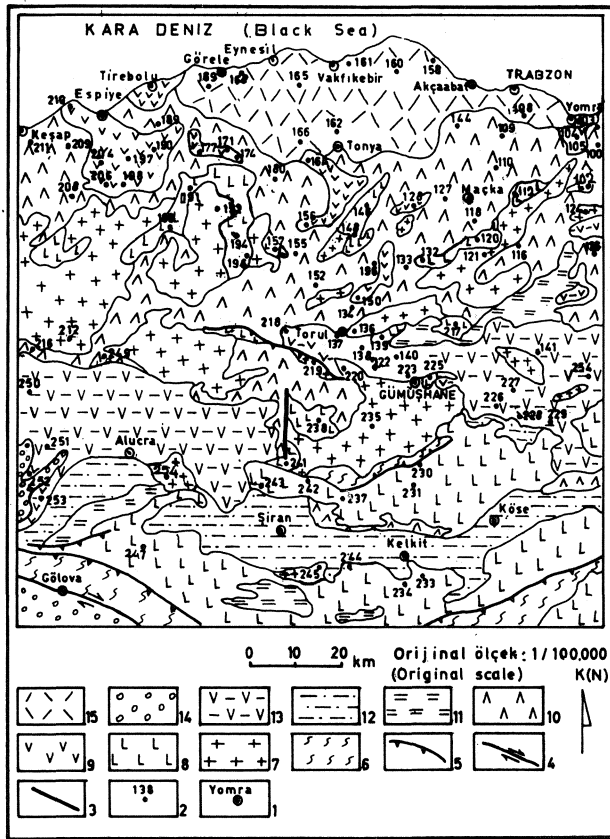
findan temsil edilir. Dogger üzerine uyumlu olarak, Malm-Alt Kretase kireçtaşları gelir ve istif Üst Kretase'ye ait olistostromal ofiyolitik karışıqla, Paleosen'e (Tersiyer) geçişli fliş fasiyesindeki kumtaşı, kumlu kireçtaşı, marn, kıltaşı ve tüflerle, bunları uyumlu olarak üstleyen, kırmızı çamurtaşı-kumtaşı-marn aratabakalı bazaltik, andezitik, dasitik lav ve piroklastikleri ile devam eder (Şekil 3). Dogger, Malm-Alt Kretase, Üst Kretase-Paleosen yaşlı bu birimler yer yer, Gümüşhane granitinden daha genç granitoidlerle, yer yer de riyoitik, riyodasitik ve dasitik kütlelerle kesilmişlerdir. Daha sonra Tersiyer, Eosen konglomera-kumtaşı-marn araldanması şeklinde tipik olan fliş ve onlarla yanal geçişli olan kumlu kireçtaşı-kumtaşı-marn aratabakalı bazaltik-andezitik-dasitik lav ve piroklastiklerini içerir. Yer yer daha genç granitoidlerle kesilen bu birimler Paleosen üzerinde uyumsuz olarak bulunurlar, Daha üste doğru istifte, Oligo-Miyosen döneme ait konglomera, kumtaşı, kıltaşı ve jipsli seviyeler yer alır. Ardından da Miyosen kireçtaşları ve onların üzerine de ojitli bazalt, bazaltik-andezitik lav ve piroklastikleri gelir. Yöredeki en genç birimler ise Miyosen üzerine uyumsuz olarak gelen Pliyosen'e ait konglomera kum ve çakılları ile onlar üzerinde bulunan Kuvaterner yaşlı çakıl, kil ve millerdir

Bölgede gözlenen en belirgin yapısal öğeler Pulur metamorfiteindeki şistozite, tortul ve piroklastik kayaçlardaki tabakalanma, daha çok güneydeki birimlerde görülen kıvrımlarla, fay ve çatlaklardır. Metamorfitedeki şistozite katmanlarının kalınlıkları 3-10 cm, tortul ve piroklastiklerdeki tabaka kalınlıkları ise 4-35 cm arasında değişir. Tabaka ve şistozite düzlemleri yöresel olarak konum değişikliği göstermekle beraber, doğrultularının çoğunlukla KD-GB ve eğim yönlerinin de GD ve KB olduğu görülür

Yörenin değişik kesimlerinde doğrultu atımlı, normal ve ters (bindirme) faylara rastlanır. Bazıları Şekil 2'deki jeolojik haritada gösterilen bu faylar ve özellikle bindirmeler, yöresel olarak izlenen, genişliği 40-90 cm ve uzunluğu da 30-40 cm'den birkaç metreye kadar değişen milonitleşme zonları ile tipiktir. Çatlaklar değişik yönlerde gelişmişlerdir; buna rağmen ana gelişme yönlerinin KD-GB olduğu dikkati çeker.

VOLKANİTLERİN PETROGRAFİSİ

İnceleme alanı içinde, her ne kadar değişik yaş gruplarına yani Liyas (Alt Jura), Üst Kretase, Eosen ve Miyosen'e ait bazaltlar, andezitler, riyoitler, trakitler, dasitler, bazaltik andezitler ve trakiandezitler varsa da, bunlar litolojik olarak, birbirlerinin aynısı olan karakteristikler sunmaktadır. Bu nedenle bu volkanitler aşağıda birlikte ele alınarak, mineralojik ve petrografik olarak kısaca gözden geçirilecektir.



Şekil 2. Yomra-Keşap-Kelkit yöresinin basitleştirilmiş jeoloji haritası. 15: Miyosen ojtli bazalt, andezit, lav ve proklastikleri (kumtaşı-marn-tüf araldanmalı). 14: Oligo-Miyosen yaşlı alacalı, jipsli seri (konglomera, kumtaşı ve kumlu kireçtaşı). 13: Eosen bazalt, andezit, dasit lav ve proklastikleri (kumtaşı-kumlu kireçtaşı-marn araldanması). 12: Eosen fiş, konglomera, kumtaşı, kıltaşı, marn ve tüf. 11: Üst Kretase fiş, kumtaşı, marn, killi kireçtaşı ve tüf. 10: Üst Kretase bazalt, andezit, dasit, lav ve proklastikleri (kumtaşı, çamurtaşı ve tüf aratabakalı). 9: Üst Kretase riyolit, riyodasit, dasit. 8: Jura bazalt, andezit, spilit lav ve proklastikleri, konglomera, kumtaşı, kumlu kireçtaşı ve dolomitik kireçtaşı. 7: Granitoyitler. 6: Paleozoyik metamorfileri (Pulur metamorfileri). 5: Bindirme. 4: Doğru atımlı fay. 3: Normal fay. 2: Örnek numarası ve yeri. 1: Yerleşim merkezi.

Figure 2. Simplified geological map of the area of Yomra-Keşap-Kelkit. 15: Miocene augite-basalt, andesite lava and pyroclastics (inter-

bedded with sandstone-marl-tuff). 14: Oligo-Miocene speckled, gypsiferous series (conglomerate, sandstone and sandy limestone). 13: Eocene basalt, andesite, dacite lava and pyroclastics (sandstone-sandy limestone-marl alternation). 12: Eocene flysch, conglomerate, sandstone, claystone, marl, tuff. 11: Upper Cretaceous flysch, sandstone, marl, clayey limestone and tuff, 10: Upper Cretaceous basalt, andesite, dacite lava and pyroclastics (with sandstone, mudstone and tuff interbedding). 9: Upper Cretaceous rhyolite, riodacite and dacite. 8: Jurassic basalt, andesite, spilite lava and pyroclastics, conglomerate, sandstone, sandy and dolomitic limestone. 7: Granitoids. 6: Palaeozoic metamorphics (Pulur metamorphics) 5: Thrust. 4: Strike-slip fault. 3: Normal fault. 2: Sample number and location. 1: Inhabitation centre.

Bazaltlar yüzeylenme ve el örneklerinde yeşilimsi-gri ve koyu yeşil-siyah renkli olup, ferromagnezyen mineral ve nadiren de feldspat benekleri ile karakteristiktirler. Bazaltların en yaygın minerali, hem mikroskopik olarak ikizlerinin sönme açılarıyla yapılan tayinlerle ve hem de X-ray çalışmalarıyla anortit içeriği (An_{50-55}) olarak belirlenen labradorittir. Labradorit genelde, opak mineral ve seyrek olarak da serizit inklüzyonlarını içeren küçük prizmatik kristaller ve/veya daha büyük latalar şeklinde izlenir. Birkaç örnekte, labradoritin bükülmüş, enine çatlaklı ve çatlakların ikincil kalsit ve/veya zeolitle dolu olduğu gözlenmiştir. Labradorit aynı zamanda, matriksin de ana minerali olup, kayaç bileşiminin, mineralojik olarak, daima %50'den fazlasını oluşturur. Piroksenler de yaygın mineral bileşenleri olup, XRD incelemeleriyle ojit oldukları belirlenmiştir. Ojit, genelde küçük, köşeli ve/veya kısmen yuvarlanmış tek kristaller ve/veya taneli agregatlar şeklinde izlenir; matriksin ana bileşenlerinden birisi de olan bu mineralin, hacim olarak, miktarı %20-%40 arasında değişir. Yüzeylemelerin üst kesimlerinden alınan bu örneklerin bazılarında ojitin, kristal kenarları ve/veya çatlaklar boyunca kısmen veya tamamen tremolit/aktinolit dönüşümü görülmüş, ancak yüzeylenmelerin daha alt kısımlarından alınan örneklerde bu tür değişimlere rastlanılmamıştır. Bulunduğu örneklerde tremolit/aktinolit, miktar olarak, daima %10'un altında kalmakta ve bu oran ojitin ayrışma derecesine bağlı olarak değişmektedir. Opak mineraller çoğunlukla köşeli ve/veya az köşeli, serpilmiş taneler durumunda olup, kayacın daima %5'ten daha az bir bölümünü oluştururlar.

Andezitler, esas itibarıyla, plajiyoklas, piroksen, am-

ÜST SIS. (ERA)	SİSTEM (PERIOD)	SERİ (EPOCH)	KAT (AGE)	SİMGE (SIGN)	KAYATÜRÜ (LITHOLOGY)	AÇIKLAMALAR (EXPLANATION)	
							SENZOYİK (CAINOZOIC)
SENZOYİK (CAINOZOIC)	TERSİYER (TERTIARY)	PLİYÖSEN (PLIOCE)	EYOSEN (EOCENE)	OLİ.MİY. MIYÖSE. OLİ. MİO. MIÖCENE)	Pl. Al.	Çakıl, kil, mil (Pebble, clay, silt)	
						UYUMSUZLUK (UNCONFORMITY)	
						Konglomera, kum, çakıl (Conglomerate, sand, pebble)	
		OLİ.MİY. MIYÖSE. OLİ. MİO. MIÖCENE)	EYOSEN (EOCENE)	ALİ. ORTA EOS. (LOW MID. EOCENE)	Ev, Ef	mk, mv.	UYUMSUZLUK (UNCONFORMITY)
							Ojitli bazalt, andezitik lav ve piroklastikleri (Augite basalt, andesitic lava and pyroclastics)
		OLİ.MİY. MIYÖSE. OLİ. MİO. MIÖCENE)	EYOSEN (EOCENE)	ALİ. ORTA EOS. (LOW MID. EOCENE)	Ev, Ef	olgm.	Kireçtaşı (Limestone)
							Alacalı jipsli seri (Speckled gypsiferous series)
		OLİ.MİY. MIYÖSE. OLİ. MİO. MIÖCENE)	EYOSEN (EOCENE)	ALİ. ORTA EOS. (LOW MID. EOCENE)	Ev, Ef	olgm.	Konglomera, kumtaşı, kumlu kireçtaşı, kiltası, jips (Conglomerate, sandstone, sandy limestone, claystone, gypsum)
							EV: Kumlu kireçtaşı, kumtaşı ve marn aratabakalı bazalt, andezit, dasitik lav ve piroklastikleri (Sandy limestone, sandstone and marl interlayered basalt, andesite, dacitic lava and pyroclastics)
		OLİ.MİY. MIYÖSE. OLİ. MİO. MIÖCENE)	EYOSEN (EOCENE)	ALİ. ORTA EOS. (LOW MID. EOCENE)	Ev, Ef	olgm.	-- Yanal geçişli (Lateral transition)
EF: Konglomera, kumtaşı, kireçtaşı, marn (Conglomerate, sandstone, limestone, marl)							
OLİ.MİY. MIYÖSE. OLİ. MİO. MIÖCENE)	EYOSEN (EOCENE)	ALİ. ORTA EOS. (LOW MID. EOCENE)	Ev, Ef	olgm.	Gr: Granitoid (Granitoid)		
					UYUMSUZLUK (UNCONFORMITY)		
MESZOYİK (MESOZOIC)	JURA - KRETASE (JURASSIC - CRETACEOUS)	LİYAS - DOGGER (LIASSIC - DOGGER)	ALİ. ST. ÜST SİNEMÜRİ. LOW SINKUPPER SİNEMÜRİ)	JLV, JLf	JMKr	Kröv: Kırmızı çamurtaşı, kumtaşı, marn aratabakalı bazalt, andezit, dasitik lav ve piroklastikleri (Red mudstone, sandstone, marl interlayered basalt, andesite, dacitic lava and pyroclastics)	
						-- Yanal geçişli (Lateral transition)	
		LİYAS - DOGGER (LIASSIC - DOGGER)	ALİ. ST. ÜST SİNEMÜRİ. LOW SINKUPPER SİNEMÜRİ)	JLV, JLf	JMKr	JMKr	Kröv: Kumtaşı, kumlu kireçtaşı, marn, kiltası, tüf (Sandstone, sandy limestone, marl, claystone, tuff)
							R: Riyolit, riyodasit (Rhyolite, rhyodacite)
		LİYAS - DOGGER (LIASSIC - DOGGER)	ALİ. ST. ÜST SİNEMÜRİ. LOW SINKUPPER SİNEMÜRİ)	JLV, JLf	JMKr	JMKr	Gr: Granitoid (Granitoid)
							UYUMSUZLUK (UNCONFORMITY)
		LİYAS - DOGGER (LIASSIC - DOGGER)	ALİ. ST. ÜST SİNEMÜRİ. LOW SINKUPPER SİNEMÜRİ)	JLV, JLf	JMKr	JMKr	Olistostromal ofiyolitik karışık (Olistostromal ophiolitic melange)
							Bej ve gri-siyahimsi renkli masif, çörtlü ve yer yer pelajik kireçtaşı (Beige and grey-blackish coloured massive, cherty and locally pelagic limestone)
		LİYAS - DOGGER (LIASSIC - DOGGER)	ALİ. ST. ÜST SİNEMÜRİ. LOW SINKUPPER SİNEMÜRİ)	JLV, JLf	JMKr	JMKr	JLV: Kırmızı ammonotico rossolu kireçtaşı, kumtaşı ve marn aratabakalı bazalt, andezit, dasitik lav ve piroklastikleri (Red ammonotico rosso-bearing limestone, sandstone and marl interlayered basalt, andesite, dacitic lava and pyroclastics)
							-- Yanal geçişli (Lateral transition)
LİYAS - DOGGER (LIASSIC - DOGGER)	ALİ. ST. ÜST SİNEMÜRİ. LOW SINKUPPER SİNEMÜRİ)	JLV, JLf	JMKr	JMKr	JLf: Konglomera, kömürlü kumtaşı, şeyl, tüf (Conglomerate, coaly sandstone, shale, tuff)		
					Konglomera, kumlu kireçtaşı, çörtlü ve dolomitik kireçtaşı (Conglomerate, sandy limestone, cherty and dolomitic limestone)		
LİYAS - DOGGER (LIASSIC - DOGGER)	ALİ. ST. ÜST SİNEMÜRİ. LOW SINKUPPER SİNEMÜRİ)	JLV, JLf	JMKr	JMKr	UYUMSUZLUK (UNCONFORMITY)		
					(Konglomera, kuvarskumtaşı, kömürlü şeyl, kireçtaşı, arkozik kumtaşı) (Conglomerate, quartzsandstone, coaly shale, limestone, arkosic sandstone)		
LİYAS - DOGGER (LIASSIC - DOGGER)	ALİ. ST. ÜST SİNEMÜRİ. LOW SINKUPPER SİNEMÜRİ)	JLV, JLf	JMKr	JMKr	UYUMSUZLUK (UNCONFORMITY)		
					PMS: Gnays, mikaşist, mermer, amfibolşist, metakuvarsit, metagabro, metadiyorit içeren metamorfik temel (Gneiss, micaşist, marble, amfiboleschist, metaquartzite, metagabbro, metadiorite bearing metamorphic basement)		
LİYAS - DOGGER (LIASSIC - DOGGER)	ALİ. ST. ÜST SİNEMÜRİ. LOW SINKUPPER SİNEMÜRİ)	JLV, JLf	JMKr	JMKr	Gr: Alkalen Gümüşhane graniti (Alkaline Gümüşhane granite)		
					UYUMSUZLUK (UNCONFORMITY)		
PALEOZOYİK (PALAEOZOIC)	DEVONİYEN (DEVONIAN)	PER.-KARBO (PER.-CARBO)	PK	PMS	PK: Konglomera, kumlu kireçtaşı, çörtlü ve dolomitik kireçtaşı (Conglomerate, sandy limestone, cherty and dolomitic limestone)		
					UYUMSUZLUK (UNCONFORMITY)		
PALEOZOYİK (PALAEOZOIC)	DEVONİYEN (DEVONIAN)	PER.-KARBO (PER.-CARBO)	PK	PMS	PMS: Gnays, mikaşist, mermer, amfibolşist, metakuvarsit, metagabro, metadiyorit içeren metamorfik temel (Gneiss, micaşist, marble, amfiboleschist, metaquartzite, metagabbro, metadiorite bearing metamorphic basement)		
					Gr: Alkalen Gümüşhane graniti (Alkaline Gümüşhane granite)		

Şekil 3. Yomra-Keşap-Kelkit alanı kayaçları arası- *Figure 3. Columnar section showing the relations between the rocks in the area of Yomra-Keşap-Kelkit.*

Çizelge 1. Yomra-Keşap-Kelkit yöresindeki Liyas volkanitlerinin ana element analizleri, CIPW norm değerleri ve Rittmann parametreleri.

Table 1. Major element analyses, CIPW norm values and Rittmann parameters of the Liassic volcanics in the area of Yomra-Keşap-Kelkit.

Ör.No. (Spec.No)	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	Ateşte	
											Kayıp (LOI)	Toplam
112	49.7	15.5	9.7	0.1	7.1	7.4	3.3	1.3	1.2	0.3	2.8	98.4
120	48.0	16.5	9.8	0.2	7.9	6.9	3.8	0.9	1.3	0.4	3.2	98.9
132	47.7	16.7	8.9	0.3	6.7	10.6	3.9	0.8	1.3	0.2	2.0	99.1
139	51.5	16.0	9.2	0.2	5.2	9.6	3.6	0.7	1.2	0.3	2.8	100.3
146	48.9	16.2	9.7	0.3	3.7	9.4	3.7	2.4	1.8	0.4	2.8	99.3
148	46.6	16.7	10.2	0.3	6.4	8.2	3.7	2.3	1.1	0.5	3.1	99.9
157	48.8	17.6	9.8	0.3	6.7	7.6	4.6	1.3	1.8	0.3	2.8	101.6
217	54.4	16.9	9.6	0.2	3.5	7.5	4.3	1.6	1.6	0.4	2.0	102.0
225	48.2	15.8	8.8	0.2	5.9	8.5	3.8	2.4	1.4	0.6	2.9	98.5
230	53.9	17.1	9.5	0.2	4.6	6.4	2.7	1.8	0.9	0.5	2.7	100.3
231	68.5	14.5	5.5	0.1	1.5	0.6	5.6	2.9	0.2	0.3	2.6	102.3
233	58.0	16.0	8.9	0.1	0.7	2.7	9.8	0.2	0.8	0.4	3.1	100.7
234	47.0	16.8	8.8	0.2	9.9	6.8	3.7	1.9	0.8	0.3	2.9	99.1
237	56.4	18.5	6.5	0.2	2.8	7.8	3.8	1.6	0.7	0.2	2.7	101.1
238	45.5	15.9	10.8	0.7	7.8	10.8	1.9	2.6	0.9	0.3	2.9	100.1
241	47.5	18.9	9.8	0.5	4.9	10.7	2.9	0.6	0.7	0.4	2.6	99.5
242	60.8	15.9	6.9	0.6	2.9	3.8	3.9	1.9	0.5	0.2	1.9	99.3
244	56.0	18.0	7.3	0.2	2.7	5.5	3.9	1.5	0.5	0.1	2.8	98.5

CIPW normları ve rittmann indisleri τ' , δ'
(CIPW norms and Rittmann indices τ' , δ')

	Qz.	Or.	Ab.	An.	Ne.	Wo.	Ol.	Ti.	τ'	δ'
112	-	8.20	28.43	23.12	-	4.23	6.35	-	0.48	0.53
120	0.71	5.31	32.24	23.81	-	3.00	-	2.23	0.53	0.28
132	-	2.30	28.12	26.74	-	9.42	1.30	-	0.55	0.23
139	5.13	4.13	29.74	25.84	-	7.41	-	2.54	0.51	0.17
146	4.81	13.72	26.75	20.42	-	4.72	-	2.43	0.48	0.34
148	1.14	7.63	22.84	28.36	-	3.81	-	2.48	0.55	0.38
157	-	7.42	33.03	25.14	-	0.54	1.52	-	0.57	0.35
217	6.53	9.31	34.57	23.17	-	3.36	-	2.88	0.50	0.23
225	1.00	11.90	26.08	23.30	-	5.33	-	2.37	0.54	0.33
230	12.12	10.62	22.34	29.42	-	-	-	-	0.62	0.17
231	21.41	17.21	46.86	2.63	-	-	-	-	0.82	0.22
233	-	0.91	76.26	-	2.81	2.74	-	-	0.44	0.40
234	-	9.20	26.16	25.29	-	2.44	11.14	-	0.68	0.35
237	10.64	9.33	31.65	27.77	-	3.70	-	1.39	0.67	0.18
238	2.32	8.20	13.34	26.83	-	10.31	-	-	0.64	0.26
241	-	1.02	14.17	37.92	3.90	9.94	-	-	0.69	0.14
242	21.82	7.90	33.22	17.53	-	-	-	-	0.70	0.14
244	13.80	5.64	33.20	27.34	-	-	-	-	0.74	0.25

Çizelge 2. Yomra-Keşap-Kelkit alanındaki Üst Kretase volkanitlerinin ana element analizleri, CIPW norm değerleri ve Rittmann parametreleri.

Table 2. Major element analyses, CIPW norm values and Rittmann parameters of the Upper Cretaceous volcanics in the area of Yomra-Keşap-Kelkit.

Örnek No (Spec. No)	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	Ateşte Kayıp (LOI)	Toplam
105	74.8	13.9	2.8	-	0.3	0.4	1.2	1.9	0.1	0.2	3.2	98.8
128	75.5	12.1	2.7	0.1	0.3	0.5	4.8	1.5	0.1	0.3	1.7	99.6
150	72.8	14.8	2.9	0.1	0.6	0.1	2.9	3.9	0.1	0.2	2.8	101.2
156	73.6	13.1	1.6	0.1	0.1	0.1	2.9	6.6	0.1	0.3	2.6	101.1
164	73.2	13.4	2.4	0.1	0.1	0.1	1.9	7.2	0.1	0.7	3.1	102.3
171	70.7	14.9	2.6	0.2	0.3	0.4	4.6	1.9	0.2	0.4	2.9	99.1
174	70.8	13.8	2.5	0.1	2.7	0.5	3.8	1.8	0.1	0.6	2.7	99.4
Asitik Kayalar (Acidic Rocks)												
116	51.5	18.5	10.9	0.2	3.2	7.7	3.1	1.3	0.7	0.3	1.5	99.1
118	57.1	17.1	8.2	0.2	2.8	6.6	2.9	0.7	0.8	0.2	2.8	99.7
127	67.0	14.5	4.8	0.2	1.2	2.9	4.6	3.4	0.3	0.4	2.6	101.9
133	60.8	15.7	7.5	0.1	2.7	3.5	3.6	1.8	0.8	0.2	2.3	99.5
134	58.9	14.6	9.7	0.2	2.8	4.8	2.9	1.9	0.7	0.3	2.6	98.4
144	57.9	15.8	8.8	0.2	2.9	3.5	5.4	0.9	0.8	0.4	3.1	99.8
152	56.7	17.7	5.9	0.2	1.8	5.8	5.6	2.6	0.4	0.2	1.1	98.0
155	49.5	19.5	9.6	0.2	5.9	5.7	4.9	0.9	0.6	0.3	2.2	99.3
196	52.9	15.8	9.9	1.2	5.6	2.9	5.7	2.3	0.7	0.3	2.4	98.7
Bazaltik-Andezitik Kayalar (Basaltic-Andezitic Rocks)												

CIPW Normları ve Rittmann İndisleri τ' , δ'
(CIPW norms and Rittmann indices τ' , δ')

	Qz.	Or	Ab.	An.	Ne.	Wo.	Ol.	Ti.	τ'	δ'
105	59.82	10.90	9.83	0.11	-	-	-	-	0.92	0.03
128	40.90	8.33	40.42	2.52	-	-	-	-	0.88	0.10
150	41.00	21.81	24.21	0.23	-	-	-	-	0.92	0.13
156	31.45	38.92	24.40	0.14	-	-	-	-	0.91	0.23
164	14.51	42.10	16.38	0.41	-	-	-	-	0.92	0.21
171	37.43	11.22	36.44	1.50	-	-	-	-	0.83	0.12
174	40.17	7.93	28.39	2.13	-	-	-	-	0.91	0.08
116	9.12	7.14	25.90	13.21	-	-	-	1.32	0.69	0.18
118	19.60	4.22	24.21	32.53	-	-	-	0.11	0.65	0.08
127	24.39	19.83	14.14	10.26	-	-	-	0.31	0.71	0.18
133	21.80	10.61	30.42	14.91	-	-	-	-	0.59	0.15
134	23.34	11.52	19.93	21.90	-	-	-	1.15	0.62	0.11
144	12.90	5.11	44.94	14.81	-	-	-	0.16	0.55	0.20
152	5.00	15.40	42.83	16.07	-	1.37	-	0.52	0.75	0.31
155	-	4.91	41.34	26.23	-	-	6.14	0.41	0.71	0.35
196	-	13.60	44.25	12.71	-	-	0.32	-	0.60	0.37

Bu volkanitlerin Na₂O+K₂O ve SiO₂ içeriklerine göre hazırlanan bir alkali-silis diyagramı Şekil 4'de gösterilmiştir. Bu diyagramdan kolayca görülebileceği gibi Liyas volkanitleri çoğunlukla bazalt bileşiminde olup, bazaltik-andezit, trakiandezit ve dasit türünden olanlar da vardır. Üst Kretase volkanitlerinden bir kısmı andezitik ve traki-andezitik, diğerleri de dasitik ve riyoitik

kesimde yer almaktadır. Eosen volkanitleri büyük ölçüde andezit, trakiandezit, buna karşın Miyosen volkanitleri ise bazaltik bölgeye düşmektedir. Benzer şekilde örneklerin QAP diyagramı, Liyas ve bir kısım Üst Kretase volkanitlerinin latit, andezit-toleyitik bazalt, kuvars andezit ve dasit, Üst Kretase asitik birimlerinin ise riyo-dasit, dasit, kuvarşça zengin riyoitik, Eosen'in kuvars latit

Çizelge 3. Yomra-Keşap-Kelkit yöresindeki Eosen volkanitlerinin ana element analizleri, CIPW normları ve Rittmann parametreleri.

Table 3. Major element analyses, CIPW norms and Rittmann parameters of the Eocene volcanic s in the area of Yomra-Keşap-Kelkit.

Örnek No (Spec. No)	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	Ateşte Kayıp (LOI)	Toplam
137	64.0	16.0	3.9	0.1	1.6	1.6	6.6	4.4	0.2	0.1	2.5	101.0
138	53.8	15.9	7.5	0.1	3.9	6.6	3.8	1.7	0.4	0.4	3.2	98.3
140	58.7	15.9	7.4	0.2	2.1	5.1	3.5	4.5	0.5	0.3	2.7	100.9
218	58.8	15.6	5.9	0.1	3.0	4.7	3.9	4.0	0.4	0.4	2.6	99.4
222	58.5	16.5	6.2	0.2	3.0	7.2	3.3	3.2	0.4	0.2	2.8	101.5
223	59.0	16.1	7.9	0.2	2.9	5.5	3.4	2.5	0.5	0.1	2.7	100.8
226	62.0	16.0	3.5	0.1	3.2	4.8	4.7	1.5	0.3	0.4	2.8	99.3
227	67.0	16.0	4.5	0.1	1.5	3.0	4.9	2.3	0.3	0.2	2.6	102.4

CIPW normları ve Rittmann indisleri τ' , δ'
(CIPW norms and Rittmann indices τ' , δ')

	Qz.	Or.	Ab.	An.	Ne.	Wo.	Ol.	Ti.	τ'	δ'
137	5.11	25.72	55.00	1.61	-	-	-	0.22	0.83	0.36
138	8.51	9.80	31.73	20.64	-	-	-	0.72	0.75	0.21
140	10.00	26.32	28.91	14.93	-	-	-	-	0.71	0.28
218	8.12	23.61	33.73	12.92	-	-	-	-	0.74	0.29
222	10.43	19.33	27.71	20.63	-	-	-	0.62	0.77	0.22
223	15.00	14.62	28.52	21.51	-	-	-	0.82	0.72	0.18
226	15.55	8.71	39.21	18.47	-	-	-	0.65	0.79	0.19
227	21.51	13.33	41.22	14.91	-	-	-	-	0.79	0.17

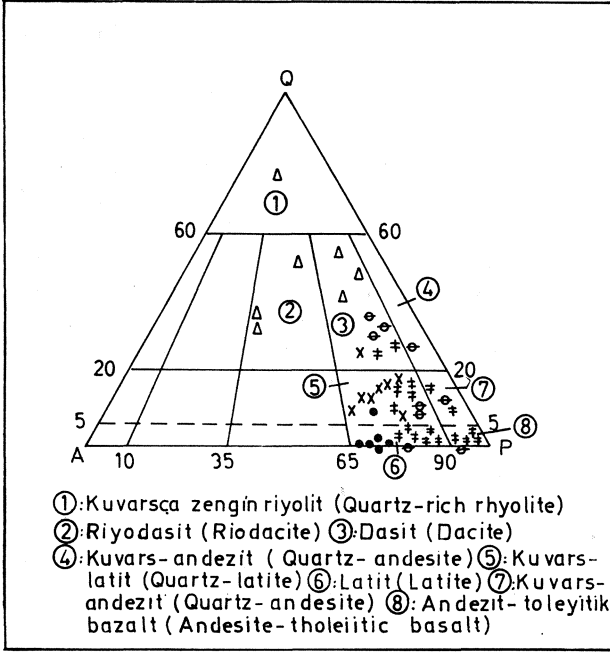
Çizelge 4. Yomra-Keşap-Kelkit yöresindeki Miyosen volkanitlerinin ana element analizleri, CIPW normları ve Rittmann parametreleri.

Table 4. Major element analyses, CIPW norms and Rittmann parameters of the Miocene volcanics in the area of Yomra-Keşap-Kelkit.

Örnek No (Spec. No)	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	Ateşte Kayıp (LOI)	Toplam
158	47.0	10.0	9.5	0.2	12.1	12.3	1.6	2.2	0.5	0.3	2.8	98.5
160	48.5	13.7	8.5	0.2	6.5	11.7	2.7	3.1	0.6	0.5	3.0	99.0
161	49.0	11.2	10.1	0.2	12.1	10.4	1.4	2.2	0.6	0.2	2.9	100.9
162	47.3	14.0	9.8	0.2	8.4	12.7	2.4	1.5	1.4	0.4	3.2	101.3
165	56.0	15.6	7.8	0.2	2.5	10.9	2.9	2.5	0.7	0.2	2.7	102.0
166	48.3	12.4	7.4	0.2	8.6	13.9	2.6	2.0	0.6	0.3	2.8	101.1

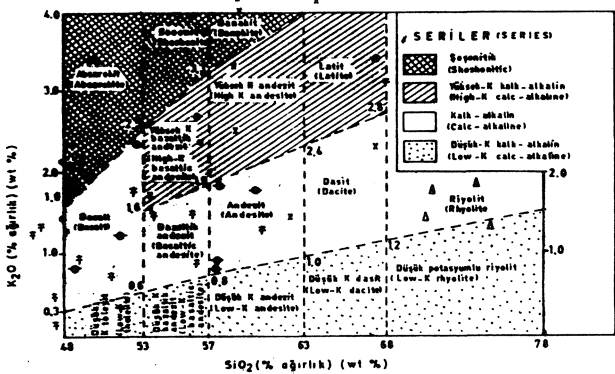
CIPW normları ve Rittmann indisleri τ' , δ'
(CIPW norms and Rittmann indices τ' , δ')

	Qz.	Or.	Ab.	An.	Ne.	Wo.	Ol.	Ti.	τ'	δ'
158	-	12.50	13.00	14.11	-	-	9.20	-	0.63	0.27
160	-	17.81	16.61	16.91	0.81	-	0.72	-	0.64	0.35
161	0.83	11.71	11.84	18.53	-	-	-	0.92	0.62	0.15
162	-	8.83	16.71	24.92	-	-	1.14	-	0.46	0.22
165	10.32	14.44	24.82	22.21	-	4.21	-	1.33	0.64	0.18
166	-	11.72	13.73	17.60	2.22	-	2.45	-	0.62	0.25



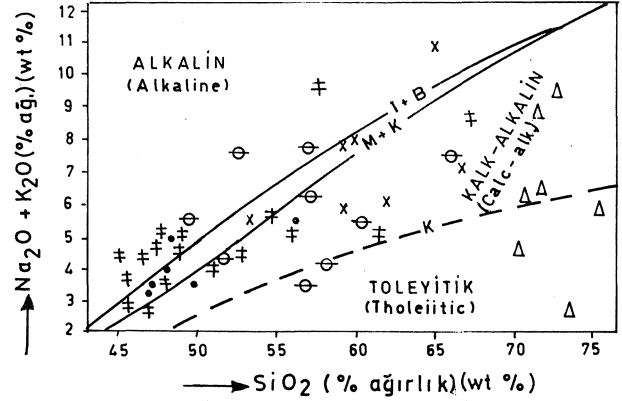
Şekil 5. Yomra-Keşap-Kelkit volkanitlerinin QAP diyagramındaki dağılımı (Streckeisen, 1967'den). Simge ler Şekil 4' de verildiği gibidir.

Figure 5. Distribution of Yomra-Keşap-Kelkit volcanics in QAP diagram (after Streckeisen, 1967). Symbols are same as those in Figure 4.



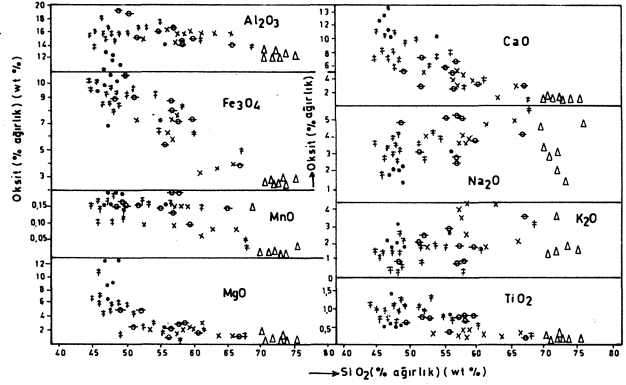
Şekil 6. Yomra-Keşap-Kelkit yöresi volkanitlerinin K₂O-SiO₂ diyagramındaki dağılımı (Taylor ve diğerleri, 1981' den). Simgeler Şekil 4'de olduğu gibi.

Figure 6. Distribution of Yomra-Keşap-Kelkit volcanics in K₂O-SiO₂ diagram (after Taylor et al., 1981). Symbols same as those in Figure 4.



Şekil 7. Yomra-Keşap-Kelkit yöresi volkanitlerinin Na₂O+K₂O-SiO₂ diyagramı. K: Kuno (1960), M+K: Macdonald ve Katsura (1964). I+R: Irvine ve Baragar (1971). Yuvarlak içindeki sayılar nef-normatif bileşene sahip örneklerin numaralarını gösterir.

Figure 7. Na₂O+K₂O-SiO₂ diagram of Yomra-Keşap-Kelkit volcanics. K: Kuno (1960), M+K: Macdonald and Katsura (1964), I+R: Irvine and Baragar (1971). Numbers in circles indicate samples with nef-normatif component.



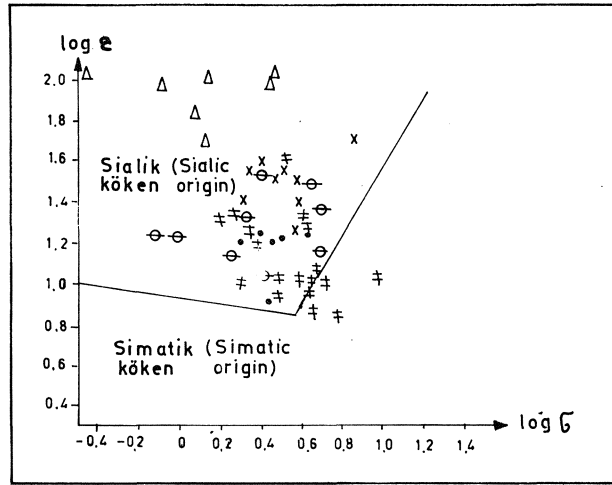
Şekil 8. Yomra-Keşap-Kelkit volkanitlerindeki diğer oksitlerin SiO₂'e göre değişim diyagramları. Simgeler Şekil 4'deki gibi.

Figure 8. Variation diagrams of different oxides against SiO₂ in the volcanics of the area of Yomra-Keşap-Kelkit. Symbols same as those in Figure 4.

ve dasit, ve Miyosenin de latit ve kuvars latit alanlarına düştüğünü göstermiştir (Şekil 5). Diğer taraftan, volkanitlerin K₂O/SiO₂ diyagramındaki dağılımına bakıldığında bunların büyük çoğunluğunun kalk-alkalin ve yüksek potasyum kalk-alkalin türden bazaltik, andezitik, dasitik ve riyolitik kayaçlar olduğu, buna karşın bir-

kaç Miyosen örneğinin absarokit, ve bir Üst Kretase örneğinin de düşük potasyumlu riyolitik alanda olduğu görülmektedir (Şekil 6). Benzer biçimde, örneklerin alkali-silis diyagramındaki dağılımı, bunlardan Liyas volkanitlerinin alkalin ve kalk-alkalin, Üst Kretase andezitik-bazaltik kayalarının alkalin, kalk-alkalin ve toleyitik, Üst Kretase asitiklerinin kalk-alkalin ve toleyitik, Eosen ve Miyosen'in de kalk-alkalin ve alkalin türden olduklarını göstermiştir (Şekil 7). Burada, önemle işaret edilmesi gereken bir husus, varlıkları sadece şekil 7'den anlaşılan alkalin ve toleyitik volkanitlerin gerçekten bu niteliklere sahip olup olmadığının iz element verileriyle de araştırılması gerektiği ve fakat bu aşamada söz konusu verilerin eksik olduğunun belirtilmesidir. Ancak, Çizelge 1 ve 4'te gösterilen CIPW normlarında, nef-normatif bileşime sahip birkaç Liyas ve Miyosen örneğinin Şekil 7'deki alkalin bölgeye düşmesi de yörede alkalin karakterli volkanitlerin var olabileceği fikrini destekler niteliktedir.

Diğer oksitlerin SiO_2 'e göre değişimi diyagramları Şekil 8'de verilmiştir. Bu diyagramlardan anlaşılacağı gibi K_2O ve Na_2O bir kenara bırakılırsa tüm volkanitlerde, artan SiO_2 miktarına karşılık azalan Al_2O_3 , Fe_3O_4 , MnO , MgO , CaO ve TiO , miktarları söz konusu olmak-



Şekil 9. Yomra-Keşap-Kelkit alanı volkanitlerinin Gottini (1969) diyagramındaki dağılımı. Sembeler Şekil 4'deki gibi. Yuvarlak içindeki sayılar simatik alana düşen ve tümüyle alkalin bileşime sahip bulunan Liyas volkanitlerinin örnek numaralarını göstermektedir.

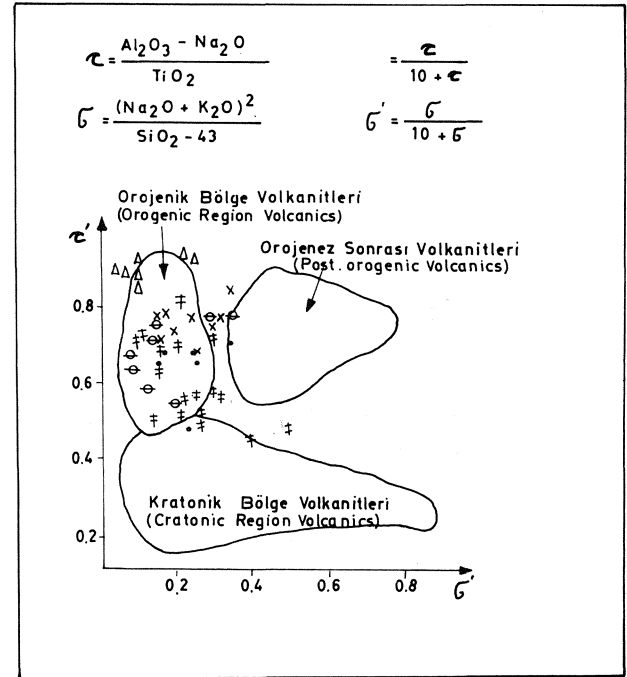
Figure 9. Distribution of Yomra-Keşap-Kelkit volcanics in Gottini (1969) diagram. Symbols same as those in Figure 4. Numerical values in circles indicate sample numbers of the Liasic volcanics having entirely an alkaline composition fallen into the simatic area.

tadır; K_2O ve kısmen Na_2O 'de ise, SiO_2 'in artan oranlarına uygun olarak bir artış görülmektedir. Bu durum, olasılı olarak, yöre volkanitlerinin köken magmalarının parçalı (fractional) kristallenme geçirdiğini vurgular.

Şekil 9'da gösterilen ve Rittmann indislerinin kullanılmasıyla hazırlanan bir Gottini (1969) diyagramı, bu magmaların genelde sialik, sadece birkaç Liyas örneği itibarıyla, bir bölümünün de simatik ve/veya okyanusal kabuk malzemesi bakımından zengin olduğuna işaret eder. Bu şekil üzerinde, simatik bölgeye düşen ve örnek numaraları da belirtilmiş olan Liyas volkanitlerinin tümü Şekil 7'deki "alkalin" bölgeye düşmekte yani bunlar tümüyle alkalin bileşime sahip bulunmaktadır.

JEOTEKTONİK GELİŞİM

Devoniyen yaşlı Pulur metamorfitlelerinin varlığı bu dönemde bölgenin, bu metamorfitleerin köken kayalarının çökmesine uygun bir deniz ortamı durumunda olduğuna işaret eder. Böylece bu kayaların çökmesinden sonra, deformasyon ve ona eşlik eden metamorfizma meydana gelmiş ve bunu bölgenin yükselme ve aşınması izlemiştir. Sonuçta Pulur masifi kıtasal bir alan durumuna geçmiş ve daha sonra da yersel



Şekil 10. Yomra-Keşap-Kelkit yöresi volkanitlerinin Rittmann ve Villan (1979) diyagramındaki dağılımı. Semboller Şekil 4'deki gibi.

Figure 10. Distribution of Yomra-Keşap-Kelkit volcanics in Rittmann and Villan (1979) diagram. Symbols same as those in Figure 4.

olarak Gümüşhane granitine ait plütonlar tarafından kesilmiştir. PermoKarbonifer döneminde yöre bir deniz ortamına dönüşmüş ve ardından konglomera, kuvarskumtaşı, kireçtaşı, arkozik kumtaşı ve limnik kömür içeren tabakalar çökelmiştir. Her ne kadar depolanma ortamının karakteristiklerini belirleyebilecek fosil bulguları yoksa da, konglomeraların ve özellikle limnik kömürlerin varlığı, sığ bir ortamı simgeleyen veriler olarak dikkati çeker. Şengör ve Yılmaz (1981) ve Yılmaz ve Tüysüz (1988), Permiyen sırasında Pontidler'in kuzey kesiminin bir deniz ortamı (Paleotetis) olduğunu, güneyde ise kıtasal bir kütle varlığını belirtirler. Aynı yazarlara göre, Triyas sırasında bölgede riftleşme başlamış ve böylece bu kıta üzerinde bir kenar deniz (Karakaya Denizi) gelişmiştir.

İnceleme alanına ait volkanitlerin Rittmann ve Vilları (1979) diyagramındaki dağılımı Şekil 10'da gösterilmiştir. Bu diyagramdan görülebileceği gibi Liyas örneklerinin çoğu "orojenik bölge volkanitleri", iki tanesi "kratonik bölge volkanitleri" karakterini verirken, birkaç tanesi de belirsiz bölgeye düşmektedir. Benzer dağılım modelleri Üst Kretase, Eosen ve Miyosen volkanitleri tarafından da sunulmaktadır. Buna göre PermoKarbonifer ve Liyas arasındaki uyumsuzluk bölgede, Liyas öncesi bir yükselim (uplift) ve Liyas sırasındaki denizel bir çökeltme ortamının varlığına bağlanabilir. Dogger esnasında muhtemelen, bir taraftan güneyde riftleşme ve bölgede, yitim devam ederken diğer taraftan yer yer bazaltik-andezitik lav ve piroklastikleri ile yanal geçişli tortul birimler depolanmıştır. Bej-gri-siyahımsı renkli masif, çörtlü ve pelajik karakterli Malm kireçtaşları Liyas-Dogger birimleri üzerine bir uyumsuzlukla gelir. Böylece, olası olarak, bu dönem sırasında, güneyde Neotetis derinleşirken, kuzeyde Paleotetis varlığını hala sürdürmüştür (Yılmaz ve Tüysüz, 1988).

Üst Kretase-Paleosen sırasında Pontidler'de volkanik bir yay gelişmiş ve bunu Jura esnasında meydana gelen riftleşme nedeniyle gelişen pasif (Atlantik tip) kıta kenarının, bazaltik-andezitik, dasitik lav ve piroklastiklerle yanal geçişli (Şekil 3) fliş türü tortullar ve ofiyolitik melanjla karakteristik, aktif (Pasifik tip) kıta kenarına dönüşümü izlemiştir. Bunların yanısıra, muhtemelen, yitim zonunda, üstleyen levhaya ait kabuk bölgesinin derin kesimleri kısmi ergimeye uğramış ve böylelikle granitik ve/veya rivolitik magma ile yörenin değişik kesimlerinde plütonlar oluşmuştur. Üst Kretase volkanik örneklerinin alkalın, kalk-alkalın ve toleyitik bileşimli oluşu, bu örneklerin tümünün sialik malzeme bakımından zengin oluşu (Şekil 9) ve bunların hemen hemen tamamının orojenik bölge volkanitleri karakteri göstermesi büyük bir ihtimalle, yeni bir riftleşme evresinin geliştiğine ve Paleotetis'in Üst Kretase sonlarına doğru kısmen de olsa kapanmaya başladığına işaret eder.

Yukarıda da belirtildiği gibi Yomra-Keşap-Kelkit yöresindeki bazaltik-dasitik lav ve piroklastikleri ile aratabakalanmalı kumlu kireçtaşı, kireçtaşı ve marnlarla yanal geçişli Eosen flişinde konglomeralar da bulunmaktadır (Şekil 3). Bu konglomeraların bulunuşu bölgede bu dönemde, Üst Kretase-Paleosen'e kıyasla daha sığ bir basenin varlığını gösterir. Bu durum, büyük bir olasılıkla, daha önceki bazı yazarların (Dewy ve diğ., 1977; Şengör ve diğ., 1980; Şengör ve Yılmaz, 1981; Yılmaz ve Tüysüz, 1988; Gedik ve diğ., 1992) ileri sürdüğü gibi, Eosen'de okyanusun kapanmakta olduğu biçiminde yorumlanabilir. Yörede, Orta Eosen birimleri üzerine uyumsuz olarak gelen jipsli Oligo-Miyosen tortulları, Eosen'e kıyasla daha sığ bir ortamın varlığına işaret eder. Bu da, muhtemelen, her ne kadar Miyosen volkanitleri Rittmann ve Vilları (1979) diyagramı üzerinde (Şekil 9) orojenik bölge volkanitleri alanına düşerse de, Oligo-Miyosen sırasında bölgede okyanusal bir ortamın bulunmadığına işaret eder. İnceleme alanında Eosen bilimlerini kesen granitlerin bulunuşu Eosen sonrası dönemlerde, bunların kıtasal kabuğun kısmi ergimesiyle gelişmiş olabileceği şeklinde düşünülebilir. Miyosen sonunda ise bölge orojenik gelişimini tamamlamıştır.

SONUÇLAR

Yukarıda anlatılanlar göz önüne alındığında Yomra-Keşap-Kelkit alanı ve Doğu Pontidler'e yönelik aşağıdaki sonuçlara ulaşılabileceği anlaşılmaktadır:

1) Yomra-Keşap-Kelkit alanı itibarıyla Doğu Pontidler metamorfik, tortul ve magmatitler olmak üzere değişik kayaç birimlerini içermektedir. Bunlar arasında en yaygın olan magmatitler, ya plütonlar şeklinde diğer birimler içine sokulum yapmışlardır veya değişik yaştaki tortullarla yanal geçişli ve/veya aratabakalanmalı volkanitler durumundadır.

2) Gerek volkanitlerin değişik yaştaki tortullarla aralanmalı oluşu ve gerekse bu volkanitler arasındaki yaş ilişkileri, yörede değişik zamanlarda ve özellikle Jura, Kretase, Eosen ve Miyosen dönemlerinde volkanizmanın etkin olduğunu göstermektedir.

3) Bazaltik, andezitik, dasitik, riolitik ve trakitik türden olan bu volkanitlerin çoğunluğu kalk-alkalın ve alkalın, küçük bir bölümü de toleyitik bileşimlidir.

4) Genelde kabuk malzemesince zengin, farklı zamanlı (fractional) kristallenme geçiren magmaların ürünü olan bu volkanitlerin büyük çoğunluğu orojenik bölge volkanitleri ve sadece küçük bir bölümü de riftleşmeye bağlı olarak gelişen volkanik kayalardır.

5) Bölgede (Doğu Pontidler'de) Üst Kretase ve Paleosen'de daha derin ve fakat Eosen'de kapanmakta olan bir okyanusun varlığı söz konusudur.

6) Büyük bir olasılıkla, Oligo-Miyosen dönemde bu okyanus tamamen kapanmış ve Miyosen sonunda bölgenin orojenik gelişimi tamamlanmıştır.

KATKI BELİRTME

Yazarlar, saha çalışmalarında kalkan olan meslektaşlarına, ana element analizlerinde büyük emekleri geçen H. A. Edwards'a ve şekillerin çizimini büyük ölçüde üstlenen Refik Şengül'c teşekkürü borç bilirler.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Adamia, S.H.A., Lordkipanidze, M.B. ve Zakariadze, G.S., 1977, Evolution of active continental margins as exemplified by the Alpine history of the Caucasus: *Tectonophysics*, 40, 183-199.
- Ağar, Ü., 1977, Demirözü (Bayburt) ve Köse (Kelkit) bölgesinin jeolojisi: Doktora tezi, İstanbul Univ., 56s.
- Akdeniz, N., 1988, Demirözü Permkarbonifer'i ve bölgesel yapı içindeki yeri: *Türkiye Jeol. Bült.*, 31/1, 51-61.
- Bektaş, O., 1983, Kuzeydoğu Pontid magmatik yayındaki (I) tipi granitik kayalar ve jeo tektonik konumları: *TJK Bildiri Özleri*, 49-50.
- Bektaş, O., 1986, Doğu Pontid ark-ark gerisi bölgelerinde paleostres dağılımları ve çok safhalı riftleşme: *MTA Der.*, 103/104, 16-39.
- Bektaş, O., Pelin, S. ve Korkmaz, S., 1984, Doğu Pontid yay gerisi havzasında manto yükselimi ve polijenetik ofiyolit olgusu : *TJK Ketin Simp.*, 175-189.
- Bektaş, O., Van, A. ve Boynukalın, S., 1987, Doğu Pontidlerde Jura volkanizması ve jeo tektoniği : *TJK Bült.*, 30, 9-18.
- Dewey, J.F., Pitman, W.C., Ryan, W.B. ve Bonnin, J., 1977, Plate tectonics and evolution of Alpine system: *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 84, 3137-3180.
- Gedik, A., Ercan, T., Korkmaz, S. ve Karataş, S., 1992, Rize-Fındıklı-Çamlıhemşin arasında (Doğu Karadeniz) yer alan magmatik kayaların petrolojisi ve Doğu Pontidlerdeki bölgesel yayılımı: *Türkiye Jeol. Bült.*, 35/1, 15-38.
- Gedikoğlu, A., 1978, Harşit granit karmaşığı ve çevre kayaları (Giresun-Doğankent): Doçentlik tezi, KTÜ, 186 s.
- Gottini, V., 1969, Serial characters of the volcanics rocks of Pantellaria: *Bull. Vole*, 3, 818-827.
- Görür, N., Şengör, A.M.C., Akkök, R. ve Yılmaz, Y., 1983, Pontidler'de Neotetis'in kuzey yolunun açılmasına ilişkin sedimantolojik veriler: *TJK Bült.*, 26, 11-19.
- Habiboğlu, Y., 1989, Doğu Pontid güney zonundaki (Bayburt-Demirözü) metamorfit-ofiyolit birliğinin (Pulur masifi) jeotektonik anlamı: Master tezi, KTÜ, 104 s.
- Irvine, T.N. ve Baragar, W.R.A., 1971, A guide to the chemical classification of the common volcanics rocks: *Can. Jour. Earth Sci.*, 8, 523-548.
- Kerr, P.F., 1959, *Optical mineralogy*: McGraw-Hill, 442 s.
- Keskin, Y., 1983, Bayburt ilçesi-Akşar köyü ve güneybatısının jeolojik incelemesi: Master tezi, KTÜ.
- Korkmaz, S. ve Gedik, A., 1988, Rize-Fındıklı-Çamlıhemşin arasında kalan bölgenin jeolojisi ve petrol oluşumları: *Jeol. Müh.*, 32/33, 5-15.
- Kuno, H., 1960, High-alumina basalts: *Jour. Petrol.*, 17/4, 589-637.
- MacDonald, G.A. ve Katsura, J., 1964, Chemical composition of Hawaiian lavas: *Jour. Petrol.*, 5, 82/133.
- Peccherillo, A. ve Taylor, S.R., 1975, Geochemistry of Upper Cretaceous volcanic rocks from the Pontic chain, Northern Turkey: *Bull. Vole*, 39/4, 1/13.
- Peccherillo, A. ve Taylor, S.R., 1976, Geochemistry of calc-alkalin volcanics rocks from Kastamonu area, Northern Turkey: *Contr. Miner. Petr.*, 58, 63-81.
- Rittmann, A., 1953, Magmatic character and tectonic position of the Indonesian volcanics: *Bull. Vole*, 14, 45-58.
- Rittmann, A. ve Villari, L., 1979, Volcanism as a tracer in geodynamic processes: *Geologie En Munbow*, 58 (2), 225-230.
- Strecheisen, A.L., 1967, Classification and nomenclature of igneous rocks: *Neues Jahrb. Mineral. Abhandl.*, 107, 144-240.
- Şengör, A.M.C., Yılmaz, Y. ve Ketin, I., 1980, Remnants of a pre-Late Jurassic ocean in Northern Turkey. Fragments of a Permian-Triassic Paleo-Tethys: *Geol. Soc. America. Bull.*, 91, 599-609.
- Şengör, A.M.C. ve Yılmaz, Y., 1981, Tethyan evolution of Turkey: a plate-tectonic approach: *Tectonophysics*, 75, 185-241.
- Tanyolu, E., 1988, Pulur masifi (Bayburt) doğu kesiminin jeolojisi. *MTA Der.*, 108, 1-17.
- Tanyolu, E. ve Çakır, Y., 1991, Pulur masifi orta kesiminin jeolojisi: Ahmet Acar Jeoloji Simp., Çukurova Univ., Adana, Bildiriler, 173-182.
- Taylor, S.R., Arculus, R., Perfit, M.R. ve Johnson, R.W., 1981, Island arc basalts. In basaltic volcanism on the terrestrial planets (Basaltic Volcanism Study Project): Pergamon Press, New York, 193-213.
- Tokel, S., 1972, Stratigraphical and volcanic history of Gümüşhane region, NE Turkey: Doktora Tezi, Londra Üniv.
- Tokel, S., 1977, Doğu Karadeniz bölgesinde kalk-alkalen Eosen andezitler ve jeotektonizma: *TJK Bül.*, 20, 49-54.
- Tokel, S., 1981, Plaka tektoniğinde magmatik yerleşimler ve jeokimya: Türkiye'den örnekler : Yeryuvarı ve İnsan, 6/3-4, 53-65.
- Yılmaz, Y. ve Tüysüz, O., 1988, Kargı masifi ve dolaylarında Mesozoyik tektonik birliklerinin düzenlenmeleri sorununa bir yaklaşım: *TPJD Bült.*, 1/1, 73-86.
- Zanettin, B., 1984, Proposed new chemical classification of volcanic rocks: *Episodes*, 7/4, 19-20.

İnler Yaylası (Şebinkarahisar-Giresun) Pb-Zn Yatakları *İnler Yaylası (Şebinkarahisar-Giresun) Pb-Zn Deposits*

Ahmet ŞAŞMAZ
Ahmet SAGIROĞLU

Fırat Üniversitesi Mühendisliği Fakültesi Jeoloji Bölümü, Elazığ
Fırat Üniversitesi Mühendisliği Fakültesi Jeoloji Bölümü, Elazığ

Öz

İnler Yaylası Pb-Zn yatakları, Şebinkarahisar'ın (Giresun) yaklaşık 20 km. kuzeybatısında yer almaktadır. Bu yataklar Üst Kretase volkanitleri içerisinde gelişmiş geniş bir fay zonunun içerisinde bulunur. Cevher içeren damarların doğrultuları KD-GB ve D-B şeklindedir, İnler Yaylası'nda cevherleşmeler üç cevherli zon ile temsil edilmektedir. Bu zonlar Azak-yarar ocağı zonu, Aşçı ocağı zonu ve Karadeniz ocağı cevherli zonlarıdır.

Yöredeki damarlarda alt kotlarda daha çok sülfürlü cevherleşmeler hakim durumda iken, üst kotlara doğru sülfürler azalmakta, bunun yerini oksit, karbonat ve sülfat mineralleri almaktadır, İnler Yaylası cevherleşmelerinin olağan mineral topluluğu sfalerit, galenit, pirit, kalkopirit, fahlerz, enarjit, linneit, pirotin, kovellin-kalkozin, klaprotit, tetradimit-tellürobizmutin, Bi-fahlerz, altait, altun, manyetit ve hematittir. Gang mineralleri olarak ise kuvars, kalsit, kil mineralleri, klorit, hematit ve barittir.

İnler Yaylası bölgesinde cevherleşmelere yoğun bir hidrotermal alterasyon eşlik etmektedir ve derinlere doğru karbonatlaşma +silisleşme ile epidotlaşma+kloritleşme+silisleşme gibi alterasyonların bir kaç defa ardalandığı gözlenmiştir. Bu ardalarına mafik minerallerce zengin dasit ve andezitik volkanitler ile mafik minerallerce falar piroklastitlerin, hidrotermal çözeltilerin etkisi altında kalması sonucu oluşmuştur.

Yöredeki cevherleşmeler ana metalik element olarak başlıca Zn, Pb ve Cu daha az miktarda Cd, Ag, Sb, As ve Bi içerirler.

Abstract

İnler Yaylası Pb-zn deposits are situated in an area 20 km NW of Şebinkarahisar (Giresun). The deposits are confined to a large fault zone in Upper Cretaceous volcanics. The mineralized veins strike NE-SW and E-W. Three main mineralized zones are present distinguished. These are Azak-Yarar mine, Aşçı mine and Karadeniz mine.

The dominant minerals of the veins are sulphide minerals in the lower levels and these grade upwards into oxide, carbonate and sulphate minerals. The main mineral assemblage of the İnler Yaylası mineralizations are; sphalerite, galena, pyrite, chalcopyrite, fahlore group minerals, enargite, linneite, pyrrhotite, alcocitite-covellite, klaprotite, tetradymite-telluro-bismuthinite, Bi-fahlore groups minerals, altaite, gold, magnetite and hematite. The gangue minerals are quartz, calcite, clay minerals, chlorite, hematite and baryite.

The mineralizations are accompanied with intense alteration zones. Associations of carbonates silica minerals and epidote+chlorite+silica minerals are repeated several times towards depths. This alternation is probably due to the compositional changes and represents hydrothermal alteration of mafic mineral rich dacitic and andesitic volcanics and mafic mineral-poor pyroclastics.*

The metal contents of the mineralizations are Zn, Pb and Cu and in lesser importance Cd, Ag, Sb, As and Bi.

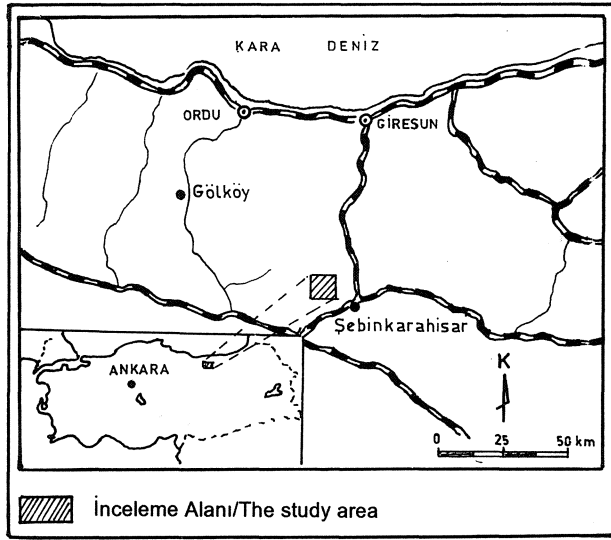
GİRİŞ

Bu çalışmanın konusu olan İnler Yaylası (Şebinkarahisar-Giresun) Pb-Zn damarları, Şebinkarahisar'ın 20 km kuzeybatısında yer almaktadır (Şekil 1). Bu yataklar Üst Kretase volkanitleri içerisinde bulunmaktadır ve cevherli kütleler fay zonlarına bağlı olarak gelişmiştir. Bölgedeki cevherli kütlelerin konum ve rezervini belirlemek amacıyla Ber-Oner madencilik tarafından, çok sayıda sondaj, yarma ve galeriler açılmıştır. Bu çalışmalar halen devam etmektedir.

İnler Yaylası Pb-Zn yataklarını konu alan başlıca çalışmalar Karaoğlu (1985), Akyol (1991), Ayan (1991) ve Şaşmaz (1993) tarafından gerçekleştirilmiştir. Araştırmacılar buradaki cevherleşmelerin hidroter-

mal damar tipinde geliştiğini ve çözeltilerin kaynağının ise yöredeki Paleosen yaşlı granitoidler olduğunu belirtmişlerdir.

Bu çalışma kapsamında yataklar ve çevresinin 1/25.000 ve 1/2.000 ölçekli jeolojik haritaları yapılmış, cevherli zonlar belirlenerek, bu zonlar üzerinde yapılan sondajlardaki yan kayaç, alterasyon ve cevherli zonlar arasındaki ilişkileri ortaya konmuştur. Ayrıca yöredeki damarlardan çok sayıda örnekler alınarak ince ve parlak kesitler yapılmış ve mikroskopta incelenerek yatağın cevher mineral topluluğu ortaya konmuştur. Aynı şekilde cevherli örneklerden çok sayıda kimyasal analizler yapılarak, metallerin değişimi ve birbiri ile olan ilişkisi irdelenmiştir.



Şekil 1. Yer bulduru haritası

Figure 1. Location of the studied area.

LİTOLOJİ

İnler Yaylası Pb-Zn yataklarının çevresinde değişik yaş ve bileşimlere sahip kayalar bulunmaktadır (Şekil 2). Bunlardan Üst Kretase yaşlı volkanik ve sedimanter kayalar bölgede temeli oluşturmaktadır. Bu birimleri ise Paleosen yaşlı plutonik kayalar kesmektedir. Plutonitler üzerine Eosen volkanitleri uyumsuz olarak gelmektedir. Bölgenin en genç birimleri ise Pliyo-kuvaterner yaşlı volkanitlerdir.

Üst Kretase Volkanik ve Sedimanter Kayaçları

Üst Kretase yaşlı volkanik kayalar tüm Doğu Pontidler'de olduğu gibi inceleme alanında da çok geniş alanlar kaplamaktadır (Şekil 2). Bölgede temeli oluşturan bu kayalar içerisinde yoğun cevherleşme bulunmasından dolayı, diğer birimlere göre daha ayrıntılı çalışılmıştır. Buna göre Üst Kretase yaşlı kayalar saha ve mikroskobik gözlemlere dayanarak üç değişik kayaç grubu altında incelenmiştir (Şekil 2).

Riyodasit, dasit ve andezit birimi Arazide bu kayaları birbirinden ayırmak oldukça zordur. Özellikle sahanın batı ve doğu kesimlerinde geniş alanlar kaplamaktadır (Şekil 2). Tipik mostralarını Sübak, Dereköy, İnler Yaylası, Kuzuluk Mevkii ve Maltepe dolaylarında veren bu kayalar, kısmen açık renkli ve yoğun alterasyona uğramış olmaları nedeniyle, diğer genç yaşlı birimlerden kolaylıkla ayırt edilebilirler. Sahada makroskobik olarak ayırt edilemeyen bu kayalar, ancak mikroskobik çalışmalar sonucunda ayırt edilmektedir. Yapılan petrografik çalışmalar sonucunda kayaların plajiyoklaz, kuvars, mafik mineraller, çok az alkali feldispat ile saçılımlı pirit ve demiroksit mineralleri içerdiği saptanmıştır. Bu kayaların mikroskobik incelenmesi sonucunda

porfirik dokulu, dasit, andezit ve daha az olarak da riyodasit bileşimli kayalar olduğu saptanmıştır.

Piroklastitler Bu birim inceleme alanının orta kısmında Fillikalık Sırtı, Maden Tepe ve Odalar Yaylası çevresinde yüzlek verirler (Şekil 2) ve alttaki dasit, andezit ve riyodasit üzerine uyumlu olarak gelirler. Piroklastitler bölgede volkanik breş ve tüfitten oluşan iki tür kayadan oluşmaktadır. Volkanik breşler içerisindeki çakılların büyüklüğü bir kaç cm'den 15-20 cm'ye kadar ulaşmaktadır.

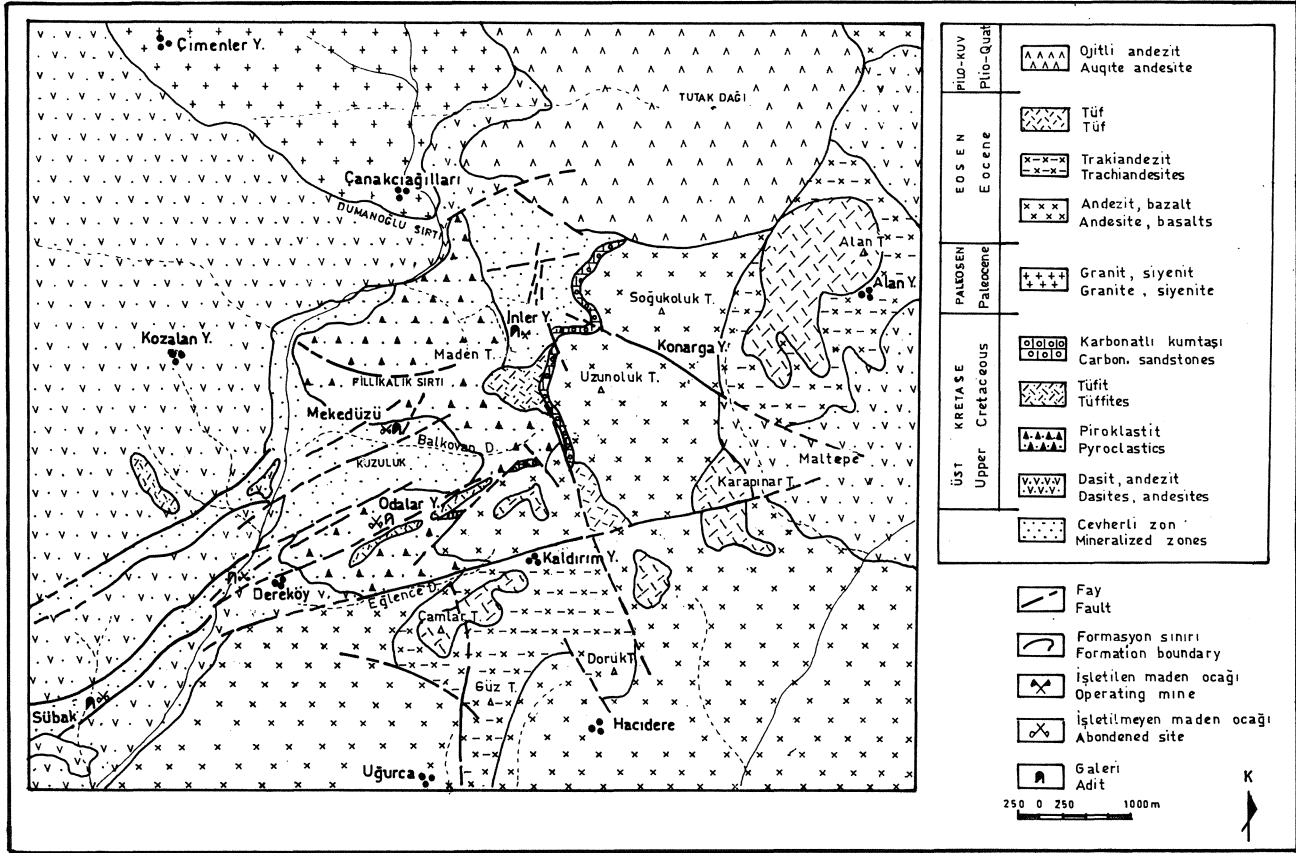
Tüfitler, genellikle Üst Kretase volkanitlerinin en üst kısımlarında ve bazen de volkanik breşlerin arasında cepler şeklinde yer almaktadır. Tüfitlerin bir kısmı tabakalı yapı sunarken, bir kısmı da yoğun alterasyona uğrayarak killeşmiştir. Petrografik olarak bol kuvars ve killeşmiş plajiyoklazlardan meydana gelmiştir.

Sedimanter kayalar İnceleme alanında çok sınırlı ve dar bir alanda yüzlek vermektedir. Güneyde Odalar Yaylası doğusundan başlayıp, kuzeye doğru 5-20 m kalınlıkta Tutak Dağı güneyine kadar devam etmektedir. Bu kayalar üzerine uyumsuz olarak Eosen Yaşlı volkanitler gelmektedir (Şekil 2). Kireçtaşı, karbonatlı kumtaşı ve kiltası araldanmasından oluşan bu birim içerisinde *Globotruncana sp.*, *Orbitoides sp* ve *Siderolites sp.* gibi fosillere rastlanmıştır. Bilindiği gibi bu fosiller paleontolojik olarak Kampaniyen-Meastrihtiyen'e karşılık gelmektedir. Ayrıca Karaoğlu (1985) da bulunduğu fosillere dayanarak, bu birime Meastrihtiyen yaşını vermiştir.

Tersiyer Granitoyidi

İnceleme alanında kuzeyinde ve Tutak Dağı batısında yüzlek vermektedir (Şekil 2). Bu granitoyid, Üst Kretase yaşlı kayaları keserek dokanaklarında skarn oluşturmaktadır. Çalışma alanında bu granitoyidler üzerine uyumsuz olarak Eosen volkanitleri gelmektedir. Ancak, Ayan (1991) aynı granitoyidlerin Tutak Dağı kuzeyinde Paleosen yaşlı volkanitler tarafından örtüldüğünü belirtmektedir. O halde bu veriler ışığında granitoyidin bölgeye yerleşim yaşı, Üst Kretase sonu ile Paleosen başlarında olmalıdır.

Granitoyidler; alkali granit, granit, turmalinli siyenit ile bunları kesen damar kayalarından oluşmaktadır. Granitoyidler içerisinde genel olarak D-B doğrultulu, kırık zonlarına yerleşmiş Pb-Zn cevherleşmeleri bulunmaktadır. Ayrıca cevherli zonlar civarında yaygın turmalinleşme ve silisleşme gözlenmektedir. Plüton ile Üst Kretase volkanitleri arasındaki kontakta skarnlaşma (epidot, piroksen, klorit gibi) ve Fe cevherleşmeleri izlenmektedir. Plütonun içerisinde bulunan kayalar bileşim değişikliği sunarak, dereceli olarak granitten siyenite geçmektedir.



Şekil 2. Çalışma alanı jeoloji haritası.

Figure 2. Geological map of the studied area.

Eosen Volkanitleri

Eosen volkanitleri Üst Kretase yaşlı kayalar üzerine uyumsuz olarak gelen (Şekil 2) bölgede üç farklı bileşime sahip birimlerden oluşmaktadır. Bu birimler; andezit-bazalt, kuvarslı trakiandezit ve asidik tüfler şeklindedir.

Andezit-bazalt birimi, Uğurca, Uzunoluk ve Soğukoluk Tepe civarında geniş bir yayılıma sahiptir. Bu birim çalışma alanının güneyinde Hızır deresinde yaklaşık 200-250 m kalınlığa sahiptir. Genellikle arazide koyu renkli sert ve masif yapıyla izlenmektedir. Petrografik olarak porfirik dokulu, yoğun ayrılmış plajiyoklaz fenokristalleri ile çok az kuvars ve hamur malzemenin oluşmaktadır.

Kuvarslı trakiandezit birimi, Kaldırım Yaylası ve Alan Yaylası çevresinde gözlenmektedir (Şekil 2). Birim genellikle sarımsı-kahverengi renklidir. Petrografik olarak kayaç; alkali feldispat, plajiyoklazlar ve kuvarstan oluşmaktadır. Kayaç bazen mikrogranüler dokulu, bazen de mikroporfirik doku göstermektedir.

Asidik tüf, Eosen volkanitlerinin tavanında ve topografik olarak tepelerin zirvesinde şapka şeklinde durmaktadır. Karapınar, Çamlar ve Çardaktaş Tepe güney ve doğusunda tipik mostralarını vermektedir. Bu kayaların mikroskobik olarak çok ince taneli matriks malzeme ile kenarları girintili çıkıntılı olan camsı bileşenlerden oluştuğu saptanmıştır.

Piiyo-Kuvatemer Volkanitleri

Çalışma alanının dışında ise Şebinkarahisar ve yakın çevresinde de geniş alanlar kaplayan bu volkanitler çalışma alanında sadece Tutak Dağı'nda yüzlek vermektedir (Şekil 2). Bölgedeki tüm birimleri kesen bu birim, sert ve dayanıklı olması ve vizkositesinin düşük olması nedeniyle yüksek topografyalar oluşturmaktadır. Kayaç porfirik dokulu andezittir.

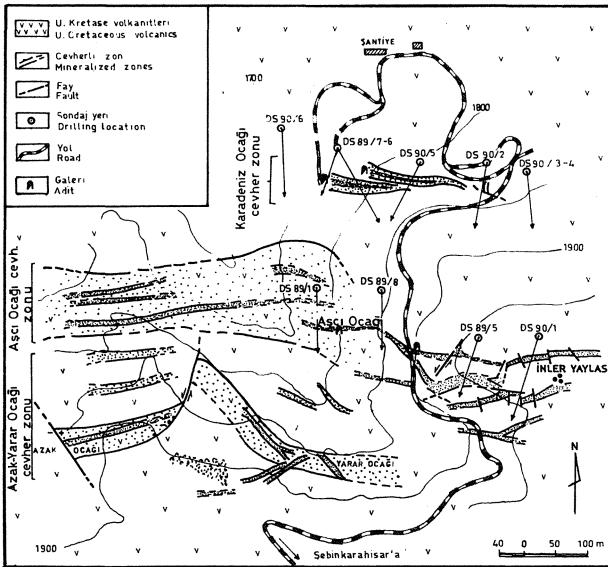
YAPISAL JEOLJİ

İnceleme alanında temeli mağmatik kayaların oluşması nedeniyle kıvrımlı yapılardan çok kırık tektoniği önemli ölçüde etkili olmuştur. Bektaş (1986), tüm Doğu Pontidler'de Üst Kretase ve sonrasında K-G yönlü

kısa süreli basınç gerilmelerinin dışında, genelde çekme gerilmelerinin etkisinde kaldığını ifade etmiş ve bunun sonucu olarak, çalışma alanında çok sayıda KD-GB ve KB-GD doğrultulu kırıklar meydana gelmiştir (Şekil 2).

Çalışma alanında geniş yüzlekler veren Üst Kretase ve Eosen yaşlı volkanitler, tektonik hareketlerin etkisi ile çatlaklı bir yapı kazanmıştır. Bölgenin yapısal evriminde daha çok genişleme tektoniği ile temsil edilmesinden dolayı, inceleme alanında görülen faylar genellikle eğimleri düşey veya düşeye yakın eğim atımlı faylardır. Çoğu fay ve çatlaklar ayrışma ve aşınma sonucu kuvars, karbonat ve kil mineralleri tarafından doldurulmuştur. Yörede izlenen fayları oluşum yaşı ve doğrultuları bakımından iki grupta incelemek mümkündür.

Üst Kretase-Paleosen yaşlı KD-GB doğrultulu faylar, Üst Kretase volkanitleri içerisinde bulunmaktadır ve doğrultulan K50-80°D arasında değişmektedir (Şekil 2). İnceleme alanının güneybatısında birbirine paralel olarak uzanan iki cevherli fay veya kırık zonu ile başlamakta, Kuzuluk Mevki'inde tek bir zon şeklinde kuzey doğuya doğru devam ederek, İner Yaylası üzerinden Asarcık Pb-Zn-U yatağı ile birleşmektedir. Bu cevherli fay zonu Sübak çevresinde 200-250 m. genişliktedir. Dereköy yöresinde ise bu genişlik artarak 1.5-2 km.'ye erişmektedir (Şekil 3). Buralarda faylar birbirlerine az çok paralel olarak uzanan ve çoğu cevherli, silisli, kaolenli, limonitli, kloritli, karbonatlı ve breşik zonlar şeklindedir.



Şekil 3. İner Yaylası Pb-Zn yatağının jeoloji haritası.

Figure 3. Geological map of the iner Yaylası Pb-Zn deposit.

Eosen sonrası KB-GD doğrultulu faylar, daha çok Eosen volkanitlerini etkilemiştir. Faylanmış kısımlarda tektonik deformasyon dışında hidrotermal alterasyon ve cevherleşme gözlenmemektedir. Bu fayların doğrultulan K50-60°B arasında değişmektedir. Eosen volkanitleri içerisinde KB-GD doğrultulu faylardan başka, Eğlence Deresi boyunca gelişen ve K80°D doğrultulu bir fay daha bulunmaktadır. Bu fayın kuzey bloku yükselirken güney bloku düşmüştür ve yüzeydeki görünür uzaklığı yaklaşık 5 km. kadardır (Şekil 2).

İNER YAYLASI CEVHERLEŞMELERİ

İner Yaylası cevherleşmeleri, Tutak Dağı'nın güneybatısında İner Yaylası çevresinde yer almaktadır (Şekil 2). Bu cevherleşmeler üzerinde Mortaş ve Ber-Oner Madencilik tarafından çok sayıda galeri, kuyu ve yarmalar açılmıştır. Bölgede bulunan cevherleşmeler üç cevherli zon ile temsil edilmektedir (Şekil 3). Bu zonlar güneyden kuzeye doğru şöyle sıralanmaktadır.

I. Zon: Azak-Yarar Ocağı Zonu

II. Zon:Aşçı Ocağı Zonu

III. Zon: Karadeniz Ocağı Zonu

I. Zon: Azak-Yarar Ocağı Zonu

Bu zon, İner Yaylası cevherleşmelerinin güney sınırını oluşturur (Şekil 3). Cevherleşmeler asidik piroklastik, dasitik ve andezitik kayalar içinde bulunmaktadır. Bu kayalar aşın derecede kaolenleşmiş, epidotlaşmış ve kloritleşmiştir. Bundan dolayı kayalar arazide yeşilimsi bir renk kazanmıştır. Azak-Yarar Ocağı Zonunun batı ucu K45°B/80°KD duruşlu eğim atımlı bir fayla atılmıştır. Zonun batı kısmının genişliği 45 m. ile başlamakta, Azak Ocağı civarında 52 m.'ye kadar ulaşmaktadır. Azak Ocağından sonra K60°D/85°GD duruşlu muhtemelen eğim atımlı bir fay ile zon 60 m kadar KD'ya doğru ötelenmiştir. Ötelenmenin ardından zonun doğuya doğru doğrultusu K40°B olarak 140 m devam etmekte ve daha sonra doğuya doğru 50°lik dirsek yaparak D-B şeklini almaktadır. D-B doğrultulu cevherli zon, Yarar Ocağı'ndan sonra yamaç molozu ve bitki örtüsünün zonu kapatması nedeniyle devamı izlenmemektedir. Yarar Ocağı çevresindeki iki damardan birinin genel tektoniği K60°-45°B/60°KD, diğersinin ise K45°D/58°KB şeklindedir. Azak Ocağı ile Yarar Ocağı arasında bu zonun dışında yaklaşık 1.5 m kalınlıkta galen ve kuvarsın hakim olduğu bir damar daha vardır. Bu damar önce D-B/80°K duruşlu, daha sonra küçük bir yan atımdan sonra doğrultusu KD istikametinde ilerleyip, Azak-Yarar Ocağı zonu ile birleşmektedir (Şekil 3).

Azak Ocağı cevherli zonu içindeki damarların eğimleri dik veya dike yakın olup, bu damarlarda galenit ve sfalerit makroskobik olarak görülebilmektedir. Bu da-

marlar cevherleşmenin oluşumu ve sonrasındaki küçük ölçekteki faylardan etkilenmiştir. Zon içinde cevherli damarların doğrultuları ise genellikle zona paraleldir. Ancak bazen zonu verevine kesen damarlar da vardır (Şekil 3).

Cevherli zon içinde yaygın olarak demir ve mangan oksit sıvamaları görülmektedir. Bu nedenle zon kahve-rengimsi-siyahımsı bir renk almıştır ve bu rengi ile sahada zonun sınırlarını yan kayalardan ayırmak oldukça kolaydır. Bu zonun batı kısmında önceden açılmış 3 adet galeri vardır. Ayrıca zonun özelliklerinin belirlenmesi için iki değişik yerden sondaj yapılmış, fakat bu sondajlar cevher kesmemiştir.

II. Zon: Aşçı Ocağı Zonu

Bu zon İner Yaylası cevherleşmelerinin ortasında yer alır (Şekil 3). Cevherleşmelerin yan kayacı olan asidik piroklastitler, dasitik ve andezitik kayalar, yoğun olarak silisleşmiş, killeşmiş ve epidotlaşmışlardır.

Aşçı Ocağı Zonunun doğrultusu boyunca uzunluğu yaklaşık 700 m. civarında olup, genişliği ise 100 m. ile 140 m. arasında değişmektedir. Bu zon üzerinde bulunan cevherli damarlar genellikle silisleşmiş, bazen de killeşmiş fay zonları ile ilişkilidir. Özellikle yüzeyde mostra vermiş silisli kısımlar, cevherleşmelerin aranması ve takip edilmesinde klavuz seviyeler olarak kabul edilmektedir. Aşçı Ocağı Zonu içerisinde bulunan cevherli damarlar, zonun batısında kalınlıkları 1 m ile 3.5 m arasında değişen 3 tane damar ile temsil edilmekte, orta kısma doğru yaklaştıkça yukarıdaki damarların devamı izlenememektedir. Aşçı Ocağı ile İner Yaylası yayla evlerinin bulunduğu bölge arasında yüzeyleme genişliği ve uzunlukları değişken yaklaşık doğu-batı doğrultulu 4 tane cevherli damar bulunmaktadır. Bunların kalınlıkları 8-10 m arasında değişmektedir. Aşçı Ocağından geçen K85°B/80°GB duruşlu damar tamamen faylanma ile ilişkili olup, görünür uzunluğu ve genişliği bu fay tarafından kontrol edilmektedir. Bu damarın çevresinde yer yer alunitli zonlar görülmektedir. Bu damar işletmeye inen yolun doğu kısmında da yaklaşık 100 m. kadar devam etmektedir. Halen cevherli damarı takiben yeni bir galeri açılmaktadır. En doğuda ise Yayla evlerinin bulunduğu yerlerde damarlar silisli kütleler şeklinde kendini göstermektedir. Silisli kütleler ile yan kayalar arasındaki dokanak genellikle faylıdır. Yayla evlerinin batısındaki faylar galeri ve yarmalardan da izlendiği gibi eğimleri düşey veya düşeye yakındır, doğrultuları ise genellikle doğu-batı şeklindedir. Buradaki damarlar cevherleşmenin oluşumundan sonraki küçük ölçekteki faylarla yer yer yanal olarak atılmışlardır. Damarlar alt kotlarda daha kalın olarak gözlenmekte ve üste doğru incelmektedir. Alt zonlar sülfür mineralleri bakımından baskın durumda iken, üst zonlarda sülfürler azalmakta bunun yerini karbonat, kuvars ve

barit gibi gang mineralleri almaktadır. Baritce zengin damarlar daha çok İner Yaylası'nın kurulduğu yerde yaygındır. Çubuksu şekilde izlenen barit kristallerinin uzunlukları yaklaşık 2 cm'yi bulmaktadır. Bu damarlarda bulunan baritin bir kısmı tavuklama yöntemi ile alınmış, sonra tekrar bırakılmıştır. Bu zon üzerinde 1988-1990 yılları arasında, doğrultuya dik olarak 7 adet sondaj yapılmıştır. Bu sondajlar kalınlıkları 5-6 m'yi veren cevherli zonlar kesmiştir. Halen burada iki tane galeri bulunmaktadır. Birisi Aşçı Ocağına diğeri ise yol kenarında görülen galeridir (Şekil 3).

III. Zon: Karadeniz Ocağı Zonu

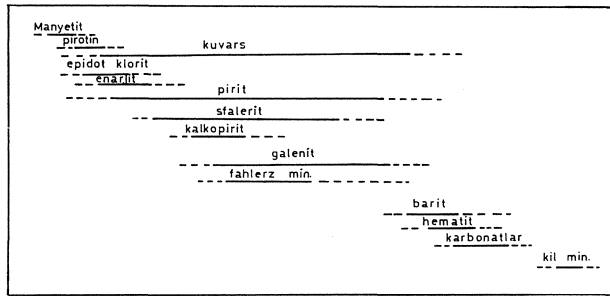
İner Yaylası cevherleşmelerinin kuzey sınırını oluşturur (Şekil 3). Cevherleşmeler dasitik ve andezitik kayalar içerisinde yer alır. Ana kayalar içerisinde hematitleşme, limonitleşme ve silisleşme yaygın olarak gözlenir. Bu zon iki ana damardan meydana gelmektedir (Şekil 3'de en kuzeydeki damarlar). Bunlardan bir tanesi 1760 kotunda başlayan ve Karadeniz Ocağı olarak da isimlendirilen damardır. Bu damar K80°B/70°GB duruşludur. Bu damarın kuzeyinde 1790 kotunda bulunan ikinci damarın duruşu ise K80°B/80°GB şeklindedir. Her iki damar yüzeyde yaygın bir silisleşme ile temsil edilmektedir. Silisli zonun kalınlığı galeri ağzlarında 18-20 m ile başlamakta ve doğruya doğru, doğrultusu boyunca bu kalınlık giderek incelmektedir. Bu iki damar üzerinde çok sayıda galeri, baca ve yarmalar açılmıştır. Ayrıca damarların doğrultuları boyunca 7 adet sondaj yapılarak damarların derinlere doğru olan devamlılığı irdelenmiştir (Şekil 3). Silisli zonlar düşey olarak izlendiğinde, zonun merkezi kısmında 3-4 m kalınlığında breşik bir zon bulunmaktadır. Bu breşik zon cevher zenginleşmesinin en fazla yoğunlaştığı yerlerdir. Karadeniz Ocağı cevher zonu yöredeki cevherleşmeler içerisinde Zn-Pb tenörü ve rezervinin en yüksek olduğu yerlerdir. Açılan iki galeriden bugüne kadar binlerce ton cevher çıkarılmış ve çıkarılmaya da devam edilmektedir.

Zengin cevher içeren breşik zondan yan kayalara doğru gidildikçe cevher mineralleri azalmakta, bunun yerine gang mineralleri baskın duruma geçmektedir. Gang minerali olarak kuvars, serisit, kalsit daha az olarak da kaolen ve hematit yer almaktadır. Cevher mineralleri sfalerit, galenit, pirit, kalkopirit, azurit-malakit ve limonit görülmektedir.

Bu zon boyunca düşey olarak herhangi bir mineral zenginleşmesi makroskobik olarak görülememektedir. Ancak alt galeride sfaleritin yanında galenit yaygın olarak görülürken, üste doğru galenit azalmakta ancak pirit ve kalkopirit artmaktadır. Sfalerit her kesimde bolca bulunmaktadır. Zirveye yakın kısımlarda kuvarsla birlikte yer yer çubuksu kristaller şeklinde barit yoğunlaşmaktadır.

CEVHER MİNERALOGİSİ

İnler Yaylası çevresinde bulunan cevherleşmeler damar tipi cevherleşmeler olup, daha çok kayalar içindeki fay zonları, kırık ve çatlaklarına yerleşmiştir. Masif damarların kalınlıkları birkaç cm'den 5-6 m'ye kadar ulaşmaktadır. Damarların orta kısımlarında masif ve ağısı yapıları cevher, kenarlara doğru gidildikçe saçınımlı cevhere geçiş göstermektedir. Ancak bunlar arasındaki geçişlerde kesin bir sınır yoktur. Yöredeki cevherleşmeler genelde silisli damarlar içinde bulunmaktadır. Cevherleşmeler mikroskopik olarak gang mineralleri içinde bazen ağısı dokulu, bazen de saçınımlı olarak izlenmektedir. Cevher mineralleri genelde iri ve büyük taneler şeklindedir. Çoğu kez cevher mineralleri, kuvars, karbonat, barit ve kaolen tarafından çevrelenmekte veya sarılmaktadır. Bu cevherleşmelere ait örneklerden yapılan kesitlerde modal olarak % 38-40 sfalerit, % 23-26 galenit, % 12-15 pirit, % 8-10 kalkopirit, % 3-5 hematit, % 3-4 fahlers ve % 5-7 diğerleri şeklinde dağılım göstermektedir. İnler Yaylası'nda bulunan damarlarda gözlenen cevher mineral parajenezi sfalerit, galenit, pirit, kalkopirit, enarjit, kovellin-kalkozin, limonit, pirotin, linneit, tetradrit-tennantit, manyetit, hematit, altait, tetradimit-tellurobizmutin, Bi-fahlers (vittişenit-empлектit), klaprotit (Bi-fahlers), altın ve barit şeklindedir (Şekil 4).



Şekil 4. Çalışma alanındaki cevher minerallerinin parajenetik ilişkileri.

Figure 4. The paragenetic relationships among ore minerals of the studied area.

Sfalerit: Genellikle özşekilli ve yarı özşekilli kristaller halinde, birbirine kenetlenmiş tanecikler şeklinde, özşekilli pirit ve kalkopiritin etrafını sarmış (Levha I, Şekil 1), bazen de kataklastik olarak cevherli damarlarda pirit, kalkopirit, galenit ve gang mineralleri ile birlikte bulunmaktadır.

İnler Yaylası ve çevresinde en baskın olarak görülen

sülfür mineralidir. Sfaleritin tane büyüklüğü üst kotlara doğru 1.5-2 cm'e erişirken, alt kotlarda tanelerin daha küçük ve ince taneli olduğu gözlenmiştir. Makroskopik olarak açık kahverengiden koyu kahverengiye doğru değişen bir renge sahiptir. İç yansımaları farklı olmakla birlikte demirce zengin olanlarda kırmızımsı-kahverengi, fakir olanlarda ise sarımsı kahverengidir. Bu olgu hem kimyasal analiz sonuçları hem de mikroskop çalışmaları ile doğrulanmaktadır. Sfalerit içinde bol miktarda kalkopirit ayrılmaları gözlenmektedir. Daha alt kotlarda ayrılma miktarı artmaktadır (% 10-15 hacim olarak), üst kotlarda ise sfalerit kristallerinin kenar kısımlarında ayrılmalar sıkça bulunurken, iç kısımlarında hemen hemen hiç görülmemektedir (Levha 1, Şekil 3). Fahlersin bol bulunduğu cevherli örneklerde sfalerit içinde kalkopirit ayrılmaları yanında fahlers ve altın ayrılmaları da bulunmaktadır. Bu ayrılmalar bazen çizgisel bazen de dairesel dizilimler göstermektedir. Ayrıca sfalerit içinde gül yumakları şeklinde manyetit ve hematit kapantıları da izlenmektedir. Kalkopirit içinde ise yer yer sfalerit yıldızcıklar şeklinde izlenmektedir. Bu yıldızcıklar bölgedeki cevherleşmelerin oluşum sıcaklığının yüksek olduğunu göstermektedir (Ramdohr, 1980). Bazı örneklerde ise sfalerit, kalkopirit ve fahlers tarafından sarılmaktadır.

Galenit: Galenit bölgedeki cevherleşmeler içinde sfaleritten sonra ikinci en yaygın sülfür mineralidir ve genellikle diğer sülfür mineralleri ile birlikte bulunur (Levha I, Şekil 1). Galenitin tane büyüklüğü cevherleşmelerin değişik kısımlarında farklı büyüklüklerde olmakla birlikte, ortalama olarak 0.1-1 cm arasında değişmektedir. Galenit, sfalerit, fahlers, pirit ve kalkopiritten sonra oluşması nedeniyle (Şekil 4), ya yukarıdaki minerallerin çevresini kuşatmış, ya da bu minerallerin çatlak ve boşluklarını doldurmuş durumda bulunmaktadır. Özellikle Karadeniz Ocağı cevher zonundaki damarlardaki galenitler, içerisinde ayrılmalar şeklinde kalkopirit, sfalerit, fahlers, klaprotit, tetradimit ve tellüro-bizmutin ve Bi-fahlers gibi mineraller içermektedir (Levha I, Şekil 4). Diğer zonlardaki galenitler içinde ayrılma şeklinde başka bir minerale rastlanmamıştır. Galenitler içindeki fahlers açık gri ile açık mavi arasında değişen renklerde izlenmektedir. Bu renk değişimi muhtemelen fahlersin yapısına giren As, Sb, Ag içeriğine bağlı olarak değişmektedir. Bi-fahlers ve altait, galenit içinde 150-200 mikron boyutunda ayrılmalar şeklinde görülmektedir (Levha 1, Şekil 5). Yüzeğe yakın bölgelerden alınan galenitler genellikle kenarları, dilinimleri ve çatlak yüzeyleri boyunca yer yer serüsit ve anglesite dönüşmüştür.

Pirit: İnceleme alanındaki cevherleşmelerde sfalerit ve galenitten sonra en çok görülen üçüncü sülfür mineralidir. Bölgedeki cevherleşmelerde her kesimde değişik oranlarda bulunmaktadır. Pirit genellikle özşekilli ve yan özşekilli taneler halindedir (Levha I, Şekil 2). Tane

İNLER YAYLASI Pb - Zn YATAKLARI

boyutları değişken olmakla birlikte genelde 100-200 mikron ile 2-3 mm arasında değişmektedir. Pirit sık olarak çubuk şeklinde hematit (70x300 mikron boyunda), manyetit, pirotin, sfalerit ve kalkopirit kapamaları içermektedir. Pirit diğer sülfür mineralleri, karbonat, kuvars, epidot, klorit ve serisit tarafından çevrelenmiştir ve genellikle kırık ve çatlakları ise, bu mineraller tarafından doldurulmuştur. Parlatılmış örneklerde pirit özşekilli iken, kalkopirit ise daha çok pirit tanelerinin arasını dolduran matriks malzeme şeklinde izlenmektedir (Levha I, Şekil 2 ve Levha II, Şekil 1). Bu durum piritin kalkopirite göre daha yaşlı ve erken oluştuğunu göstermektedir (Şekil 4). Ayrıca bazı piritler bazen elek dokulu bazen de zonlu yapı göstermektedir. Pirit manyetit ve hematitten sonra oluşmuştur ve bu nedenle manyetit ve hematiti ornatmıştır. Ancak kendinden sonra oluşan sfalerit, galenit, kalkopirit, fahlers ve kovellin-kalkozin tarafından ornatılmıştır (Levha II, Şekil 1).

Kalkopirit: Kalkopirit İner Yaylası Cevherleşmelerinde üst zonlara doğru artış göstermektedir. Daha çok pirit ve sfaleritin arasını doldurur şekilde izlenmektedir. Genellikle şekilsiz olarak gözlenen kalkopirit, içerisinde galenit, fahlers, enarjit, linneit ve altın ile beraber bulunmaktadır. Ayrıca kalkopiritler bol miktarda sfaleritler içinde ayrılmalar şeklinde görülmektedir. Bu ayrılmalar İner Yaylası'ndaki cevherleşmelerde en alt zonda daha sık olarak gözlenirken, üst zonlara doğru bu oran giderek azalmaktadır. Ayrılmalar bazen düzenli olarak sfaleritin kristalografik doğrultuları boyunca dizilirken, bazen de düzensiz olarak dağılmışlardır (Levha I, Şekil 3). Yine aynı şekilde kalkopirit içerisinde ise sfalerit yıldızcıklarına rastlanmaktadır. Bu yıldızlar cevherleşmenin oluşum sıcaklığının yüksek olduğunun belirteci olarak kabul edilmektedir (Ramdohr, 1980). Kalkopirit; sfalerit, pirit ve hematiti ornatmış, fakat galenit, fahlers ve enarjit tarafından ornatılmıştır (Levha II, Şekil 1). Kalkopirit genellikle iri sfalerit tanelerinin etrafını sararken, fahlers de aynı şekilde kalkopiritin etrafını sarmaktadır. Kalkopiritin kenar, dilinim ve çatlak yüzeyleri boyunca kovellin ve kalkozin oluşmuştur (Levha II, Şekil 1). Yüzeyle temas halinde olan kısımlarda ise oksitlenerek azurit ve malahite dönüşmüştür.

Enarjit [Cu₃AsS₄]: İner Yaylası Cevherleşmelerinde özşekilli pirit tanelerinin arasını dolduran kalkopirit içerisinde veya kenar kısımlarında bulunmaktadır (Levha II, Şekil 1). Enarjite genellikle fahlers de eşlik etmektedir. Enarjit genellikle düzensiz şekillerde bazen de düzgün kenarlara sahip taneler şeklinde izlenmektedir. Tane büyüklüğü en fazla 150-200 mikron boyutlarındadır ve çoğunlukla fahlers ve kalkopiriti ornatmıştır. Enarjit kenar ve çatlak düzlemleri boyunca yer yer kovellin ve kalkozine dönüşmüştür.

Fahlers [Cu₁₂(Sb,As)₄S₁₃]: Fahlers genellikle şekilsiz taneler veya tane yığılımları şeklinde galenit ve kalkopiritin içerisinde ve kenar kısımlarında bulunmaktadır (Levha II, Şekil 2). Ayrıca sfalerit içerisinde ayrılmalar halinde ve piritin kataklastik çatlaklarını doldurmuş olarak, tetradrit ve tennantit şeklinde izlenmektedir. Fahlers, sfalerit ve onu çevreleyen kalkopiriti konsantrik olarak sarmaktadır. Fahlers linneitin kalkopiriti ornatması sonucu, linneit ile kalkopirit arasında oluşmuştur. Levha II, Şekil 2'de görüldüğü gibi linneit fahlers tarafından çevrelenmektedir. Galenit içerisinde veya daha sık olarak kenar kısımlarında, daha düşük yansımali grimsi beyaz renkte, kenara paralel olarak uzanan kurtçuklar halinde fahlersler izlenmektedir. Kalkopirit, sfalerit ve pirit içindeki fahlerslerin yansıma renkleri açık mavi ile mavi arasında değişirken, galenit içindekiler ise daha çok grimsi beyaz renklerde olduğu izlenmektedir. Ayrıca galenit içerisindeki fahlers, bizmut ve tellür mineralleri ile yan yana bulunmaktadır ve içten dışa doğru klaprotit, tetradimit-tellürobizmutin ve fahlers şeklinde bir dizilim göstermektedir. Çoğu fahlerslerin kenar kısımları yer yer kovellin ve kalkozine dönüşmüştür.

Protin [Fe_{1-x}S]: Özşekilli pirit tanelerinin içinde 15-20 mikron boyutlarında, kalkopirit ile yan yana bulunmaktadır. Kalkopiritten anizotropisinin olması, piritin ise morumsu sarı rengi ile ayrılmaktadır. Genellikle şekilsiz ve yuvarlıgımsı, bazen de çubuksu şekillerde izlenmektedir. Yöredeki cevherleşmelerde seyrek görülen bir mineraldir. Sadece pirit içerisinde kapamalar halinde yer almaktadır.

Linneit [(Co,Ni,Fe,Cu)₃S₄]: İner Yaylası cevherleşmelerinde yalnız kalkopirit ve fahlers içerisinde görülmektedir (Levha II, Şekil 2). Kalkopirit içinde daha büyük şekilsiz taneler (50-100 mikron boyutlarında) halinde, fahlers içinde ise 25-30 mikron boyutlarında küçük taneler şeklinde izlenmektedir. Pembemsi veya krem beyazı renginde, izotrop ve rölyefinin içinde bulunduğu minerallere göre yüksek olmasıyla diğer minerallerden kolaylıkla ayrılırlar. Diğer bir mikroskobik özelliği ise linneitin genellikle birbirine yakın taneler şeklinde bir arada bulunmalıdır. Linneit yer yer kalkopirit ve fahlers tarafından ornatılmıştır.

Tetradimit ve tellürobizmutin [Bi₂Te₂S-Bi₂Te₃]: Bu iki mineral her oranda izomorf karışım kristali oluşturlar (Ramdohr, 1980) ve İner Yaylası Bölgesinde Karadeniz ocağı cevherli zonunda bulunan galenitler içerisinde klaprotit, Bi-fahlers, fahlers ve kalkopiritler ile yan yana görülmektedir (Levha I, Şekil 4). Bu mineral genellikle özşekilsiz taneler halinde, 15-20 mikron büyüklükte ve krem renkli olarak izlenmektedir. Yansıma renklerinin beraber bulunduğu minerallere göre yüksek olması nedeniyle diğer minerallerden rahatlıkla ayrılmaktadır.

Bi-fahlers [(Pb,Cu)₂BiS₃]: Bu mineral diğer bizmut ve tellür mineralleri ile beraber galen içerisinde yer almaktadır (Levha I, Şekil 4). Morumsu mavi renkli ve şekilsiz taneler halinde izlenmektedir. Fazlaca yaygın görülen bir mineral değildir.

Klaprotit [Cu₆Bi₂S₉]: Galenit içerisinde bazen yuvarlağımsı bağımsız taneler halinde, bazen de diğer bizmut mineralleri ile yan yana bulunmaktadır (Levha I, Şekil 4). Sarımsı beyaz renge sahip olup, tane büyüklükleri 10-15 mikron civarındadır. Çoğu kesitlerde tetradimit ve tellürobizmutin tarafından çevrelenmektedir.

Altait [PbTe]: Galenit içerisinde beyaz renkli, üçgen ve elipsoidal şekillerde bağımsız taneler halinde yer almaktadır (Levha I, Şekil 5). Reflektivitesinin yüksekliği ile galenden kolaylıkla ayrılmaktadır. Tane büyüklüğü 15-20 mikron arasındadır.

Altın [Au]: Altın kalkopirit, pirit, galenit ve kuvars içinde bulunmaktadır (Levha I, Şekil 6). Tane büyüklüğü 8-10 mikron civarındadır ve reflektivitesinin yüksek oluşu ile beraber bulunduğu minerallerden kolaylıkla ayrılmaktadır. Altın bazen de sfalerit içerisinde yer alan kalkopirit ayrılmaları içerisinde de izlenmektedir.

Kovellin-kalkozin [CuS-Cu₂S]: Çoğunlukla kalkopirit, enarjit ve fahlersin dönüşmesiyle meydana gelmiştir (Levha II, Şekil 1). Kovellin-kalkozin, kalkopiritin çatlak ve kenarlarında, kalkopirit-enarjit dokanalarında ve fahlersin kenar, dilinim ve çatlakları boyunca sık olarak görülmektedir. Bazen de sfalerit içinde ayrılım halindeki kalkopiritlerin dönüşümü veya galenit içindeki çatlaklarda ve Bizmut mineralleri ile galenit arasındaki sınırlarda yaygın olarak izlenmektedir.

Manyetit: Bölgedeki cevherleşmelerde ender görülen minerallerdendir. Damarların üst kısımlarında sfalerit ve pirit içinde gül yumaklarına benzeyen şekilde bulunmaktadır. Tane büyüklüğü 70-100 mikron arasında, yansıma ve röliyefinin sfalerit ve hematite göre daha farklı olmasıyla diğer minerallerden kolaylıkla ayrılır.

YAN KAYAÇ ALTERASYONU

İnler Yaylası Pb-Zn cevherleşmeleri çevresinde bulunan yan kayaçlar, genellikle içerisinden geçen cevherli hidrotermal çözeltiler tarafından yoğun bir şekilde alterasyona uğratılmışlardır. Tutak Dağı ile Sübak köyü arasındaki fay zonu hidrotermal çözeltilerden işlevi sonucu yoğun olarak cevherleşmiş ve alterasyona uğramıştır (Şekil 2). Yörede izlenen yoğun alterasyon ile tektonizma ve cevherleşme arasında yakın bir ilişki vardır. Bu ilişki hem saha gözlemleri hem de mikroskopik gözlemlerle desteklenmelidir.

Bölgede tüm plutonik ve volkanik kayaçlar az veya çok oranda altere olmuşlardır. Ancak Üst Kretase Volkanitleri ve Üst Kretase-Paleosen yaşlı plutonik kayaç-

lar yoğun olarak hidrotermal kökenli bir alterasyonun etkisi altında kalmıştır. Hidrotermal alterasyon geniş alanlar kaplayan Üst Kretase Volkanitlerini yersel olarak etkilemiştir. Bazı kısımlar yoğun alterasyona uğramış, bazı kısımlar ise daha az alterasyona uğramışlardır. Özellikle riyodasit, dasit ve andezitik kayaçlar ile piroklastitler içerisinde görülen plajiyoklazlar ve mafik mineraller aşırı derecede alterasyona uğrayarak karbonatlaşmış, kloritleşmiş ve epidotlaşmıştır. Alterasyonun derecesi belirli tektonik hatlar boyunca artmaktadır. Bu tektonik hatlar genellikle fay ve kırık zonlarıdır. Böyle kırık zonlar her zaman bölgede cevherleşmelerin aranması ve geliştirilmesi için kılavuz seviyeler olarak kabul edilmektedir ve çoğu altere olmuş kısımlar bünyesinde cevher bulundurmaktadır.

Silisleşme, küleşme, karbonatlaşma, hematitleşme, kloritleşme, epidotlaşma, serisitleşme ve limonitleşme bölgede sıkça izlenen alterasyon türleridir. Yüzye özellikle cevherleşmeler ile iç içe yer alan silisleşme, killeşme ve hematitleşme arasında yakın bir ilişki vardır. Bu ilişki silisli kısımların sert ve aşınmamış olması, killeşme ve hematitleşmenin renginin yan kayaçlardan farklı olmasından kaynaklanmaktadır. Bu olay İnler Yaylası cevherleşmelerinde açık olarak görülmektedir. Özellikle yüzye silisleşmiş sert kısımlar derinlere doğru tamamıyla sülfürlü cevherleşmeler ile temsil edilmektedir.

İnler Yaylası bölgesinde cevherleşmelerin konumu belirlemek amacıyla farklı yerlerde çok sayıda sondaj yapılmıştır. Bu sondajlardan 6 tanesinden düzenli olarak yan kayaç ve cevherli örnekler derlenerek, laboratuvarında ince ve parlak kesitleri yapılmıştır. Bu kesitlerin incelenmesi sonucu cevherli damarlar ile yan kayaç alterasyonu arasındaki ilişki, derinlere doğru alterasyon farklılaşmasının olup olmadığı, yaygın alterasyon türleri, geometrisi ve özellikleri saptanmaya çalışılmıştır.

DS.90/1, DS.90/2, DS.90/3-4, DS.90/5, DS.90/6, DS.89/7 ve DS.89/6 nolu sondajlardan ölçekli kuyu logları hazırlanarak, buralardaki alterasyon türleri ve değişimleri incelenmiştir. Buna göre incelenen tüm sondaj logları dikkate alındığında aşağıdaki sonuçlar çıkarılmıştır;

Çoğunlukla yan kayaç içerisinde tek alterasyon türü egemen durumda olmayıp, genellikle bir kaç tanesi bir arada bulunmaktadır. Ancak bir-iki alterasyon daha baskın diğerleri ise, daha az olarak izlenmektedir.

Cevherleşmelerin bulunduğu damar ve çevresindeki yan kayaçlarda, silisleşme ve karbonatlaşmanın oransal olarak arttığı ve cevher minerallerinin çevresinin önce kuvars daha sonra da karbonat tarafından sarıldığı saptanmıştır (Levha II, Şekil 4). Bazen de Levha II, Şekil 3'de olduğu gibi cevherli bir damarda, cevher minerali-

nin iç kısımları silis, kenar kısımları ise epidot, klorit ve karbonat tarafından sarılmıştır.

Bölgede yapılan 6 adet sondajdan düzenli olarak karot örnekleri alınmış ve bunların ince kesitleri yapılarak, mikroskopta incelenmiştir. Böylece her sondaja ait ölçekli kuyu logları hazırlanmıştır (Şekil 4). Bu loglar 1/2.000 ölçekli jeolojik haritadan (Şekil 3) da yararlanarak hazırlanan yatay jeolojik kesit üzerine yerleştirilerek, derinlere doğru olan alterasyon değişimi saptanmıştır (Şekil 5).

DS.90/1 nolu sondajda kuyu boyunca 6 ayrı cevherli zon belirlenmiştir. Bu cevherli zonların toplam kalınlığı yaklaşık 12-13 m. arasındadır (Şekil 7). Söz konusu zonlarda cevher masif, ağısı ve çoğu zaman da saçınımlı halde bulunmaktadır. Cevherli zonlar ve yakın çevresinde bulunan kayalarda silisleşme ve karbonatlaşma daha baskın olarak izlenmektedir. Derinlere doğru ise belirgin bir zonlanma veya farklılaşma gözlenmemiştir. Diğer sondajlardan farklı olarak sondajın ilk metrelerinde sık sık barit oluşumlarına da rastlanmaktadır. Bu sondajda baskın olarak izlenen alterasyonlar silisleşme, karbonatlaşma ve killeşme olup, daha az olarak da kloritleşme yer almaktadır.

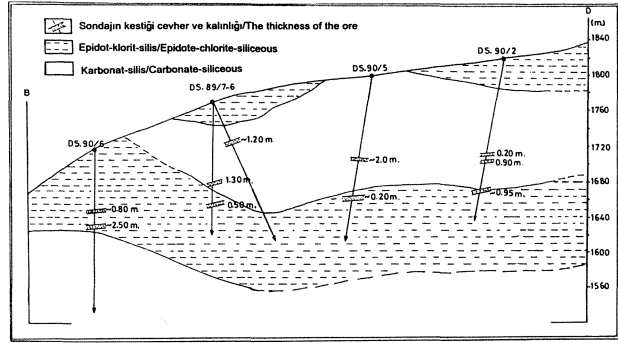
DS.90/2 nolu sondaj da bir önceki sondajda olduğu gibi cevherli damar ve çevresinde silisleşme ve karbonatlaşma en baskın alterasyon türü olarak izlenmektedir. Bu sondajda ilk 50 m. kloritleşme ve epidotlaşmanın yoğun olduğu görülmekte, 160 m.'ye kadar genellikle karbonatlaşma ve silisleşme, daha az olarak da kloritleşme izlenmekte, bu metreden sonra kuyu sonuna kadar tekrar epidotlaşma ve kloritleşmenin baskın duruma geçtiği gözlenmektedir. Sondaj farklı seviyelerde toplam olarak 2 m kalınlığında ağısı ve saçınımlı halde cevher kesmiştir (Şekil 5).

DS.90/5 nolu sondajda üst zonalardaki yan kayada tamamıyla karbonatlaşma ve silisleşme hakim durumda iken, yaklaşık 115 m.'den sonra, üst seviyelerde gözlenmeyen kloritleşme ve epidotlaşma ortaya çıkmakta ve bunların miktarı derinlere doğru gittikçe artmaktadır. Yan kayada içinde tüm sondaj boyunca her yerde saçınımlı olarak piriti görmek mümkündür. Aynı şekilde 95 ve 140. metrelerde saçınımlı halde 2.20 m kalınlığında cevherli damara rastlanmıştır (Şekil 5).

DS.90/6 nolu sondajda, yüzeye yakın kısımlarda kloritleşme ve epidotlaşma çok yoğun olarak görülmektedir. 110. m'den sonra karbonatlaşma ve silisleşme miktarı artmaktadır. Ancak bu derinlikten sonra kloritleşme ve epidotlaşma ise hiç izlenmemektedir. Üst zonlarda yer yer karbonatlaşma da görülmektedir. Bu sondaj boyunca yine ağısı ve saçınımlı cevhere rastlanmıştır (Şekil 5).

DS.89/7 ve DS.89/6 nolu sondajlar aynı yerde fakat

farklı yönlerde yapılmıştır. Her iki sondajın ilk metrelerinde kloritleşme ve epidotlaşma yaygın iken, daha sonraları karbonatlaşma ve silisleşme artmaktadır. Kuyu sonuna doğru ise kloritleşme ve epidotlaşma yeniden baskın duruma geçmektedir. Levha II, Şekil 3, bu son-



Şekil 5. Karadeniz Ocağı cevherli zonunda düşey olarak izlenen alterasyon zonlanması.

Figure 5. Vertical alteration zones in mineralized zones of Karadeniz Mine.

dajın 174. metresinden alınan örnekten çekilmiştir (Şekil 4). DS.89/7 nolu sondaj ağısı ve saçınımlı olarak 1.80 m. DS.89/6 nolu sondaj ise saçınımlı olarak 1.20 m cevher kesmiştir (Şekil 5).

DS.90/1 nolu sondaj dışındaki DS.90/2, DS.90/3-4, DS.90/5, DS.89/6-7 ve DS.90/6 nolu sondajlar Karadeniz Ocağı Zonu üzerinde yapılmıştır (Şekil 3). Bu sondajlar Karadeniz Ocağı cevherli zonunun derinlerdeki değişimini incelemek amacıyla düşünülmüş sondajlardır. Topoğrafya da dikkate alınarak buradaki alterasyonun derinlere doğru olan değişim veya farklılaşmaları yatay jeolojik kesitte birleştirilmiş ve biraz da basitleştirilerek, Şekil 5'deki gibi bir sonuca varılmıştır. Buna göre en üstte kloritleşme + epidotlaşma + silisleşme, onun altında karbonatlaşma + silisleşme, daha alta yeniden kloritleşme + epidotlaşma + silisleşme ve en altta da tekrar karbonatlaşma + silisleşmenin hakim olduğu bir alterasyon zonlanmasının varlığı ortaya çıkarılmıştır (Şekil 5).

Yukarıdaki gibi bir alterasyon zonlanmasının değişik nedenleri olabilir. Birinci neden alterasyona uğrayan yan kayacın litolojik farklılığından kaynaklanabilir. Cevherli ve altere zon dışında bulunan Üst Kretase volkanitlerinin petrografisi, volkanitlerin farklı kısımlarda farklı litolojilerin geliştiğini göstermektedir. Örneğin mafik minerallerce zengin kayaların [andezit, dasit, piroklastit (volkanik breş)] alterasyon ürünleri daha çok

kloritleşme+epidotlaşma şeklinde iken, mafik minerallerce fakir kayaçların (tüfit) alterasyon ürünleri ise genellikle karbonatlaşma ve silisleşme şeklinde görülmektedir. Diğer bir neden ise hidrotermal çözeltilerin bileşiminden kaynaklanabilir. Farklı bileşime sahip çözeltilerin yan kayacı etkilemesi sonucu farklı türde alterasyonlar gelişebilir.

Cevherleşmelerin herhangi bir alterasyon zonlanmasını özellikle seçmiş olduğunu söylemek oldukça zordur. Zira cevherli damarlar hem karbonatlaşma+silisleşme, hem de kloritleşme + epidotlaşma + silisleşme gibi altere zonların her ikisinin içerisinde de görülmektedir.

Bölgede silisleşme, karbonatlaşma, killeşme, kloritleşme, epidotlaşma, hematitleşme, piritleşme, opaklaşma, serisitleşme ve limonitleşme gibi alterasyonlar izlenmektedir. Burada görülen alterasyon mineral topluluğu Evans (1980) ve Barnes (1979)'a göre düşük ve orta sıcaklıkta izlenen alterasyon türleridir ve ortalama sıcaklıkları 200°-300°C arasındadır.

CEVHER KİMYASI

Yöredeki damarların kimyasını belirlemek amacıyla değişik mostralardan alınan çok sayıda cevherli örneğin analizi yapılmıştır. Bu analizlerin yapılmasında yaş kimyasal analiz yöntemi kullanılmıştır. Bunun için bölgedeki damarları temsil eden örnekler seçilmiştir. Seçilen bu örnekler 80 mesh boyutunda toz haline getirilmiştir. Çözündürme işlemi için tam 0.1 gr. toz örnek kröze içinde tartılıp, 10 ml %10w/v'luk tartarik asit çözeltisi ve 6 ml. derişik nitrik asit eklenerek krözenin kapağı kapanmıştır. Etüvde 110° C sıcaklığa gelmesi beklendikten sonra, çözelti süzgeç kağıdından süzülerek 100 ml'lik hacime saf suyla tamamlanmıştır. Kröze, kapak ve süzgeç kağıdı üzerinde kalmış kalıntılar dikkatle yıkanarak şişe hacmine tamamlanmış ve analiz işlemine geçilmiştir.

Eldeki analiz sayısının elementler arasındaki ilişkileri yorumlamak için az olması ve daha çok ana elementleri içermesinden dolayı, bölgede daha önceleri çalışmış (Karaoğlu, 1985; Ayan, 1991) araştırmacıların yapmış oldukları analizlerden de yararlanılmıştır.

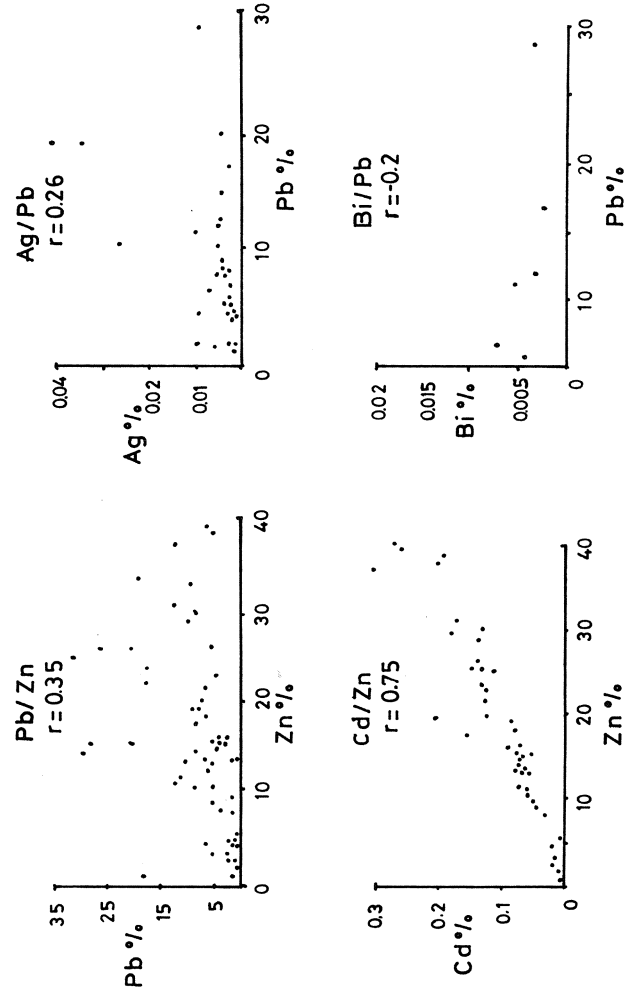
Bölgedeki cevherler ana metal olarak Pb, Zn, Cu içermektedir. Pb içeriği ağırlıkça % 35'e ulaşan örnekler vardır. Ber-Oner madencilik şirketinin ürettiği cevherin 1990 yılı Pb ortalama tenörü %8.0'dir. Zn için ise ortalama tenor % 10.2 civarındadır. Cu için ortalama tenor % 2.4'dir. Yukarıdaki ana elementler yanında yan ürün olarak değerlendirilebilecek metaller ise Cd, Ag, As, Sb ve Bi'dur. Analizi yapılan örneklerde Cd içeriği % 0.2 - 0.07, Ag tenörü ise aynı analizlerde 40 ile 90 ppm arasında değişmektedir. As, Sb ve Bi çok az örnekte analizi yapılmıştır. As %0.35-1.74, Sb ise % 0.27-0.03 arasında değişmektedir.

Bu sonuçlardan hareket ederek Cd/Zn, Pb/Zn, Ag/Pb

ve Bi/Pb elementleri arasındaki ilişkiyi araştırmak amacıyla değişim diyagramları yapılmıştır (Şekil 6).

Buna göre Cd/Zn diyagramına bakıldığında, Cd ile Zn arasında doğrusal bir ilişki vardır. Zn'nun artması ile birlikte Cd miktarında da bir artış gözlenmektedir. Maksimum Cd içeriği %37.4'e karşılık %0.3 Cd şeklindedir (Şekil 6).

Pb/Zn diyagramında ise genelde birisi artarken diğeri de artmaktadır. Ancak bunun bazı tersi durumlarda olmaktadır. Aynı şekilde Zn değerinin % 10-28 olduğu kısımlarda Pb değerinin oldukça yüksek, Zn'nun %10'dan küçük ve %28'den büyük olduğu değerlerde ise Pb'nun genellikle düşük olduğu gözlenmiştir (Şekil 6).



Şekil 6. Inler Yaylası Pb-Zn yatağındaki elementler arasındaki değişim diyagramları.

Figure 6. Variation diagrams of the elements analyzed in the Inler Yaylası Pb-Zn deposit.

İNLER YAYLASI Pb - Zn YATAKLARI

Bi/Pb diyagramında analiz sayısının azlığından dolayı belirli bir sonuç ortaya koymak oldukça zordur. Ag/Pb diyagramında, Ag'ün genellikle 100 ppm'in altında olması nedeniyle Pb ile olan ilişkisi saptanamamıştır. Buradan da anlaşılmaktadır ki galenitler içindeki gümüş içeriği oldukça düşüktür (Şekil 6).

Bölgede yapılan sondajlı çalışmalardan DS.90/1 nolu sondaja ait kuyu logu Şekil 6'da verilmiştir. Bu sondajda derinlere doğru olan cevherli zonlar ve bu zon boyunca Pb, Zn ve Cd değişimi irdelenmiştir (Şekil 7). Söz konusu metaller cevherli zonlar dışında yan kayaç içinde herhangi bir değer vermemekte, buna karşılık cevherli damarlarda Pb, Zn ve Cd değerlerinin hepsinde önemli bir artış gözlenmektedir. Örneğin 136-138. metreler arası Pb %36, Zn %26, Cd %0.11 gibi yüksek değerler vermiştir. Cd değişimi daha önceki şekillerde de olduğu gibi Zn artışına bağlı olarak burada da artmaktadır (Şekil 7).

SONUÇLAR VE TARTIŞMA

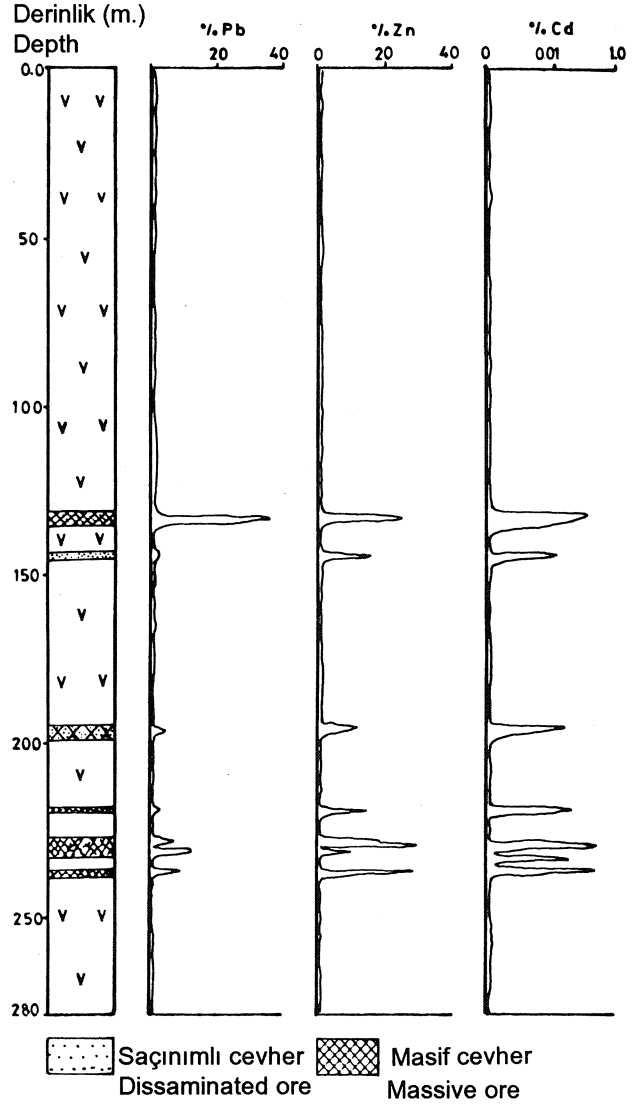
1. İner Yaylası Pb-Zn yatağı çevresinde Üst Kretase'den Pliyo-Kuvaterner'e kadar değişik zaman aralıklarında oluşmuş volkanik, sedimenter ve plutonik kayalar bulunmaktadır. Bu birimler yaşlıdan gence doğru şöyle sıralanmaktadır; Üst Kretase yaşlı volkanik ve sedimenter kayalar, Paleosen yaşlı plutonik kayalar, Eosen yaşlı volkanitler ve Pliyo-Kuvaterner yaşlı volkanitler.

2. İnceleme alanı Üst Kretase ve sonrasında yaklaşık K-G yönlü, bazen sıkışma bazen de genleşme tektoniğinin etkisinde kalarak yoğun olarak faylanmıştır. Bu fayların doğrultulan genelde KD-GB ve KB-GD şeklindedir. Bunlardan KD-GB olanları Eosen öncesinde meydana gelmiştir ve içerisinde cevher bulunmaktadır. KB-GD doğrultulu olanlar ise Eosen sonrasında meydana gelmiştir ve bünyesinde cevher bulundurmamaktadır.

3. İner Yaylası Pb-Zn yatağı yörede ekonomik olarak işletilen tek Pb-Zn yatağıdır. Bu yatak D-B doğrultulu yaklaşık birbirine paralel üç cevherli zondan ibarettir. Bu zonlardan Karadeniz ve Aşçı Ocağı cevherli damarlarında halen üretim devam etmekte; Azak-Yarar Ocağında ise üretime yönelik herhangi bir çalışma yapılmamaktadır. Damarlar alt kotlarda daha kalın ve sülfür içeriği oldukça fazla iken, üst kotlara doğru damarların kalınlıkları incelmekte ve sülfür içeriği düşmektedir. Üst kotlarda sülfür minerallerinin yerini genellikle silis, karbonat ve barit almaktadır. Bölgedeki cevherli damarlar cevherleşmelerin oluşumundan sonraki zamanlarda, damarları verevine kesen küçük ölçekteki faylarla yer yer kesilmiş ve ötelenmiştir.

4. İnceleme alanında yer alan damarlarda yapılan mineralojik çalışmalar sonucunda sfalerit, galenit, pirit,

kalkopirit, fahlers (tetraedrit-tennantit), enarjit, linneit,



Şekil 7. DS 90/1 nolu sondajda cevherli zonlar ve bu zonalardaki Pb, Zn ve Cd tenörünün derinlere doğru olan değişimi.

Figure 7. Mineralized zones and vertical Pb, Zn and Cd variations along drill hole no; DS 90/1.

piritin, kovellin - kalkozin, tetradimit ve tellürobizmutin, Bi - fahlers (vittişenit, emplektit), altait, altın, hematit, manyetit, barit ve kuvars gibi minerallerin varlığı saptanmıştır. Bu minerallerden linneit, altait, tetradimit-tellüro-bizmutin ve Bi-fahlers sadece İner Yaylası bölgesinde bulunmaktadır. Altın kalkopirit, galen ve kuvars ile birlikte, hemen hemen tüm cevherleşmelerde çok küçük taneler halinde izlenmektedir. Barit İner Yaylası cevherleşmelerin üst kısımlarında bolca bulunmaktadır.

5. Bölgedeki damarlarda cevher mineralleri genellikle ağsı, saçmımlı ve masif şekilde yer almaktadır. Bunun dışında yöredeki mineraller üzerinde yapılan mikroskobik çalışmalar sonucunda değişik büyüme, eksolüsyon ve ornatma dokuları izlenmektedir.

İnceleme alanında en sık görülen büyüme dokuları granüler, porfirik ve poikilitik dokudur. Granüler doku bölgelerdeki cevherleşmelerde en yaygın görülen büyüme dokusudur. Burada minaraller yaklaşık aynı büyüklükte, özşekilli ve yan özşekilli tanelerden oluşmaktadır. İri ve özşekilli taneleri pirit ve sfalerit, matriks malzemeyi ise fahlers ve kalkopirit meydana getirmektedir. Poikilitik doku İner Yaylası piritlerinde sıkça gözlenmektedir, iri taneli piritler içerisinde galenit, sfalerit ve kalkopirit bulunmaktadır. Bu doku, piritin içinde yer alan minerallerin, kristalleşmenin başlamasıyla birlikte, piritin içinde hapsolması sonucu oluşmuşlardır (Ineson, 1989).

Eksolüsyon dokuları yörede sıkça görülmektedir. Sfaleritler bol miktarda kalkopirit ve fahlers ayrılımlı içermektedir. Aynı şekilde kalkopiritler içerisinde sfalerit yıldızcıklar bulunmaktadır. Bu dokular cevherleşmenin oluşum sıcaklığının kısmen yüksek olduğunun belirteci olarak kabul edilmektedir (Ramdohr, 1980).

6. Bölgedeki cevherleşmeler ana metalik element olarak Zn, Pb ve Cu içermektedir. Bu ana elementlerin yanında yan ürün olarak değerlendirilebilecek elementler ise Cd, Ag, As, Sb ve Bi'dur. Elementler arasındaki ilişkileri değerlendirmek amacıyla değişim diyagramları hazırlanmıştır. Bu diyagramlara göre Cd ile Zn arasında doğrusal bir ilişki vardır. Yani birisi arttıkça, diğeri de artmaktadır. Ancak Ag ve Bi ile Pb arasında herhangi bir ilişki ortaya konamamıştır. Bu belki de analiz sayısının azlığından kaynaklanmaktadır.

7. İner Yaylası Pb-Zn yatağı, hidrotermal çözeltiler

rin işlevi sonucu yoğun olarak cevherleşmiş ve alterasyona uğramıştır. Burada genelde silisleşme, karbonatlaşma, kloritleşme, killeşme, epidotlaşma, limonitleşme, hematitleşme ve serisitileşme gibi alterasyonlar izlenmektedir. Bu alterasyon mineral topluluğu Evans (1988) ve Barnes (1979)'a göre düşük ve orta sıcaklıkta görülen alterasyon türleridir ve ortalama sıcaklıkları 200-300°C arasındadır.

Cevherleşmelerin yüksek sıcaklıkta oluşum özelliği sunması ve alterasyonlarında bağlı olarak daha düşük sıcaklıkta oluştuğunu gösteren verilerin bulunması, hidrotermal çözeltilerin özelliklerinin zamanla değiştiğini göstermektedir.

İner Yaylası çevresinde sondajlı çalışmalar sonucunda derinlere doğru karbonatlaşma+silisleşme ve kloritleşme + epidotlaşma + silisleşme şeklinde düşey bir zonlanma gözlenmektedir. Bu zonlanma farklı bir bileşime sahip dasit ve andezitik kayalar ile piroklastik kayaların hidrotermal çözeltilerin etkisi altında kalması sonucu oluşmuştur. Mafik minerallerce zengin dasit ve andezitik kayalarda daha çok kloritleşme + epidotlaşma 4- silisleşme gibi alterasyonlar gözlenirken, piroklastitlerde ise genellikle karbonatlaşma+silisleşme gibi alterasyonlar görülmektedir.

KATKI BELİRTME

Bu makale doktora tezi çalışmasından yararlanarak hazırlanmıştır. Çalışmalarımız sırasında yardımlarını gördüğümüz Ber-Oner Madencilik Şirketi çalışanlarına ve Çinkur Jeoloji Yüksek Mühendislerinden sayın Hüsnü AKYOL'a teşekkür ederiz.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Akyol, H., 1991, Şebinkarahisar-Dereköy Pb-Zn cevherleşmesi ön rapor: Etibank (Çinkur), (yayınlanmamış), Kayseri.
- Ayan, Z., 1991, Şebinkarahisar'ın (Giresun) kuzeybatısındaki Pb-Zn-Cu cevherleşmelerinin mineralojik ve jeokimyasal incelenmesi ve kökensel yorumu: DEÜ Fen Bilimleri Ens. Doktora Tezi, 175 s. (yayınlanmamış), İzmir.
- Barnes, H.L., 1979, Geochemistry of hidrotermal ore deposits: John Wiley-Sons Inc., 798 p.

İNLER YAYLASI Pb - Zn YATAKLARI

Bektaş, O., 1986, Doğu Pontid ark-gerisi bölgelerinde paleo-
stres dağılımı ve çok safhah rifleşme: MTA Dergisi
103/104, 16-39, Ankara.

Evans, A.M., 1988, Introduction to ore geology, Blackwell Sc.
Publication, Oxford, 231

Ineson, P.R., 1989, Introduction to practical ore microscopy:
Longman Earth Science Series, p. 181, London.

Karaoğlu, N., 1985, İner Yaylası (Şebinkarahisar) Pb-Zn-U
yataklarının jeolojisi: DEÜ. Fen Bilimleri Enst.Yüksek
Lisans Tezi 93 s. 2ek. (yayınlanmamış), İzmir.

Ramdohr, P., 1980, The ore minerals and their intergrowths,
1202P- Pergamons Press, Toronto.

Şaşmaz, A., 1993, Tutak Dağı Güneybaüsındaki Pb-Zn Ya-
takları: F.Ü. Fen Bilimleri Enst. Doktora tezi,
98s. 2ek, (yayınlanmamış) Elazığ.

LEVHA-I

Şekil 1. İnler Yaylası cevherleşmelerine ait galenit (gl), sfalerit (sf), kalkopirit (kp) ve piritin (py) mikroskoptaki görünümü. Büyültme x 100.

Figure 1. General microscopic appearance of galena (gl), sphalerite (sf), chalcopyrite (kp) and pyrite (py) of İnler Yaylası Deposits. Magnification x 100.

Şekil 2. Özşekilli piritlerin (py) arasını dolduran kalkopiritler (kp). Büyültme x 100.

Figure 2. Chalcopyrites filling spaces between euhedral pyrite grains. Magnification x 100.

Şekil 3. Sfalerit (sf) içinde belirli kristalografik düzlemler boyunca yerleşmiş kalkopirit (kp) aynımları. Büyültme x 200.

Figure 3. Chalcopyrite exsolutions emplaced in crystallographic directions of sphalerite. Magnification x 200.

LEVHA-II

Şekil 1. Piritlerin (py) arasını dolduran kalkopiritlerle (kp) birlikte bulunan enarjit (en), kovellin-kalkozin (kk) ve galenin (gl) mikroskoptaki görünümü. Büyültme x 100.

Figure 1. Microscopic view of pyrite (py), chalcopyrite (kp), enargite (en), covellite-calcotite (kk) and galena (gl). Magnification x 100.

Şekil 2. Kalkopirit (kp) içerisinde yer alan linneit (In) taneleri ve bunları çevreleyen fahlersin görünümü. Büyültme x 200.

Figure 2. Appearance of linnesite (In) and surrounding fahlore in chalcopyrite (kp). Magnification: x200.

PLATE-I

Şekil 4. Galen (gl) içindeki Bi-fahlers (Bi-fh), tetradymit-tellürobizmutin (tt), klaprotit (ki), kalkopirit (kp) ve kovellin-kalkozinin (kk) mikroskoptaki görünümü. Büyültme: x 1000.

Figure 4. Microscopic view of galena (gl), Bi-fahlores (Bi-fh), in galena, tetradymit-tellurobismutine (tt), klaprotite (kl), chalcopyrite (kp) and covellite-chalcocite (kk). Magnification x 1000.

Şekil 5. Galen (gl) içinde bulunan altait (al) taneleri. Büyültme: x 200.

Figure 5. Altaite (al) grains in galena (gl). Magnification: x 200.

Şekil 6. Pirit (py) ve kalkopirit (kp) içinde yer alan altın (Au) taneleri. Büyültme x 200.

Figure 6. Gold (Au) inclusions in pyrite (py) and chalcopyrite (kp). Magnification: x 200.

PLATE-II

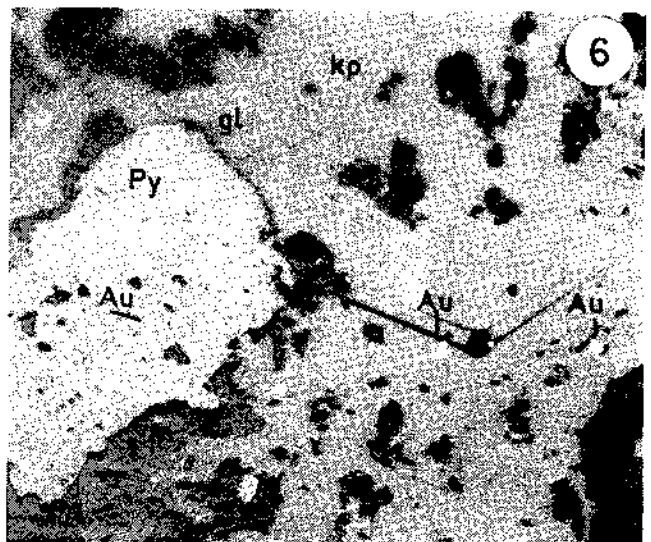
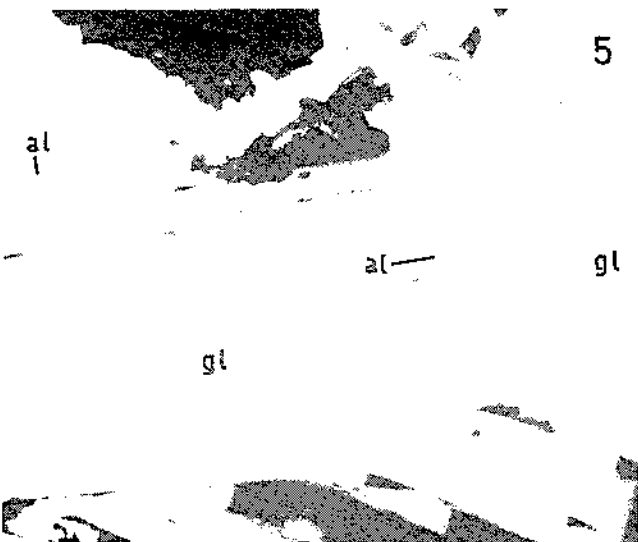
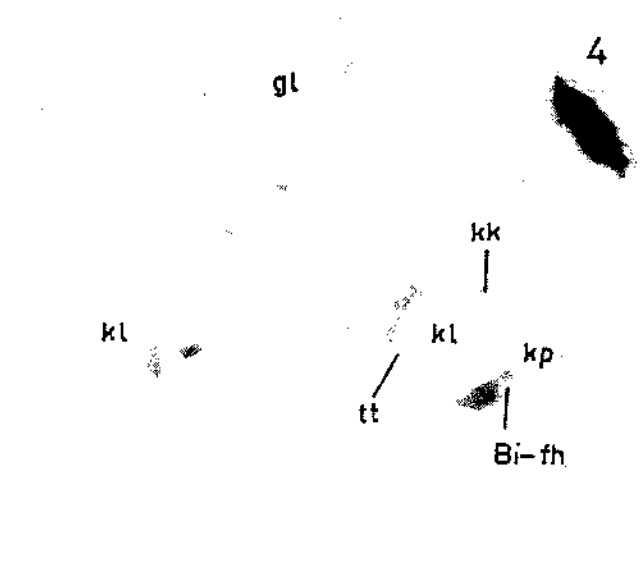
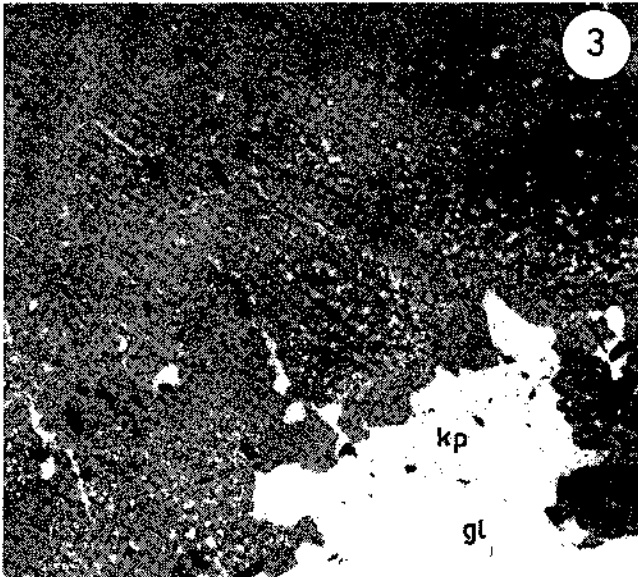
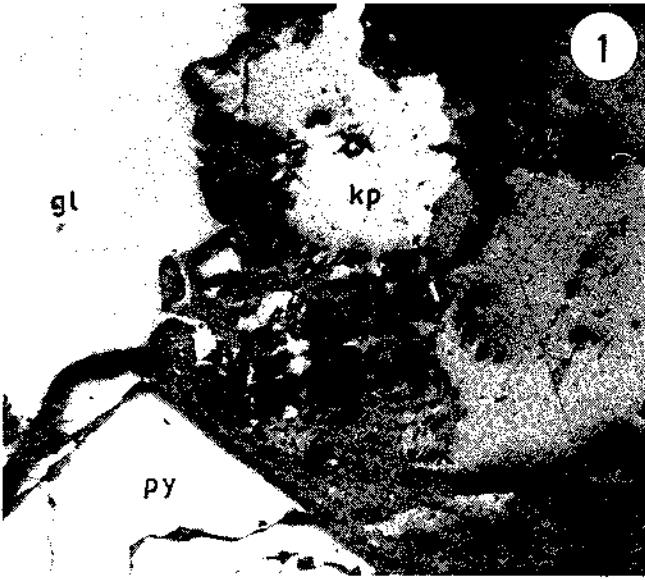
Şekil 3. Pirit ve çevresinde yaygın olarak izlenen karbonatlaşma (kr), kloritleşme (klo), epidotlaşma (ep) ve silisleşme (si). Büyültme x 32.

Figure 3. Pyrite and accompanying carbonatization (kr), chloritization (klo), epidotization (ep) and silicification (si). Magnification: x 32.

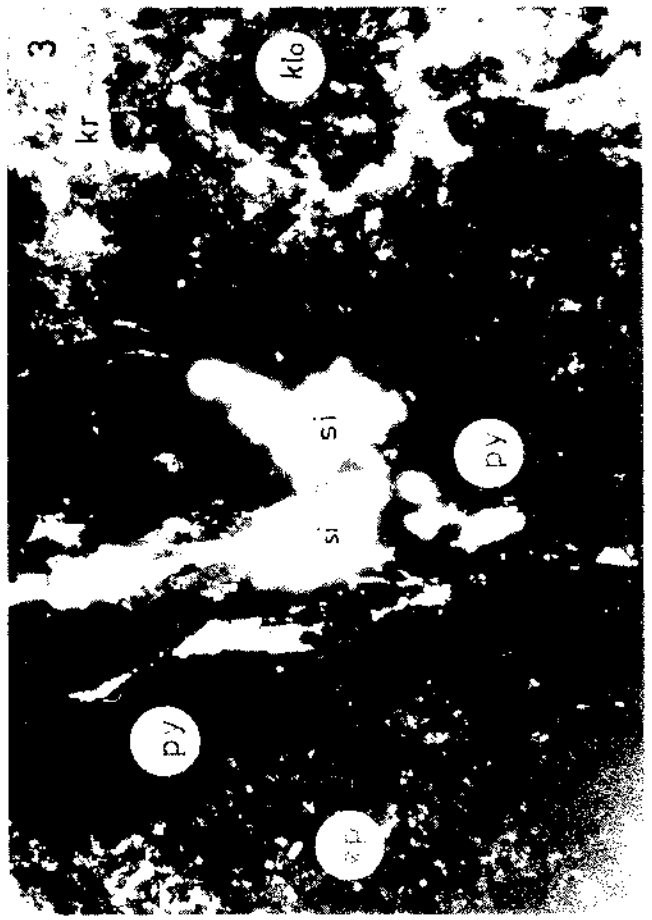
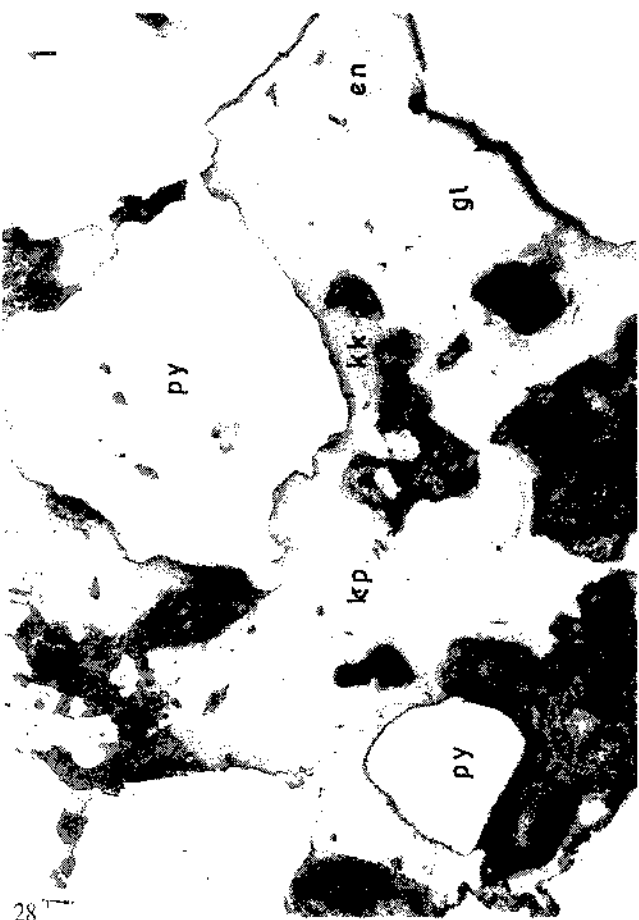
Şekil 4. Sfalerit (sf) ve onu çevreleyen silisleşme (si) ve karbonatlaşma (kr). Büyültme x 32.

Figure 4. Sphalerite (sf) and surrounding silicification (si) and carbonatization (kr). Magnification: x32.

LEVHA -I
PLATE -I



LEVHA -II
PLATE -I!



Alaşehir kuzeyinde (Menderes Masifi, Demirci -Gördes Asması) gözlenen metagabroların petrografisi ve metamorfizması

Petrography and metamorphism of the metagabbros at the northern part of Alaşehir; Demirci- Gördes submassif of the Menderes Massif

Osman CANDAN

Dokuz Eylül Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 35100 Bornova-İzmir

Öz

Demirci-Gördes Asması'nın güney kesiminde, Alaşehir-Kula arasında kalan yörede alttan üste doğru Menderes Masifi'nin çekirdek serisine ait, gnays ve lökokratik metagranit içeren şist, gnays, granitik kesimler içeren migmatit, asidik metavolkanit ve örtü serisine ait granat mika şistler yüzlek verir. Ayrıca, asidik metavolkanitler içerisinde bir metagabro stoğu ve çok sayıda metagabro sili yer almaktadır.

Çevre kayalarla birlikte etkilendikleri yüksek dereceli metamorfizma sonucunda, metagabro stoğunda çekirdeğe doğru mineralojik ve dokusal değişimler gelişmiştir. Bu değişimlere göre, metagabrolarda çeperden çekirdeğe doğru "Granatlı amfibolit çeper zonu"; "Amfibolitik metagabro ara zon" ve "Metagabro çekirdek" olmak üzere üç zon ayrılmıştır. Metamorfizmadan en fazla etkilenen çeper zonunda metagabrolar tümüyle granatlı amfibolitlere dönüşmüşlerdir. Çevre kayalardakilere paralel kuvvetli foliasyona sahip granatlı amfibolitler, tamamiyle metamorfizma ürünü mineral bileşim ve dokusuna sahiptir. Amfibolitik metagabro zonunda ise ilksel magmatik kayaya ait doku ve mineraloji kısmen korunmuştur. Stoğun iç kesimlerinde metagabrolar metamorfik etkilerden oldukça iyi korunmuş olup "Plagioklas + Orto/Klinopiroksen + Hornblend + Klinozoisit ± Granat ± Sfen ± Biotit ± Opak mineral" bileşimindedir. Ayrıca metagabro stoğunun yakın civarında amfibolitlere dönüşmüş yüz metre uzunluğa kadar erişebilen çok sayıda metagabro sili bulunmaktadır.

Alaşehir'in kuzey kesiminde, Masifin çekirdek serisine ait birim içerisinde gözlenen gabro bileşimindeki bu bazik magmatik kayalar çevre kayalarla birlikte yüksek dereceli metamorfizm aya uğramışlardır. Olasılıkla Prekambriyen / Kambriyen yaşlı bu metagabrolar ile masifin birçok yöresinde gözlenen ve önceki çalışmalarda post-metamorfik karakter ve Orta Miyosen yaşlı oldukları ileri sürülen gabrolar arasında jeolojik konum yapı, mineralojik bileşim ve dokusal özellikler açısından büyük benzerlikler bulunmaktadır. Bu yeni verilere göre, masifin diğer yörelerindeki gabroların da, Orta Eosen'de masifi etkileyen yüksek dereceli son ana metamorfizm adan etkilenebilir, olasıyla Prekambriyen/Kambriyen yaşlı bazik magmatik kayalar oldukları anlaşılmaktadır.

Abstract

The metamorphic rock succession between Kula-Alaşehir region, Demirci-Gördes submassif, can be given, in ascending order, as follows; micaschists comprising gneiss levels and leucocratic metagranite bodies; gneiss, migmatites associated with granites and acidic metavolcanites of the core series and garnet micaschists of the cover series. Also, metagabbro stock, approximately 1 km in wide, and a number of metagabbro sills occur in the acidic metavolcanites.

It was determined that the metagabbro stock represent some textural and mineralogical changes toward the core which were resulted from the highgrade metamorphism affected both the country rocks and metagabbros. These metaigneous rocks can be petrographically subdivided into three rock types from the margin to the core; garnet amphibolite, amphibolitic metagabbro and metagabbro. The metagabbros were completely converted to the garnet amphibolites at the marginal zone in which they were strongly affected by the metamorphism. In these zones the rocks were strongly foliated parallel to those of the country rocks, the garnet amphibolites have a purely metamorphic mineralogy and texture. In the amphibolitic metagabbro zone, the primary igneous texture and mineralogy were partly preserved. In the inner parts of the stock, the metagabbros are remarkably free of metamorphic effects and consist of "Plagioclase + Ortho I Clinopyroxene + Hornblende + Clinzoisite ± Garnet ± Biotite ± Sphene ± Opaquioxide". A number of metagabbro sills, up to 100 m in length, which were partly or completely converted to garnet amphibolite occur in the country rocks around the metagabbro stock.

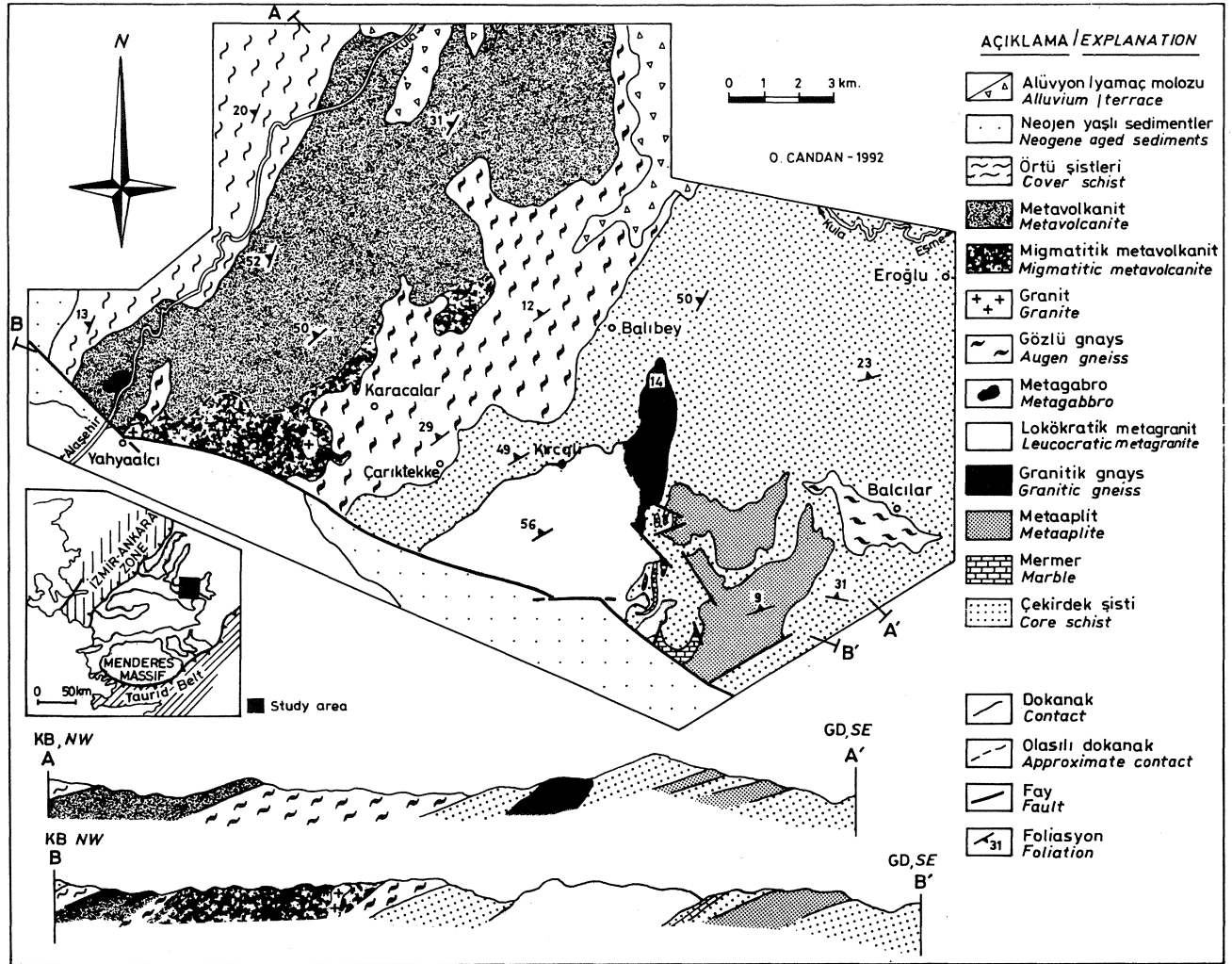
At the north part of Alaşehir, these basic igneous rocks gabbroic in composition occurring in the core series of the Menderes Massif were contemporaneously subjected to highgrade metamorphism with the country rocks. It is obviously understood that, in terms of the geological setting, structural features, mineralogical composition and textural evidence, the metagabbros, probably Precambrian-Cambrian in age, which are exposed in Alaşehir-Kula region have great similarities with the gabbros all over the Menderes Massif which are previously regarded to be Middle Mioce in age and post-metamorphic in character (According to these new evidences, it can be postulated that the gabbros which are exposed all over the Menderes Massif are of Precambrian-Cambrian in age and were subjected to high - grade metamorphism effected the Menderes Massif during the Middle Eocene time.

GİRİŞ

Menderes Masifi'nde bazik bileşimli magmatik kayaların varlığı uzun yıllardan beri bilinmektedir. Bu konudaki ilk kayıtlara, masifin platform türü karbonatlarındaki zımpara yatakları üzerinde çalışan Onay

(1949)'da rastlanmaktadır. Sonraki yıllarda Çin'e Asması'nın genelini kapsayan çalışmasında Schuiling (1962) benzer kayaların varlığına değinmiş ve bunları "lampofir" ve "amfibolit" olarak adlandırmıştır.

Aradan geçen yirmi yıla yakın bir zamanda masifte bu konuda kayda değer bir çalışma gerçekleştirilmemiştir.



Şekil I. Kula-Alaşehir arasında kalan çalışma alanının jeoloji haritası.

Figure 1. Geological map of the study area located between Kula and Alaşehir.

Bazık magmatik kayalar üzerine ilk ayrıntılı çalışma Kun (1983) tarafından Çine yöresinde gerçekleştirilmiştir. Araştırmacı bunların post-metamorfik karakterli, gabro bileşimli kayalar olduklarını belirterek yerleşimlerinin düşey tektonik hatlarca denetlendiğini ileri sürmektedir. Benzer özelliklerdeki bu kayalar daha sonraki yıllarda Ödemiş-Kiraz Asması, Birgi çevresi (Kun ve Candan 1988) ve Çine Asması doğusu, Karıncalı Dağ yörelerinde de (Kun ve Candan 1991) yaygın olarak saptanmıştır. Dolayısıyla bu görüşlere dayalı olarak geliştirilen Menderes Masifi'nin evrim modellerinde (Dora ve diğ., 1987; Kun ve diğ., 1988; Dora ve diğ., 1990 ve 1992) gabrolar düşey tektonik hatlarca denetlenen, olasılıkla Orta Miyosen yaşlı, post-metamorfik bazık plutonlar olarak yorumlanmıştır. Ancak son yıllarda, Candan (1992) tarafından Kula-Alaşehir dolayında gerçekleştirilen çalışmada Ma-

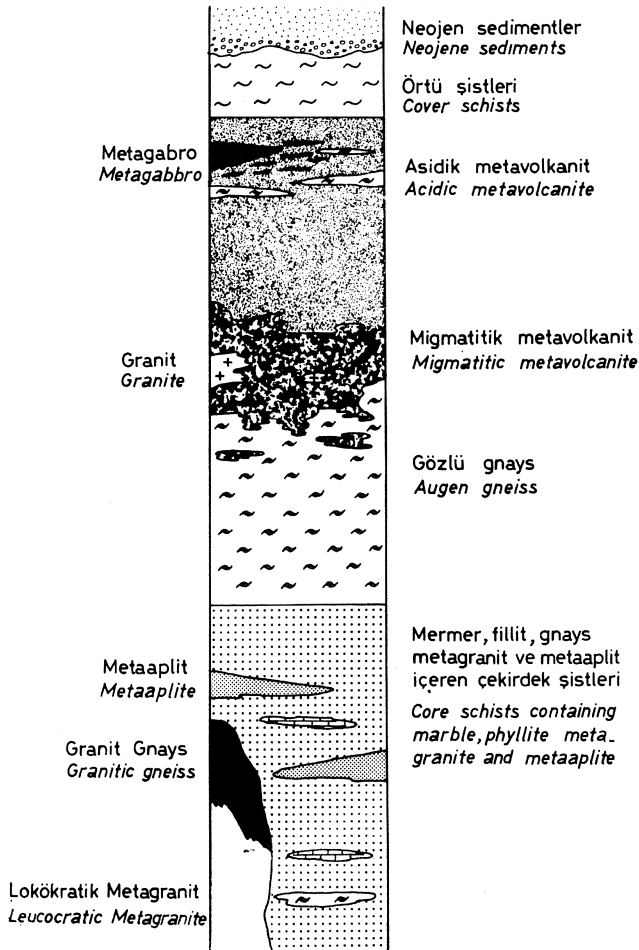
sifteki gabroların metamorfik olduğu belirtilmiş ve bunu izleyen yılda, bu görüşü destekler veriler Ödemiş/Birgi (Candan 1993), Çine/Madran ve Karacasu/Karıncalı Dağ yörelerinde de elde edilmiştir. Bu makalede, Menderes Masifi'ndeki gabroların metamorfik karakterlerinin çok açık olarak gözlemlendiği, Alaşehir-Kula arasında kalan yöredeki (Şekil 1) metagabro stok ve sillerinin petrografileri ve metamorfizma özelliklerinin irdelemesi amaçlanmaktadır.

LİTOSTRATİGRAFİ

İnceleme alanındaki metamorfik istifin en alt düzeyini kalın bir granat-mika şist serisi oluşturur. Oldukça homojen bir bileşime sahip bu kayalar içerisinde ender olarak ince mermer düzeyleri ve fillit arakatmanları gözlenir. Ayrıca, Kırcaali, Balcılar köyleri çevresinde, malik mineral içermeyen lökokratik karakterde yaygın

meta-asidik magmatik kayalar bulunmaktadır. Yer yer gnayslara geçişler gösteren bu kayalar lökokratik metagranit ve meta aplit karakterindedir. Bunların yanı sıra, yine şist serisi içerisinde çeşitli boyutlarda gnays düzeyleri mevcuttur. Bunlar özellikle inceleme alanının batıya doğru uzantısında geniş alanlarda yüzeylenmektedir.

Olasılıkla Kambriyen-Prekambriyen yaşlı, masifin çekirdek serisine ait bu yaygın mika şistler uyumlu ve geçişli dokanaklarla gnayslar tarafından üstlenir (Şekil 2). Dokanak ilişkileri Çakırteke ve Balıbey köyleri çevresinde çok net olarak izlenmektedir. Gnayslar, gözlü-granitik ve bantlı yapılarda olup değişik boyutlarda ve çeşitli yapılarda migmatitik odaklar içerir. Gnayslar, geçişli dokanaklarla, alt düzeylerinde ileri derecede migmatizasyona uğramış asidik metavolkanitler tarafından üstlenir. Migmatitler ile gnaysların dokanaklarının son derece giri oluşu ve her iki kaya türünün birbiri



Şekil 2. İnceleme alanının genelleştirilmiş sütun kesiti.

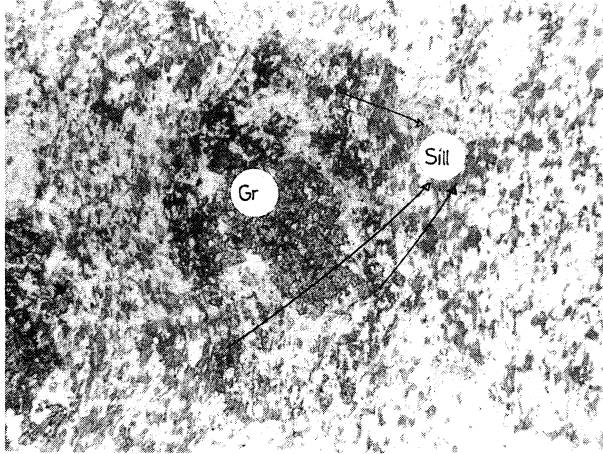
Figure 2. Generalized columnar section of the study area

içerisinde yaygın olarak bulunuşu bölgedeki gözlü gnaysların migmatitik karakterini ortaya koymaktadır.

Bölgede gözlenen en yaygın migmatit türleri kıvrımlı, ptigmatik ve şiliren olup bazı yörelerde migmatizasyon nebulitik aşamaya kadar ulaşmaktadır. Bunun sonucunda migmatitler içerisinde düzensiz dokanaklı, irili ufaklı çok sayıda anateksi ürünü granit kütleleri gelişmiştir. Bu granitler, çevre kayayı oluşturan migmatitlere benzer şekilde sillimanit ve granat içermektedir. Migmatizasyon etkilerinin azaldığı, serinin üst düzeylerinde asidik metavolkanitler morumsu renkleri ve masifert yapılarıyla masifin diğer yörelerindekiyle benzer, karakteristik bir görünüm kazanırlar. "Sillimanit + Ortoklas" parajenezinin gözlemlendiği, yüksek dereceli bu metamorfik kayalar içerisinde piroksen ve anortitçe zengin kalsilikat felsler ve değişik kalınlıklarda şist düzeylerine de sıkça rastlanmaktadır. Ayrıca Yahyaalçı köyü kuzeyinde, asidik metavolkanitler içerisinde metagabro stok ve silleri gözlenmektedir. Özellikle bu kesim, değişik kalınlıklarda, yaygın gözlü/ince taneli gnays ve şist düzeylerinin varlığı ile karakterize olmaktadır. İnceleme alanında asidik metavolkanitler uyumlu dokanaklarla, bölgedeki metamorfik istifin en üst düzeylerini oluşturan ve Menderes Masifi'nin örtü serilerine ait granat-mika şistler tarafından üstlenir.

PETROGRAFI

Morumsu gri renkli, ince taneli bu kayalar genelde masif yapıdadır. Metagabro stoğunun özellikle kuzey-kuzeybatı kesimlerinde oldukça geniş alanlarda yüzeylenen bu kayalara ayrıca gnays ve şist ardalanmalı seri içerisinde, ince düzeyler şeklinde de rastlanmaktadır. Yapılan arazi gözlemlerinde bu kayaların ender olarak birkaç cm boyuta ulaşabilen, genelde birkaç milimetrelik, elips şeklinde mineral yuvaları içerdikleri belirlenmiştir. Çoğu zaman siyah/yeşilimsi siyah, ender olarak beyaz renkli sillimanitçe çok zengin bu yuvaların metamorfizma sonucu deforme olmuş eski porfiroblastlar oldukları düşünülmektedir. Yapılan petrografik çalışmalarda asidik metavolkanitlerin genel mineral bileşimleri "Kuvars + Plajiolklas + Ortoklas + Biotit + Muskovit + Sillimanit + Granat + Zirkon" olarak belirlenmiştir. Plajiolklaslar polisentetik ikizlenmeli olup ortoklaslarda ender olarak pertitik yapılar gözlenmektedir. Kayacın masif veya yönlü bir yapıya sahip olmasına bağlı olarak biotit ve muskovitlerin doku içerisindeki konumları değişmektedir. Sillimanitler feldspat dokanaklarının yanı sıra özellikle elipsoid şekilli mineral yuvaları içerisinde de yaygın olarak bulunmaktadır (Şekil 3). Pseudomorf karakterdeki bu yuvaların merkezlerinde genelde özşekli granat kristalleri bulunmakta, bu mineral sillimanit ve kuvarşça zengin, az oranda biotit içeren bir kuşak ile çevrelenmektedir.



Şekil 3. Asidik metavolkanitlerdeki beyaz beneklerin mikroskopik görüntüsü. Merkezde granat yer almakta ve bu mineral sillimanit ve kuvarşça zengin bir kuşakla sarılmaktadır. Paralel nikol, 10 x, Gr= Granat, Sill= Sillimanit.

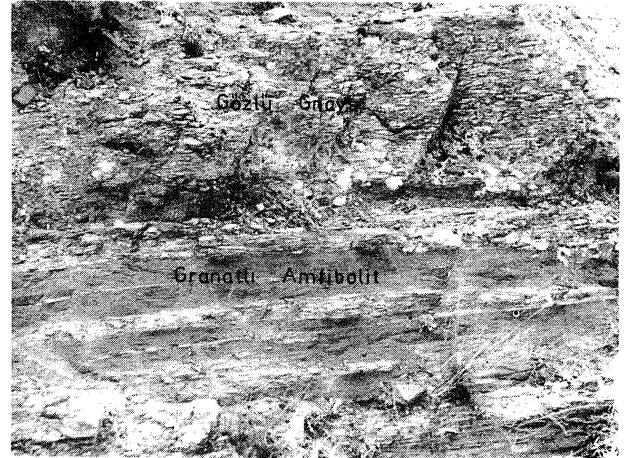
Figure 3. Photomicrograph of the white-spots in acidic metavolcanite. The garnet occurring in the center are surrounded by sillimanite and quartz-rich shell. Plain light, 10X, Gr= Garnet, Sill=Sillimanite.

Migmatizasyon aşamasında yüksek dereceli metamorfizmaya uğramış asidik metavolkanitlerde genelde ince taneli poligonal doku, bazı yönlenmiş örneklerde ise lepidoblastik doku gözlenmektedir.

Gözlü ve ince Taneli Gnays

Özellikle metagabro stoğunun güneydoğu-doğu kesimlerinde, kalınlıkları 10-20 cm ile birkaç yüz metre arasında değişen yaygın gözlü gnays düzeyleri bulunmaktadır (Şekil 4). Potasyum feldspattan oluşan gözler genelde beyaz renkli olup bazı örneklerde, masifin diğer yörelerinde de gözlendiği gibi mavi/lacivert bir renk tonu kazanmaktadır. Bunların dışında, öncelikle metagabro stoğunun güneydoğu kesimlerinde gri/beyaz renkli, ince taneli, masif yapıları gnays oluşumlarına yaygın olarak rastlanmaktadır. Gözlü gnays/ince taneli gnays arasındaki ayrım, kristal boyutundaki bölgesel değişimler nedeniyle bazı durumlarda mümkün olmamakta ve bu özellik haritalama çalışmalarına yansıtılmamaktadır.

Yapılan incekesit çalışmalarında gözlü ve ince taneli gnaysların yaklaşık benzer mineral bileşimlerine sahip oldukları belirlenmiştir. Bu kayaların genel mineral bileşimleri "Kuvars + Plajiolklas + Ortoklas + Muskovit + Biotit + Granat + Sfen ± Zoisit ± Apatit ± Zirkon" olarak verilebilir. Özellikle gözlü gnayslarda,



Şekil 4. Bölgede gözlenen değişik kalınlıklardaki gözlü gnays düzeyleri.

Figure 4. Augen gneiss Heels different in thickness observed in the region.

feldspat porfiroblastları çevresinde gelişen ve bu minerallerin iki ucunda kuyruklu oluşturan ince taneli kuvarşların yaygın olarak gözlenmesi masifteki etkin sünek (Ductile) deformasyonu yansıtmaktadır. Bölgedeki gözlü gnayslarda milonitik/mortar doku, ince taneli gnayslarda ise poligonal, doku en yaygın gözlenen doku türleridir.

Granat-Mika Şist

Metagabro stoğunun özellikle kuzey ve batı dokanalarında yaygın olarak gözlenen granat-mika şistler saumsu renkleri ve belirgin foliasyonları ile diğer birimlerden kolaylıkla ayrılırlar. Yapılan petrografik çalışmalarda granat-mika şistlerin genel mineral bileşimleri "Kuvars + Plajiolklas + Biotit + Muskovit + Granat ± Klorit ± Zirkon" olarak belirlenmiştir. Baskın mineral biotit ve muskovittir. Özellikle biotitlerde retrograd etkilerle klorite dönüşümler gelişmiştir. Granatlar birkaç milimetre boyutlarında özşekilli kristaller olup genelde bol kuvars kapanımı içermektedir. Granat-mika şistlerde lepidoblastik/porfiroblastik doku gelişmiştir. Metagabro Stoğu

Yaklaşık 800 X 300 m boyutlarındaki metagabro stoğu Yahyaalçı köyü'nün 2 km kuzeyinde, eski Alaşehir - Kula yolu üzerinde gözlenmektedir. Bu stok ve ona ait çok sayıda damar kayası asidik metavolkanit, gözlü/ince taneli gnays ve şist ardalanmasından oluşan bir topluluk içerisinde yer almaktadır (Şekil 5). Stoğa ait ilksel intruzif dokanak, uğradığı migmatizasyon aşamasındaki yüksek dereceli metamorfizma sonucunda büyük oranda yeniden düzenlenerek çevre kayaca uyumlu bir yapı kazanmıştır. Şekil 6'daki yaklaşık D-B yönlü ayrıntılı kesitte metagabro stok ve damar kayalarının konumları gösterilmektedir.

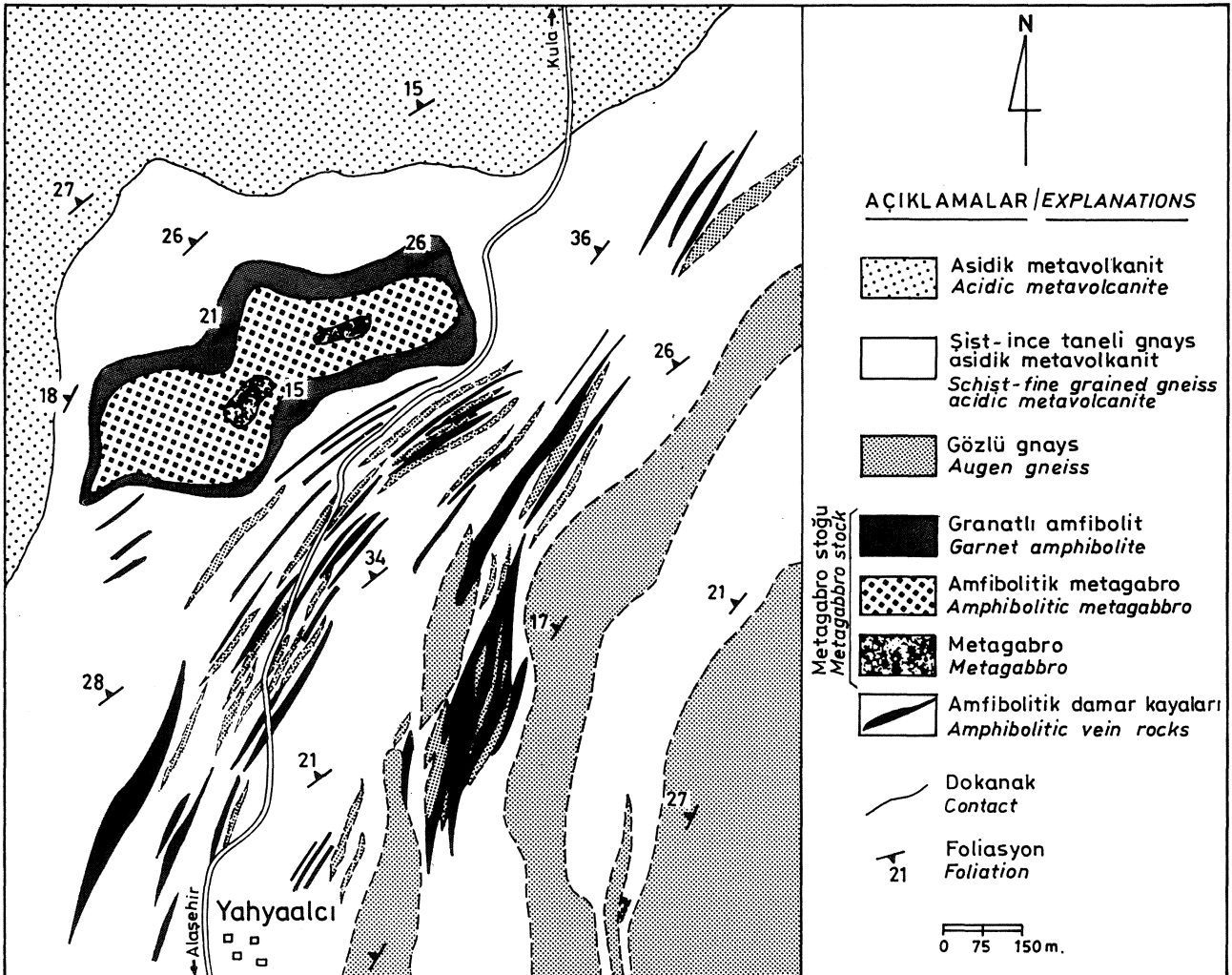
Arazi çalışmalarında metagabro stoğunun geçirdiği yüksek dereceli metamorfizma ve buna eşlik eden deformasyon sonucunda yapısal, dokusal ve mineralojik bileşim açısından belirgin bir değişime uğrayarak zonlanma kazandığı açıkça görülmektedir. Menderes Masifi'ndeki metagabrolar içerisinde zonlanmanın çok net olarak gözleendiği bu yörede metagabro stoğunun saha çalışmalarında, metamorfizma etkilerinin azalmasına bağlı olarak kenardan merkeze doğru ana hatlarıyla "Granatlı amfibolit çeper zonu", "Amfibolitik metagabro ara zon" ve "Metagabro çekirdek" olmak üzere üç zona ayrılarak haritalanması mümkün olmuştur. Çeperde yer alan ve metamorfizmanın en şiddetli hissedildiği kesimlerde ilksel gabro tümüyle granatlı amfibolitlere dönüşmüştür. Koyu yeşil/siyah renkli, hornblend ve granatın çıplak gözle rahatlıkla saptanabildiği bu kesimlerde, amfibolitlerde çevre kayacın foliasyonuna paralel belirgin foliasyon gelişmiştir. Stoğun merkezine doğru foliasyon kaybolmakta ve metagabro masif bir

yapı kazanmaktadır. Amfibolitik metagabro olarak tanımlanan, nispeten ince taneli kayacın rengi bu kesimlerde açılarak yeşile dönüşmektedir. Stoğun en iç kesimlerinde, sınırlı bölgelerde ilksel kayaya ait mineral bileşimi ve doku büyük oranda korunmuştur. Metagabro olarak adlandırılan kayacın bu kesimlerde, masif yapı ve gabroya özgü koyu gri/siyah rengi ile tanınabilmektedir.

Bu stoktan toplanan çok sayıda örneğin mikroskop altında dokusal ve mineralojik açıdan incelenmesiyle, çekirdekteki en iyi korunmuş kesimlerden izlendiği çeperdeki granatlı amfibolitlere geçişin altı aşamada izlendiği belirlenmiştir.

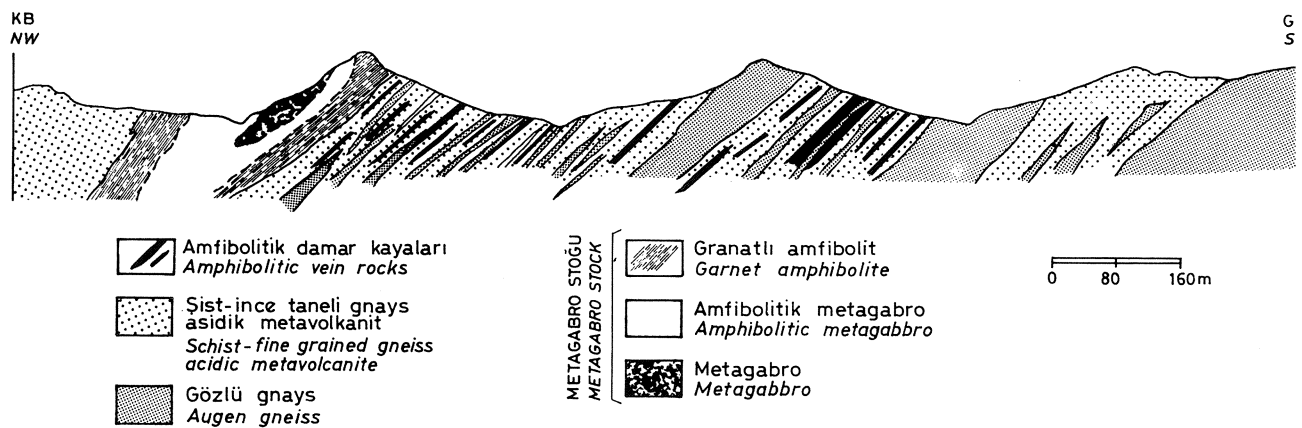
Arazi çalışmalarında haritalanmaları mümkün olmayan bu altı aşamaya ait petrografik özellikler ayrıntılı olarak aşağıda verilmektedir.

I. Aşama: Bu aşama, stoğun çekirdeğinde metamorfizmadan büyük oranda korunmuş kesimlerde göz-



Şekil 5. Metagabro stoğunun ayrıntılı jeoloji haritası.

Figure 5. Detailed geological map of the metagabbro stock.



Şekil 6. Metagabro stoğu ve amfibolitik damar kayalarının dokanak ilişkisi.

lenmektedir. Bu zondaki ilksel magmatik kayaya ait korunmuş mineral bileşimi "Plajioklas + Ortopiroksen + Klinopiroksen + Opak mineral (İlmenit)"dir. Metamorfizma sonucu gelişen mineral topluluğu ise "Biotit + Homblend + Klinozoisit + Granat" olarak belirlenmiştir (Çizelge 1).

Plasiyentetik ikizlenmeli plajioklaslar labrador bileşiminde olup içlerinde ince kristaller şeklinde klinozoisit oluşumları gelişmiştir. Özellikle zonlu yapıya sahip plajioklaslarda klinozoisitlerin seçimli olarak kalsiyumca zengin çekirdek kesimlerinde geliştiği açıkça gözlenmektedir (Şekil 7). Yoğun klinozoisit kristalleri içeren bu tür plajioklasların bileşimindeki bir kısım kalsiyumun klinozoisite bağlanması sonucu, ilksel bazik bileşimlerini kaybederek albitçe zengin daha asidik bir üyeye dönüştükleri düşünülmektedir.

Diopsit bileşimindeki klinopiroksenin yanında kayta ortopiroksenin de varlığı bazı örneklerde bileşimin gabronun yanısıra norite doğru da kaydığını göstermektedir. Piroksenlerde, kuşaklar şeklinde çeperden itibaren başlayan ve mineralin tümüyle dönüşmesi ile son bulan amfibolleşme oldukça yaygındır.

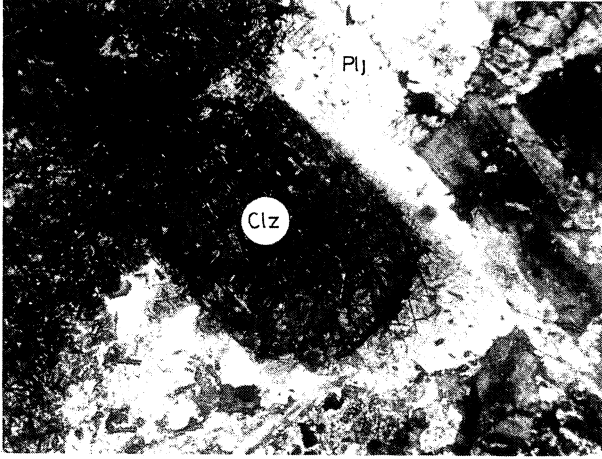
Çekirdekte % 5 oranına kadar ulaşabilen biotitler daima hornblendlerle birarada bulunmaktadır. Bu dokusal veri, biotitlerin ilksel magmatik kayaya ait bir faz olmadığı melamorfizma sonucu homblendle birlikte piroskenlerden itibaren geliştiğini göstermektedir.

Figure 6. Contact relation of the metagabro stock and amphibolitic vein rocks.

Metagabrolardaki diğer bir metamorfizma ürünü mineral son derece az oranda bulunan granattır. En yaygın oluşum türü, opak mineral/plajioklas dokanaklarında gelişen granatlardır (Şekil 8). Ayrıca daha ender olarak plajioklas/pirosken dokanaklarında gelişen granatlar da belirlenmiştir. En iyisi korunmuş bu kesimlerde ilksel gabroya ait korunmuş subofitik/holokristalen doku net olarak gözlenebilmektedir (Şekil 9).

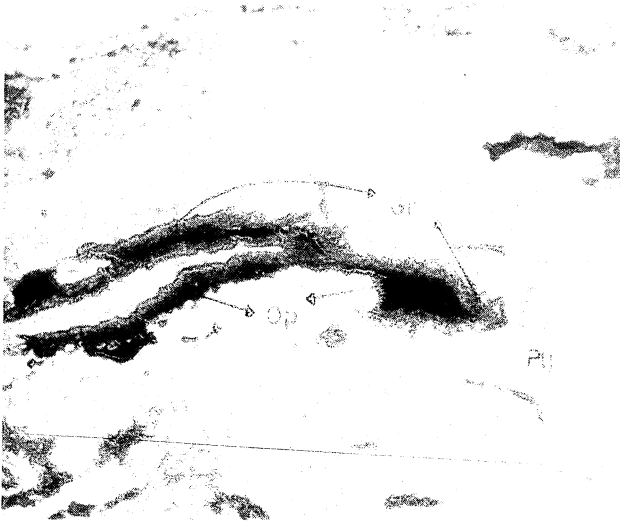
II. Aşama: Bu aşama temel olarak pirosken ve plajioklaslardaki bazı dönüşümlerin başlamasıyla karakterize olmaktadır. İlksel magmatik kayaya ait dokunun tümüyle korunduğu, "Plajioklas + Homblend + Granat + Klinozoisit + Opak (İlmenit) + Rutil + S fen ± Apatit ± Zoisit" bileşimindeki bu zonda piroskenler tümüyle amfibole dönüşmüşlerdir (Çizelge 1). Kayaçtaki plajioklaslar ise büyük oranda ilksel kristal formlarını korumalarına karşın çeperlerinden itibaren kuşaklar şeklinde son derece ince taneli, metamorfizma ürünü genç plajioklaslara dönüşmeye başlamışlardır (Şekil 10).

Bu zondaki granatlar, plajioklas/amfibol dokanaklarında yersel kuşaklar şeklinde gözlenmektedir. Masifin diğer yörelerindeki metagabrolarda da yaygın olarak gözlenen bu reaksiyon kuşakları (Candan 1993), büyük olasılıkla ilksel olarak plajioklas/pirosken dokanaklarında gelişmekte ve bunu izleyen evrede piroskenlerin tümüyle amfibole dönüşmeleriyle bugünkü görünümünü kazanmaktadır (Şekil 11).



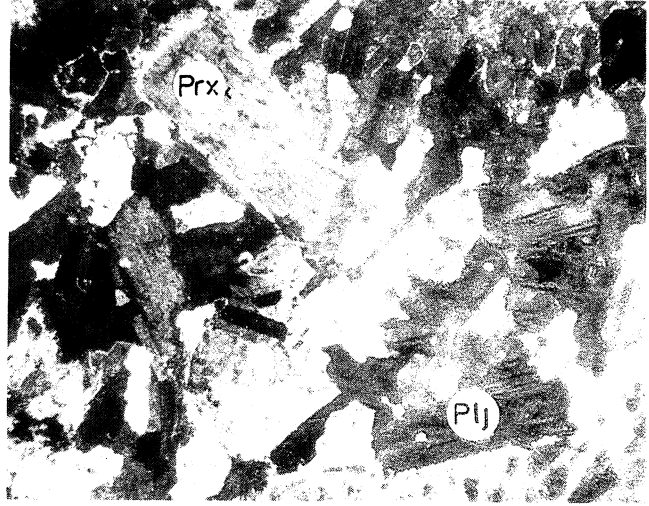
Şekil 7. Zonlanma gösteren plajioklasların merkezlerinde seçimli klinozoisit oluşumları. Haç nikoller, 10X, Clz= Klinozoisit, Plj= Plajioklas.

Figure 7. Selective clinozoisite occurrence in the core of the zoned plagioclase. Crossed nicols, 10X, Clz= Clinozoisite, Plaj= Plagioclase



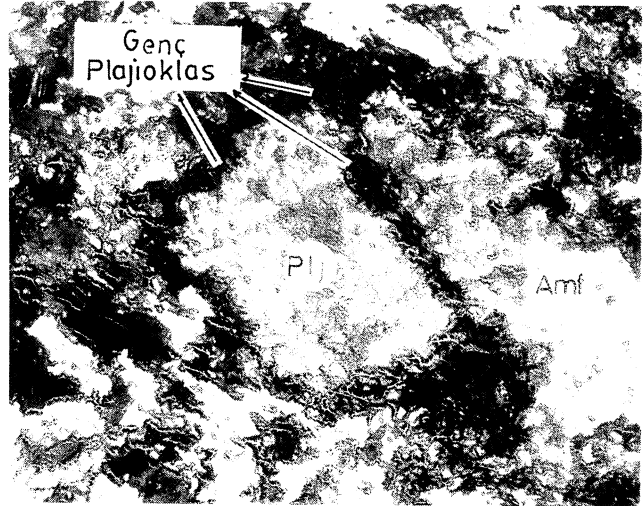
Şekil 8. Opak mineral/Plajioklas dokanaklarında gelişen granat koronaları. Paralel nikol, 10X. Op= Opakmin, Gr= Granat Plj= Plajioklas

Figure 8. Garnet corona between opaqueoxide and plagioclase. Plain light, 10X, Op= Opaqueoxide, Gr= Garnet, Plj= Plagioclase.



Şekil 9. Metagabro stoğunun çekirdek kesiminde ilksel magmatik kayaya ait korunmuş mineralojik bileşim ve doku. Haç nikoller\ 2.5X, Prx= Piroksen, Plj= Plajioklas.

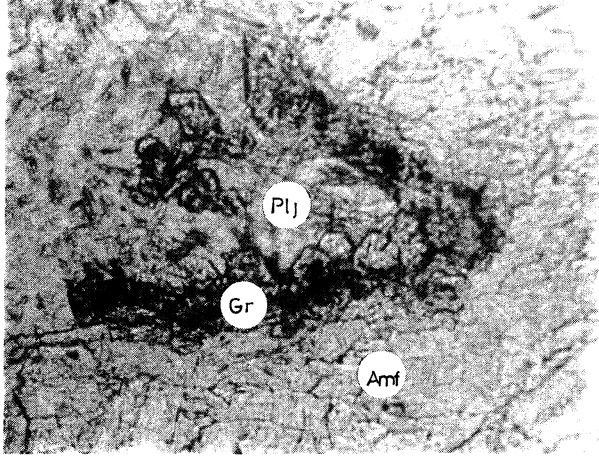
Figure 9. Preserved igneous texture and mineralogy at the center parts of the metagabbro stock. Crossed nicols, 2.5X, Prx= Pyroxene, Plj= Plagioclase.



Şekil 10. İlksel magmatik kıyaşa ait plajioklas fenokristallerini çevreleyen yeni plajioklas oluşumları. Haç nikoller, 10X, Plj= Plajioklas, Amf: Amfibol.

Figure 10. Occurrence of the new plagioclase crystals rimmed the primary igneous plagioclase phenocrysts. Crossed nicols, 10X, Plj= Plagioclase, Amf= Amphibole,

II. zondaki diğer bir çarpıcı dokusal özellik Opak mineral (ilmenit) - Rutil - Sfen arasında izlenmektedir. Örneklerin hemen hemen tümünde, ilksel bazik magmatik kayaya ait faz olan ilmenit çekirdeğin ilk aşamada



Şekil 11. Plajiyoklas/amfibol arasında gözlenen granat koronası. Paralel nikoller, 10X, Plj= Plajiyoklas, Gr= Granat, Amf= Amfibol.

Figure 11. Garnet corona occurring between plagioclase and amphibole. Plain light, 10X Plj= Plagioclase, Gr= Garnet, Amf= Amphibole.

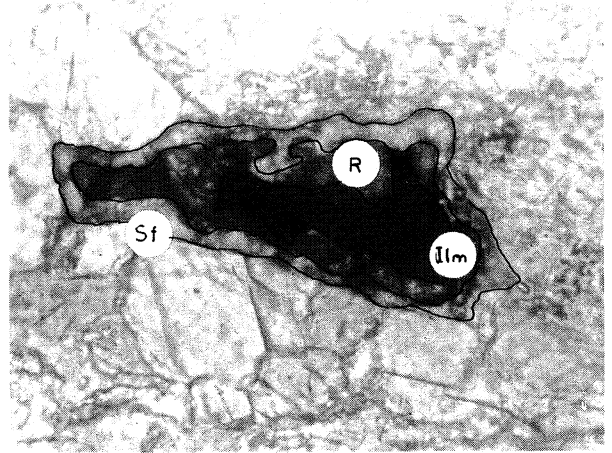
rutilden oluşan bir ara kuşakla sarıldığı ve en dışta ise sfenden oluşan bir zon bulunduğu gözlenmektedir (Şekil 12). Dünyadaki birçok yörede yaygın olarak gözlenen bu tür dokusal ilişkiler, eklojitik aşamaya kadar ulaşan yüksek basınç metamorfizması fazı ve onu izleyen aşamada, almandin-amfibolit fasiyesi koşullarındaki retrograd karakterdeki ikinci bir metamorfizma ile açıklanmaktadır. Ödemiş/Birgi yöresindeki metagabrolarda, retrograd karakterli almandin-amfibolit fasiyesi koşullarındaki son metamorfizma ile büyük oranda amfibolite dönüşmüş, olası eklojitik karakterdeki zonlarda da benzer dokusal ilişkilere yaygın olarak rastlanmaktadır (Candan 1993).

III. Aşama: "Plajiyoklas + Hornblend + Klinozoisit + Granat + Sfen + Rutil + Opak mineral (ilmenit)" bileşimine sahip bu zon plajiyoklas fenokristallerinin büyük oranda genç plajiyoklaslara dönüşmeleri ile temsil edilmektedir (Çizelge 1). Bu aşamada hala ilksel plajiyoklasla ait yuvaların çekirdeklerinde kısmen korunmuş plajiyoklasları gözlemek mümkün olmaktadır (Şekil 13).

Bu zonda İlmenit - Rutil - Sfen dizisinin en dışında, plajiyoklas içerisine doğru büyüyen ayrıca, bir granat kuşağının da geliştiği gözlenmektedir. Bunun yanısıra plajiyoklas/amfibol dokanalarında, yine plajiyoklas içerisine doğru büyüyen özşekilli granatlardan oluşan reaksiyon kuşaklarına yaygın olarak rastlanmaktadır.

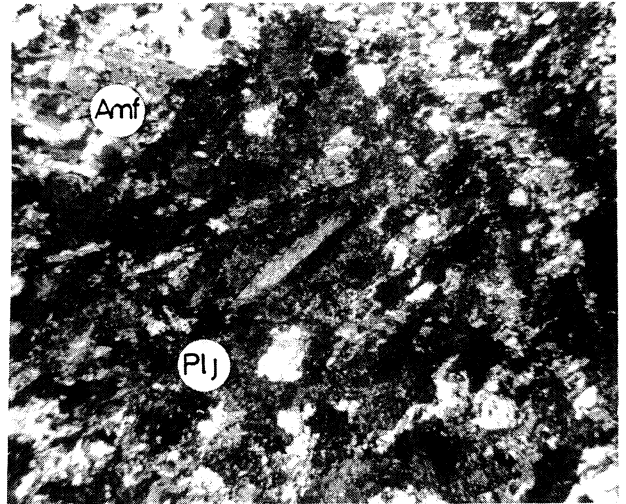
IV. Aşama: İlksel magmatik kayaya ait faz olarak sadece ilmenitin gözlendiği, "Plajiyoklas + Hornblend +

Klinozoisit + Granat + Opak mineral (İlmenit) + Rutil + Sfen" bileşimindeki bu zonda ilksel plajiyoklas tümüyle tüketilmektedir. Yapılan difraktometrik çalışmalarla - ince taneli olan bu genç plajiyoklasların



Şekil 12. Rutil ve sfen halkalarıyla çevreleyen ilmenit kristali, Paralel nikol, 16X, Ilm= İlmenit, R= Rutil, Sf= Sfen.

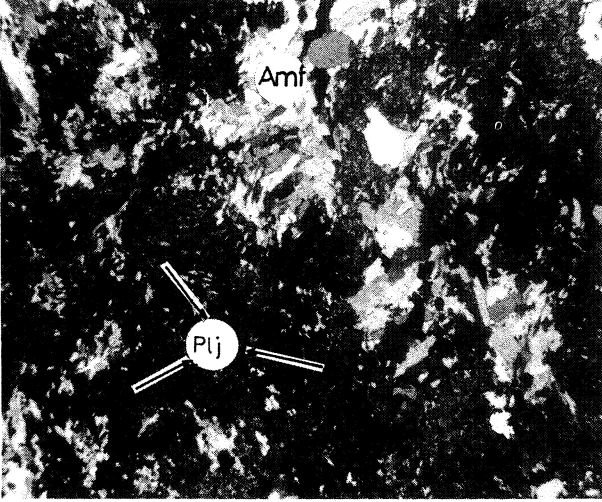
Figure 12. Central ilmenite surrounded by rutile which is rimmed by sphene Plain light, 16X, Ilm= Ilmenite, R= Rutil Sf= Sphene.



Şekil 13. İlksel magmatik kayaya ait plajiyoklas fenokristallerinin büyük oranda yeni plajiyoklas kristallerinden oluşan topluluğa dönüşmesi. Haç nikoller, 2.5X, Plj= Plajiyoklas, Amf= Amfibol.

Figure 13. Igneous plagioclase phenocrysts mostly converted to the finegrained new plagioclase cry stalls. Crossed nicols, 2.5X, Plj= Plagioclase, Amf= Amphibole.

oligoklas bileşiminde oldukları belirlenmiştir. Hemen hemen tümüyle metamorfizma ürünü minerallerden oluşan bu zonda, henüz ilksel magmatik kayaya ait masif yapı ve holokristalen dokunun büyük oranda korunduğu görülmektedir (Şekil 14).



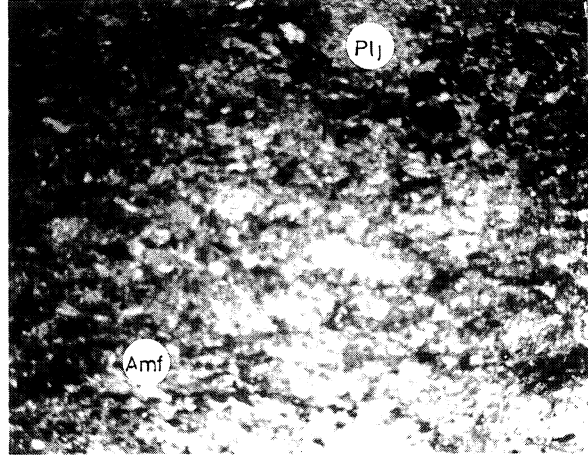
Şekil 14. İnce taneli plajioklas ve amfibolden oluşan amfibolitik metagabro. Haç nikoller, 2.5X, Plj= Plajioklas, Amf= Amfibol.

Figure 14. Amphibolitic metagabbro consisting of fine grained plagioclase and amphibole. Crossed nicols, 2.5X, Plj= Plagioclase, Amf= Amphibole.

V. Aşama: Granatlı amfibolit çeper zonuna geçişi temsil eden bu zondaki kayalar, yukarıda değinilen zonlarla benzer mineral bileşimine sahiptir. Buna karşın bu zonun karakteristik özelliği, kayaçta giderek masif yapının kaybolarak, hornblendlerdeki yönelim ve feldispat fenokristallerinin yuvalarındaki şekil bozukluklarından kaynaklanan düzlemsel yönlenmelerin gelişmeye başlamasıdır (Şekil 15).

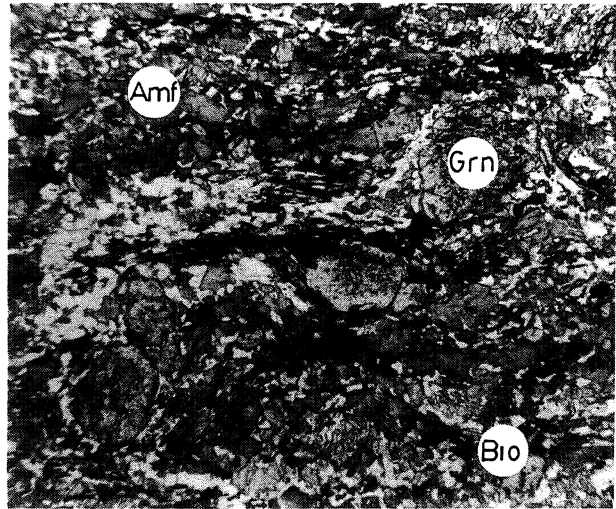
VI. Aşama: Metagabro stoğunun çeper kesiminde gelişen bu aşamada ilksel gabro tümüyle metamorfizma ürünü doku, yapı ve mineral bileşiminde granatlı amfibolitlere dönüşmektedir. "Plajioklas + Hornblend + Granat + Rutil + Sfen + Kuvars + Klinozoisit" bileşimindeki bu kayalarda amfibolitlere özgü, nematoblastik doku gelişmiştir (Şekil 16). V. aşamadan VI. aşamaya geçişte ilksel piroksen yuvalarında gelişen amfiboller piroksenlere ait mineral formlarından kurtularak bağımsız kristaller şeklini almaktadır. Buna koşut olarak eski plajioklas fenokristallerinin yuvalarını dolduran ince taneli genç plajioklaslar da rekristalizasyon sonucu irileşerek, poligonol dokulu plajioklaslara dönüşmektedir. Yine bu aşamada, plajioklas/amfibol dokanaklardaki granatlar porfiroblastik yapı kazanarak doku içerisinde bağımsız kristaller konumuna geç-

mektedir. Bu gelişmelerin sonucunda, metamorfizmanın en etkin olduğu çeper zonunda gabronun tümüyle granatlı amfibolite dönüşümü tamamlanmaktadır.



Şekil 15. Amfibolitik metagabrodan granatlı amfibolite geçiş zonu. Haç nikoller, 2.5X, Plj= Plajioklas, Amf= Amfibol.

Figure 15. Transition zone between amphibolitic metagabbro and garnet amphibolites. Crossed nicols, 2.5X, Plj= Plagioclase, Amf= Amphibole.



Şekil 16. Amfibolitik çeper zonunda gözlenen karakteristik nematoblastik doku. Paralel nikoller, 2.5X, Amf= Amfibol, Gr= Granat, Bio= Biotit.

Figure 16. Characteristic nematoblastic texture observed in the amphibolitic marginal zone. Plain light, 2.5X, Amf = Amphibole, GP= Garnet, Bio= Biotite.

Amfibolitik Damar Kayaçları

Özellikle metagabro stoğunun batı kesimlerinde, yaklaşık 2 km'lik bir zonda büyük oranda granatlı amfibolite dönüşmüş damar kayaçlarının yaygın olarak rastlanmaktadır. Kalınlıkları 20-30 cm ile birkaç on metre arasında değişen bu kayaçlar, çevre kayayı oluşturan gnaysların arasında yer alır. Belirgin bir yanıl devamlılık sunan ve foliasyona paralel olan bu damarların ilksel yerleşimlerinin sil konumunda olabileceğini göstermektedir. Koyu yeşil/siyah renkli, düzlemsel ayrılma özelliğine sahip bu kayaçlarda ender olarak ilksel magmatik kayaya ait kısmen korunmuş doku gözlenebilmektedir. Mikroskopik incelemelerde genel mineral bileşimleri "Plajiolklas + Hornblend + Granat + Biotit + Sfen + Opak mineral + Kuvars + Klinozoisit " olarak belirlenmiştir. (Çizelge 1). Bazı örneklerde ender olarak meionit üyesine yakın bileşimde skapoliller bulunmaktadır.

Kayaçlar genel olarak hornblend ve biotitten oluşan mafik minerallerce zengin düzeyler ve bunların arasındaki, baskın olarak plajiolklas ve az oranda kuvarstan oluşan açık renkli düzeylerden oluşmaktadır. Granatlar porfiroblast karakterinde olup özşekilli kristaller şeklindedir. Damar kayaçlarında amfibolitlere özgü tipik nematoblastik/porfiroblastik doku gözlenmektedir.

TARTIŞMA VE SONUÇ

Günümüze değin gerçekleştirilen birçok çalışmada Menderes Masifi'nin çekirdek serisini oluşturan gnays, migmatit ve asidik metavolkanitler içerisinde gabro bileşimindeki bazik magmatik kayaçların varlığına değinilmektedir. Bu konudaki ilk bulgular Çine Asmasıfi'nde Onay (1949) ve Schuiling (1962) tarafından elde edilmiştir. Bu her iki çalışmada, gabroların metamorfizma ile olan ilişkilerinden ayrıntılı olarak söz edilmektedir. Kun (1983), Çine Asmasıfi'ndeki asidik metavolkanitlerin petrografisi ve jeokimyası konulu çalışmasında bu yöredeki gabroları da ilk kez ayrıntılı olarak ele alıp incelemiştir. Araştırmacı, metagabro kütlelerinin yerleşiminin bölgedeki genç tektoniğin ürünleri olan düşey faylarla denetlendiğini belirtmektedir. Bu ilk bulguların ışığı altında, Dora ve diğ., (1987) tarafından geliştirilen Menderes Masifi'nin evrim modeli içerisinde gabrolar, anateksi ürünü granitlerle birlikte post-metamorfik plutonlar olarak yorumlanmıştır.

Araştırmacılara göre gabrolar, Batı Anadolu'daki Orta Miyosen sonrası, etkin olan genleşme sürecinde oluşan ve oldukça derinlere kadar uzanan düşey tektonik hatlar boyunca sokulmaktadır. Bu verilere dayalı olarak post-metamorfik karakterli gabrolar, Batı Anadolu'daki Urla-Foça-Akhisar-Ezine yörelerinde gözlenen Üst Miyosen-Alt Pliyosen yaşlı volkanizma ile deneştirilmiştir. Yine aynı araştırmacılara göre masif içerisinde Kula-Kiraz-

Söke yörelerindeki bazik volkanitler, gabroları oluşturan bazik magmatizmanın Pliyosen-Aktüel yaşlı ürünleridir.

Kun ve Candan (1988) tarafından Ödemiş-Kiraz yöresinde gerçekleştirilen çalışmada yine benzer birimler içerisinde, boyutları bir kilometreye ulaşan gabro stoklarının varlığı belirlenmiştir. Yer yer amfibolitleşmeye uğramış, granat içeren gabrolar bu çalışmada da yüksek dereceli metamorfite kesen, post-metamorfik karakterli genç bazik magmatikler olarak yorumlanmıştır. Aynı araştırmacılar tarafından, Çine Asmasıfi'nin Karıncalı Dağ yöresindeki çalışmada da (Kun ve Candan 1991) benzer sonuçlar elde edilmiştir.

Son olarak, Candan (1992)'nin Demirci-Gördes Asmasıfi'nin Kula-Alaşehir arasında kalan yöresinde gerçekleştirdiği çalışmada gabroik bileşimli bu bazik magma türlerinin metamorfik olabileceğini savunmuştur. Araştırmacı, metavolkanitler içerisinde yer alan bu kayaçların masifin ana metamorfizmasının gerçekleştiği Eosen'de çevre kayaçlarla birlikte yüksek dereceli bölgesel metamorfizmaya uğradığını belirtmekte ve bu görüş ışığı altında masifin diğer yörelerindeki gabroların da yeniden değerlendirilmesi zorunluluğuna değinmektedir. Yine aynı araştırmacı tarafından Ödemiş-Kiraz yöresindeki gabrolar üzerine yapılan çalışmada da (Candan 1993) metamorfik karakteri destekler sağlam veriler elde edilmiştir.

Alaşehir-Kula arasında kalan bölgede yüzeyleyen gabro stoğunun masifi etkileyen son ana metamorfizma ile olan ilişkisi oldukça açık olarak izlenebilmektedir. Bu yörede, yüksek dereceli metamorfite içerisinde gözlenen gabro stoğu, çalışmanın petrografi bölümünde ayrıntılı olarak açıklandığı gibi çeperden çekirdeğe doğru mineralojik, yapısal ve dokusal belirgin değişimler sergilenmektedir. Bu değişimler, gabro stoğunun çevre kayaçlarla birlikte migmatitik aşamada metamorfizmaya uğramasından kaynaklanmaktadır. Metamorfizmaya eşlik eden şiddetli deformasyonun yardımıyla, özellikle stoğun çeper kesimleri sisteme giren suyun etkisiyle tümüyle granatlı amfibolitlere dönüşmüştür. İlksel magmatik kayaya ait kalıntı hiçbir fazın gözlenmediği, tümüyle metamorfizma ürünü minerallerden oluşan zonda, çevre kayacın foliasyonuna tamamiyle koşut belirgin foliasyon ve bölgesel metamorfik amfibolitlere özgü nematoblastik doku gelişmiştir. Ayrıca stoğun ilksel intruzif karakterdeki dokasının da etkilendiği yüksek dereceli metamorfizma nedeniyle büyük ölçüde yeniden düzenlendiği açıkça görülmektedir. Metagabro stoğunun çekirdek kesimi, bu bölgenin daha rijit kalması ve suyun bu bölgelere girmemesi nedeniyle ilksel doku ve mineral bileşimi büyük ölçüde korunmuştur. Bu kesimlerde, sınırlı granat oluşumu gibi etkilerin dışında metamorfik veriler bulunmak oldukça zordur.

Dünyanın birçok yöresinde, almandin-amfibolit ve hatta granülit fasiyesi koşullarında bölgesel metamorfizmaya uğramış metagabrolarda, bölge metagabrosuna son derece benzer verilerden sıkça söz edilmektedir. Bu konuda en çok çalışılmış bölge ABD'de Adirondack yöresidir. Burada, granülit fasiyesi koşullarında metamorfizmaya uğramış, Prekambriyen yaşlı metagabrolarda belirgin amfibolitik çeper zonu gelişmekte, çekirdekte ise ilksel mağmatik kayaya ait mineralojik doku büyük oranda korunmaktadır (Buddington 1939, Whitney ve McLelland, Gasparik 1980; McLelland ve diğ., 1988). Bunların dışında Norveç ve İsveç'te yine granülit fasiyesinde metamorfizmaya uğramış bölgelerdeki gabro ve hiperitlerde benzer yapılar gelişmiştir (Zeck ve diğ., 1988).

Kula yöresindeki metagabrolarda piroksen/plajioloklas ve opak mineral/plajioloklas dokanaklarında granatlı korona yapıları gelişmiştir. Bu tür yapılar birçok araştırmacı tarafından granülit fasiyesi koşulları veya granülitten almandin-amfibolite retrogressif dönüşümün verileri olarak yorumlanmıştır (De Waard 1965, Griffin ve Heier 1969). Bunun yanısıra ilmenit-rutil-sfen arasındaki koronitik dokusal ilişkiler, eklojitik fasiyesteki yüksek basınç koşullarından almandin-amfibolit fasiyesi koşullarına retrograt dönüşümlerin verileri olarak kabul edilmektedir. Özellikle İsviçre ve İtalya'nın kuzey kesimindeki eklojitler üzerinde yapılan çalışmalarda ilksel mağmatik faz olan manyetit/ilmenitin eklojitik aşamada rutille çevrelendiği ve bunu izleyen geri gidimli almandin-amfibolit koşullarında ise en dışta sfen zonu oluştuğu vurgulanmaktadır (Ernst 1976, 1981, Cortesogno ve diğ., 1977, Magetti ve Galetti 1988). Kula yöresinin dışında Ödemiş-Kiraz asmasındaki meta-gabro stoğunun çeper zonunda, almandin-amfibolit fasiyesinde retrograt olarak amfibolitleşmeye uğramış, olasılıkla eklojitik karakterde düzeylerin varlığı (Candan, 1993) Masifteki metagabroların uğradıkları metamorfizma evreleri ve koşullarının ayrıntılı olarak ele alınması zorunluluğunu ortaya koymaktadır.

Menderes Masifi'nin Çine, Ödemiş-Kiraz ve Demirci-Gördes asmasıflerinin farklı kesimlerinde çok sayıda noktada incelenen metagabro sil ve stoklarının tümü Prekambriyen- Kambriyen yaşlı, Menderes Masifi'nin genel istifinde çekirdek serileri olarak adlandırılan birimler içerisinde yer almaktadır. Bu tür net metamorfik verilere sahip metagabroların, olasılıkla Ordovisiyen-Üst Kretase yaşlı örtü serileri içerisinde bulunmayışı bu kayaçların yerleşimlerinin örtü serilerinin ilksel sedimentlerinin çökeliminden önce gerçekleştiğini göstermektedir.

Sonuç olarak, gerek Kula-Alaşehir yöresindeki gabro stoğu, gerekse bu yöredekilerle son derece büyük benzerliklere sahip masifin diğer bölgelerindeki gabro-

lar, önceki çalışmalarda ileri sürüldüğü gibi Orta Miyosen sonrası yaşlı post-metamorfik plutonlar olmayıp, olasılıkla Prekambriyen-Kambriyen yaşlı kayaçlardır. Bu gabrolar, Masifi etkileyen Eosen yaşlı ana metamorfizma ile yüksek derece koşullarında metamorfizmaya uğramışlar ve bunun sonucunda çeperden çekirdeğe doğru dokusal ve mineralojik değişimlere dayalı zonlanma kazanmışlardır.

KATKI BELİRTME

Bu çalışmanın 0908.92.05.05 nolu AIF projesi kapsamında desteklenmesi nedeniyle Dokuz Eylül Üniversitesi Rektörlüğüne teşekkür ederim.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Buddington, A.F., 1939 Adirondack igneous rocks and their metamorphism: Geol. Society of Amer. Memoir., 7, 55-306.
- Candan, O., 1992, Menderes Masifi/Demirci-Gördes Asmasıf'inde Kula-Yeşilyurt kasabaları arasında kalan bölgenin jeolojisi, petrografisi ve metamorfizma evrimi: D.E.Ü. Rektörlüğü 0.908.90.05.02 nolu proje;11295.
- Candan, O., 1993, Kiraz-Birgi çevresindeki (Menderes-Masifi/Ödemiş-Kiraz Asmasıf) metagabroların petrografisi ve metamorfizma aşısı: H.Ü. Yerbilimlerinin 25. yılı sempozyumu (ilk gönderim).
- Cortesogno, L., Ernst, W.G., Galli, M., Messiga, B., Pedemonte, G.M. and Piccardo, G. B., 1977, Chemical petrology of eclogitic lenses in serpentinite, gruppo di Voltri, Ligurian Alps: Journal of Geol., 95, 255-277.
- Dora, O. Ö., Savaşçın, Y., Kun, N. ve Candan, O., 1987, Menderes Masifi'ndeki post-metamorfik plutonlar: H.Ü. Yerbilimleri, 14, 79-89.
- Dora, O. Ö., Kun, N. ve Candan, O., 1990, Metamorphic history and geotectonic evolution of the Menderes Masif: Int. Earth Sci. Cong, on Eagean Region, 102-115.
- Dora, O. Ö., Kun, N. ve Candan, O., 1992, Menderes Masifi'nin metamorfik tarihçesi ve jeotektonik konumu: Türkiye Jeoloji Bült., 35, 1-14.
- Ernst, W. G., 1976, Mineral Chemistry of eclogites and related rocks from the Voltri group. Western Liguria, Italy: Schweiz. mineral. Petrogr. Mitt., 56, 243-343.
- Ernst, W. G., 1981, Petrogenesis of eclogites and peridotites from the western and Ligurian Alps: Amer. Mineralojisi, 66,443-472.
- Gasparik, T., 1980, Geology of the Precambrian rocks between Elizabethtown and Mineville, eastern Adirondack, New York: Geol. Soc. of America Bull., 91, 78-88.
- Kun, N., 1983, Çine dolayının petrografisi ve Menderes Masifi'nin güney kesimine ait petrolojik bulgular: D.E.Ü. Fen Bil. Enst. Doktora Tezi (Yayınlanmamış).

Örnek No Mineral Bileşimi	I. AŞAMA		II. AŞAMA			III. AŞAMA			IV. AŞAMA			V. AŞAMA		VI. AŞAMA		DAMAR KAYALARI	
	G-28/6	G-28/4	G-40/5	G-3/A	G-40/23	G-40/9	G-40/6	G-7/A	G-40/7	G-40/8	G-40/11	G-17	G-40/15	G-37/1	G-14/C	G-24/A	
PLAJIOKLAS	42	46	39	47	43	36	40	44	42	38	36	38	25	24	24	27	
ORTO PIROKSEN	16	12	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
KLİNOPIROKSEN	24	21	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
HORNBLEND	8	15	52	39	48	52	53	52	51	58	57	57	42	61	38	32	
GRANAT	<1	<1	3	4	4	5	2	-	2	1	1	1	21	9	22	18	
BIOTİT	5	2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	6	12	
KLİNOZOİSİT	2	2	1	3	<1	<1	1	<1	1	<1	2	<1	-	1	1	2	
SFEN	-	-	3	2	3	<1	3	2	2	-	3	1	4	2	3	5	
RUTİL	-	-	<1	3	1	4	1	<1	<1	1	1	<1	1	<1	-	-	
OPAK MIN.	2	1	<1	2	-	1	-	-	<1	1	-	1	-	-	4	-	
KUVARS	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	8	2	2	4	
T O P L A M	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	

Çizelge 1. Metagabro stoğu içerisinde çekirdekten çepere doğru gözlenen mineral bileşim ve yüzde değerleri.

Table 1. Mineral assemblage and modal analyses of the zones from the core to margin observed in the metagabbro stock.

Kun, N. ve Candan, O., 1988 Ödemiş-Kiraz Asmasındaki leptitlerin dağılımı, kökenleri ve oluşum koşulları: TBAG-688 nolu proje., 133 s.

Kun, N. ve Candan, O., 1991, Menderes Masifi'nin güneydoğusunda kalan Karıncalı Dağ çevresinin jeolojisi, petrografisi ve metavolkanitlerin (leptit) kökeni: S.U. Müh. Mim. Fak. Derg., 1, 30-44.

Kun, N., Dora, O. Ö., Tuzcu, N. ve Candan, O., 1988, Menderes Masifi'ndeki post-metamorfik gabro stoklarının petrolojisi: Akdeniz Üniv. Isparta müh. Fak. Derg., 4, 304-325.

Magetti, M. and Galetti, G., 1988, Evolution of the Siluretta eclogites. metamorphic and magmatic events: Schweiz. mineral. Petrogr. Mitt., 68,467-484.

McLelland, J., Lochbead, A and Vyhna, C, 1988, Evidence

for multiple metamorphic events in the Adirondack mountains, N. Y: Journal of. Geol, 96, 279-298.

Onay, T. S., 1949, Über die Smirgel gesteine Sudwest-Anatoliens: Schweiz. mineral Petrogr. Mitt., 24, 359-491.

Schuiling, R. D., 1962, Türkiye'nin güneybatısındaki Menderes migmatit kompleksinin petrolojisi, yaşı ve yapısı hakkında: M.T.A., Derg., 58, 71-84.

Wniürel. Hb Db ve McLelland, J. M., 1973, Origin of Coronas in metagabbros of the Adirondack Mts. N.Y., Contr: Mineral. Petrol, 39, 81-98.

Zeck, H. P., Otlesen, C. ve Tüft, J., 1988, Volume effect of a gabbro-amphibolite transition: Chem. Geol., 67. 141-153.

Pontid Adayayı'nda Carlin tipi Kaletaş(Gümüşhane) Altın Zuhuru

*A Carlin type gold occurrence in the Pontide island arc: the Kaletaş Gold Occurrence
(Gümüşhane, NE-Turkey)*

Necati TÜYSÜZ
Kemal ÖZDOĞAN
Murat ER
Zeki YILMAZ
Ahmet AĞAN

Karadeniz Teknik Üniversitesi Maden Mühendisliği Bölümü, 61080- Trabzon
Maden Tetkik Arama Genel Müdürlüğü, Bölge Müdürlüğü 61200, Trabzon
Maden Tetkik Arama Genel Müdürlüğü, Bölge Müdürlüğü 61200, Trabzon
Maden Tetkik Arama Genel Müdürlüğü, Bölge Müdürlüğü 61200, Trabzon
Maden Tetkik Arama Genel Müdürlüğü, Bölge Müdürlüğü 61200, Trabzon

Öz

Kaletaş saçınımlı altın zuhuru, ince tabakalı, siltli-kumlu kireçtaşları içinde, fay ve kırık zonları ile tabaka düzlemleri gibi, süreksizlik zonları boyunca yer alan silis merceklerinden oluşur. Bu zonlar hidrotermal sıvılar için akış kanalları oluşturmuştur. Silisleşme yoğun ornatmalar ve ince ağsı damarcıklar şeklindedir. Altın, karbonat kaybının etkin olduğu kesimlerde, silisleşmeyle birlikte zenginleşmiştir. Karbonat kaybı ve silisleşme iki ayrı sıvının varlığına işaret eder. Çünkü, sadece karbonat kaybının gözlemlendiği kısımlarda altın değerleri çok düşüktür. Silisleşmeyi en son evrede killeşme izler. Yüzeysel alterasyona bağlı olarak oluşan alunit, natrojarosit, nabit kükürt, limonit ve kaolinit gibi ikincil mineraller kireçtaşlarındaki erime boşluklarını doldurur. Altına; pirit, realgar ve orpiment eşlik eder. Realgar ve orpiment hidrotermal aktivitenin en son evresini temsil eder. Kaletaş sahasındaki altının çökelişi genel olarak silisli kısımlardaki organik malzemede altının tutulması şeklindedir. Ayrıca, ısı azalması ya da silisleşmeyi oluşturan sıvılarla geçiren zonlar boyunca dolaşan meteorik suların karışması da altının çökelişine etki etmiş olabilir. Bütün bu özellikleri ile Kaletaş altın cevherleşmesi Carlin tipi altın yataklarına oldukça benzemektedir. Ancak, bu zuhur, kıtasal ortamda oluşmuş Carlin-Cortez zonundakilerin aksine adayayında gelişmiştir.

Abstract

The Kaletaş disseminated gold occurrence, hosted by thin-bedded, silty to sandy limestones, consists of siliceous lenses developed along permeable zones such as fault, fracture and bedding planes. These were initially major inflow zones for hydrothermal fluids. Silicification occurs as replacement bodies and tiny veinlets. Gold is enriched in silicified limestones, especially along zones of extensive carbonate removal. Carbonate dissolution and silicification are two separate processes, both of which are resulted from different hydrothermal solutions. Carbonate removal is intensified along highly permeable zones. Argillic alteration characterized by dominance of illite is formed subsequent to mineralization. Oxidation of ore minerals and altered rocks are resulted in the formation of alunite, natrojarosite, kaolinite, limonite and native sulfur which eventually fill the pores of dissolved limestones. Realgar and orpiment postdate gold mineralization and are related to late-stage quartz veining. The gold deposition in the area of interest is mainly a factor of adsorption of gold on organic matter in silicified zones. Temperature decrease or mixing of gold-bearing hydrothermal fluid with meteoric fluid may also be an effective mechanism in gold precipitation. The Kaletaş gold occurrence is similar to Carlin-type deposits in carbonate hostrocks, alteration, geochemical signature and ore mineralogy, but is different in tectonic setting, being located in an island arc environment rather than a continental setting in which the Carlin gold deposits occur.

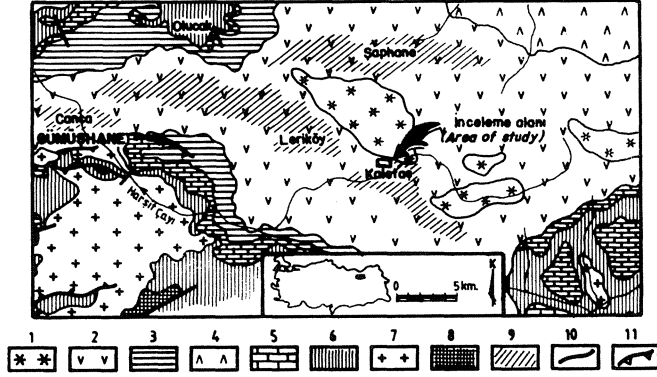
GİRİŞ

Çalışma sahası Doğu Pontid ada yayında, Gümüşhane ilinin yaklaşık 23 km doğusunda Kaletaş köyü civarında yer alır (Şekil 1). Yöre, jeolojisi, tektonik konumu ve eşlik eden yaygın hidrotermal alterasyonu ile altın aramaları için çeşitli yerli ve yabancı kuruluşların ilgisini çekmiştir. Bilinen cevherleşme ve alterasyonlar daha ziyade volkanik kayalarda görülmektedir. Ancak, inceleme sahasında alterasyon ve cevherleşme kireçtaşları içinde yer alır. Kireçtaşlarında olduğu bilinen en tipik epitermal altın yatakları Carlin-Cortez (A.B.D.) bölgesinde bulunmaktadır (Wells ve diğ., 1969; Radtke ve diğ., 1972; Radtke, 1985; Bakken ve Einaudi, 1986; Kuehn ve Rose, 1992). Kaletaş sahası benzer özellikler açısından ilginç bulunmuştur. İnceleme alanının ayrıntılı jeoloji haritası yapılmış, petrografik ve mineralojik incelemeler; kimyasal ve jeokimyasal analizler için örnekler toplanmıştır. Alterasyon mineralleri daha ziyade

X-ray difraktometre yöntemi ile saptanmıştır. Toplam organik karbon miktarı Leco-analizatörü ile ölçülmüştür.

BÖLGESEL JEOLJİ

Yöredeki en eski kayaç birimleri gnays, mika-şist, klorit-şist, kalk-şist, mermer, metagabro ve metabazalttan oluşan Paleozoyik yaşlı metamorfittlerdir (Korkmaz ve Baki, 1984; Korkmaz ve diğ., 1992) (Şekil 1). Permian yaşlı (Çoğulu, 1975) Gümüşhane granitoyidi bu metamorfittleri keser ve onlarla birlikte Doğu Pontidlerin temel kayaçlarını oluşturur. Liyas yaşlı bazalt, andezit ve bunların piroklastları bu temel üzerine açısız uyumsuzlukla oturur. Üst Jura - Alt Kretase kireçtaşları adı geçen volkanitlerin üzerine gelir. Üst Kretase bazalt ve andezitleri kireçtaşlarını örter ve üste doğru volkanotortul bir seriye geçerler. Bütün bu seriler Eosen yaşlı Kaçkar granitoyidi tarafından kesilir.



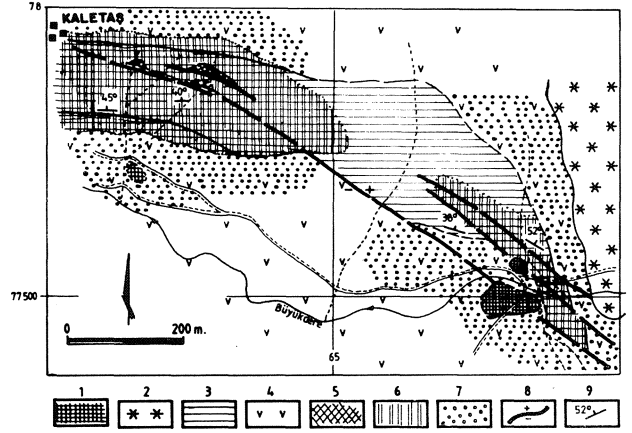
Şekil 1. İnceleme alanının yer buldum ve bölgesel jeoloji haritası (1-Kaçkar II granitoidi, 2-Eosen volkano-sedimanter seri, 3- Üst Kretase volkano-sedimanter seri, 4-Üst Kretase bazalt ve andezitleri, 5-Üst Jura - Alt Kretase kireçtaşı, 6-Lias volkano-sedimanter seri, 7-Gümüşhane granitoidi 8-Metamorfitletler,

9-Hidrotermal alterasyonu 10-Normal fay, 11-Bindirme fayı)

Figure 1. Location and regional geologic map of the study area (1-Kaçkar II granitoid, 2-Volcano-sedimentary series (Eocene), 3-Volcano-sedimentary series (Upper Cretaceous), 4-Basalt and andesite lavas (Upper Cretaceous), 5-Limestone (Upper Jurassic - Lower Cretaceous), 6-Volcano-sedimentary series (Liassic). 7-Gümüşhane granitoid, 8-Metamorphics, 9-Hydrothermal alteration, 10-Normal fault, 11-Thrust fault).

SAHA JEOLJİSİ

İnceleme alanında Eosen yaşlı volkano-tortul seri ve onu kesen kaçkar granitoidi yer alır (Şekil 2). Volkano-tortul seri andezit ve piroklastları ile bunlarla arakatmanlı kireçtaşlarından oluşur. Andezitler uğradıkları alterasyonun cinsine göre yeşilimsi gri renkten açık bej renge kadar değişen çeşitli renklerdedir. Altere olmamış kısımlarda ise gri renklidirler. Mikrolitik porfirik doku gösterirler. Mafik mineralleri başlıca hornblend olup çok az miktarda ojit içerirler. Kireçtaşları çeşitli bileşimdedir. Kalın tabakalı kireçtaşları ince siltli ve kumlu kireçtaşları ile arakatlıdır. Kalın tabakalılar daha fazla bitümlüdür. Kaçkar granitoidi sadece andezitlerle dokanak oluşturmuş ve bu zonlar boyunca zayıf dokanak metamorfizmasına neden olmuştur. Sahada izlenen en genç oluşuklar ise fay zonları boyunca dizilen travertenlerdir. Kireçtaşları oldukça faylanmış ve kırılmıştır. Faylar K55-60B doğrultulu olup genelde birbirine paralel bir set oluştururlar. Bunlar muhtemelen derin kökenli normal faylardır.



Şekil 2. İnceleme alanının jeoloji ve alterasyon haritası (1-Travertlen, 2-Kaçkar II granitoidi, 3-Kireçtaşı (Eosen), 4-Andezit (Eosen), 5-Silisleşme, 6-İllitleşme, 7-Propylitizasyon, 8-Fay, 9-Tabaka eğim ve doğrultusu).

Figure 2. Geologic and alteration map of the study area (1-Travertine, 2-Kaçkar II granitoid, 3-Limestone (Eocene), 4-Andesite (Eocene), 5-Silicification, 6-Ilitization, 7-Propylitization, 8-Fault, 9-Bedding attitude).

Kireçtaşlarının genel özellikleri

Petrografik incelemeler sonucunda kireçtaşlarının genel olarak; %5-40 biyoklast, % 10-30 intraklast, %20-30 pellet, % 5-35 kuvars ve %0.1-1 pirit içerdikleri görülmüştür. Buna göre, incelenen örnekler biyomikrosparit, biyointrapelsparit, intrabiyopelsparit ve siltli-kumlu biyosparit olarak adlandırılmıştır. Bu kireçtaşları büyük ölçüde rekristalize olmuşlardır. Bu rekristalizasyon sonucu kireçtaşlarının porozitesi azalmıştır. Çünkü, farklı bileşimli kireçtaşlarının yoğunluğu hemen hemen aynıdır (Tablo 1). Genel olarak görünen poroziteleri % 5-10 civarındadır. Kireçtaşla, *Nummullites* sp., *Discoeyclina* sp., Ekinit plakası, Pelesipod kavkısı içerirler. Biyoklastların bol olduğu zonlar diğerlerine göre daha fazla dekalsifiye olmuştur. Bu da bu zonların başlangıçta yüksek permeabilite oluşturduğunu gösterir.

JEOKİMYASAL EVRİM

Kaletaş altın cevherleşmesi birbirini takip eden 4 ana jeokimyasal evre sonucu oluşmuştur (Şekil 3). Bunlar; 1) organik madde (bitümlü) içeren kireçtaşlarının çökmesi, 2) dekalsifikasyon, 3) altın çökelişi ve eşlik eden hidrotermal alterasyon, 4) oksidasyon olarak tanımlanmıştır.

Kireçtaşlarının organik karbon içermeleri (toplam organik karbon miktarı= %0.57) bunların anerojik or-

KALETAŞ ALTIN ZUHURU

tam koşullarında çökeldiğini gösterir. Organik olgunlaşma muhtemelen Kaçkar granitoidin ısıtması sonucu tamamlanmıştır. Kireçtaşlarındaki 1-5 cm açıklıktaki kırık ve çatlaklar daha sonra yer altı ve yağmur sularının kayca içindeki döngülerinin etkisiyle organik maddeler tarafından doldurulmuştur. Karbonat erimesi sonucu kireçtaşlarının porozitesi artmıştır. Çözülme daha çok fay ve kırık zonları boyunca yoğunlaşmıştır. Çözünme yer yer oldukça etkin olmuş ve kireçtaşlarında 2-3 cm civarında karstik erime boşlukları gelişmiştir (Şekil 4). Bu boşluklar daha sonra ikincil minerallerle dolmuş ve kayaca breşik bir görünüm vermiştir. Silis-

Tablo 1. Kireçtaşlarının major oksit analizleri ve yoğunluk değerleri.

Table 1. Major oxide analyses and bulk density values of the limestones.

Örnek No	N-1	N-2	N-3	N-4	N-5	N-6
SiO ₂	87.81	9.52	7.35	29.63	6.31	12.80
TiO ₂	0.12	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	0.12
Al ₂ O ₃	4.60	1.74	1.38	9.01	1.08	1.43
Fe ₂ O ₃ *	3.80	0.27	0.15	0.35	0.25	0.45
MgO	0.16	0.47	1.97	0.80	0.60	0.41
CaO	0.82	48.40	48.46	32.47	50.82	47.15
Na ₂ O	0.04	0.08	0.11	0.12	0.04	0.08
K ₂ O	0.47	0.38	0.22	0.53	0.02	0.18
MnO	0.03	0.03	0.03	0.04	0.03	0.15
P ₂ O ₅	0.38	0.22	0.11	0.11	0.04	0.05
H ₂ O	0.74	0.50	0.40	1.00	0.30	0.50
CO ₂	0.50	37.40	39.30	23.70	40.30	37.60
Toplam	99.77	99.02	99.49	97.88	100.4	100.9
Yoğunluk(g/cm³)	2.76	2.72	2.71	2.69	2.74	2.73

* : Toplam Fe, Fe₂O₃ olarak verilmiştir.

leşme kalsit çözünümünü izlemiş ve özellikle fay ve kırık zonları boyunca yan kayacı ornatmıştır. Bu yaygın silisleşmeyi ikinci bir silisleşme fazı damarcıklar şeklinde izler. Bu silis damarcıkları da geç safha illit damarcıkları tarafından katedilmiştir. Oksidasyon evresi, alunit, natrojarosit ve kaolinit oluşumları ile karakteristiktir.

JEOKİMYASAL DEĞİŞİMLER

Kireçtaşlarında yapılan ana oksit element analizleri (Tablo 1) sonucu, bu kayaçların % 6.31-12.80 arasında SiO₂ içerdiği buna karşılık karbonat kaybının yüksek olduğu zonlarda SiO₂ içeriklerinin nispeten artarak % 29.63 e çıktığı görülür. Şiddetli silisleşmiş kısımlarda ise SiO₂ içerikleri % 87.81 civarındadır. CaO içerikleri başlangıçta % 37.40-40.90 arasında iken karbonat kaybına uğradıkları kısımlarda % 23.7 ve şiddetli silisleşmiş kısımlarda ise % 0.5 e kadar düşmektedir. Bu da silisleşmenin dekalsifikasyonu izlediğini gösterir. Ayrıca, SiO₂ ile CaO arasındaki negatif iyi korelasyon (r=-0.99) bu olayı yansıtır. Al₂O₃ egöre örnekler iki lükli

alterasyon grubuna ayrılabilir; a) illite fakir, karbonatça zengin (düşük Al₂O₃ içerenler), b) dekalsifiye ve şiddetli silisleşmiş (yüksek Al₂O₃ içerenler). K₂O, Al₂O₃ ile iyi korelasyon gösterir (r= 0.80); yani yüksek K₂O ve Al₂O₃ değerleri karbonat kaybı ile doğru orantılıdır. Fe₂O₃ ile SiO₂ arasında çok iyi bir pozitif korelasyonun (r= 0.97) ve CaO ile çok iyi bir negatif korelasyonun (r= -0.95) bulunması Fe₂O₃ ün silisleşme ile arttığını gösterir. Bu da dolaylı olarak, diyajenetik olanların yanısıra önemli oranda piritin hidrotermal faaliyetler sonucunda oluştuğunu gösterir. Mikroskopik incelemeler de bunu doğrular. Zira, cevherleşmiş kireçtaşlarında, hidrotermal faaliyetten etkilenmemiş kireçtaşlarına göre daha fazla miktarda ve daha sarımsı renkte ikinci bir pirit topluluğuna rastlanılmıştır.

	Cevherleşme Öncesi Pre-Ore Stage	Cevherleşme Evresi Ore Stage	Cevherleşme Sonrası Post-Ore Stage	Oksidasyon Evresi Oxidation Stage
BHümlü Kıt. Çökelimi, Diyajenetik Evre/ Bituminous Lmst., Diagenetic Stage				
Rekristalizasyon/ Recrystallization				
Karbonat Kaybı/ Carbonate Loss				
Silisleşme/ Silicification				
Ağai İnce Silis Dmrc., Genelde gri-kirli beyaz/ Fibroid Siliceous Veins				
Kalsit Dmrc., Beyaz/ Calcite Veins				
Silis Damarcıkları/ Siliceous Veins				
Öz Şekli Kıvraklı Krsit/ Undeformed Quartz Crs.				
Reajen Tanecikli Dmrc./ Reajen Grains-Veins				
Natrojarosit/ Natrojarosite				
Alunit/ Alunite				
Boşluklarda Nabir S/ Nabir S in Cavities				
Çatlaklarda-Kırıklarda Fe-O ve Kaolinit/ Fe-O-Kaolinite Within The Fractures				
Opal/ Opale				
Traverten/ Travertine				

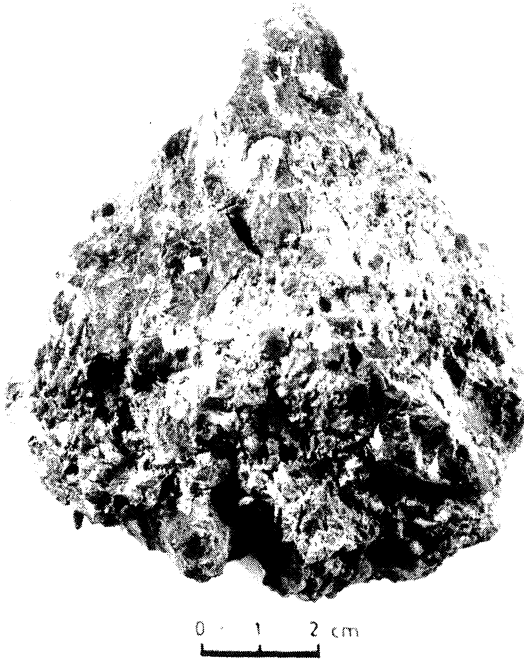
Şekil 3. Kaletaş altın zuhurunun genelleştirilmiş parajenezi.

Figure 3. Generalized paragenesis of the Kaletaş gold occurrence.

HİDROTERMAL ALTERASYON

Hidrotermal alterasyon yüksek altın değerlerinin olduğu kısımlardan dışa doğru belirgin bir zonlanma gösterir (Şekil 5). Zonlanmanın en dışında kalsit damarcıkları ve opal dolgularına rastlanır. Cevherleşmiş

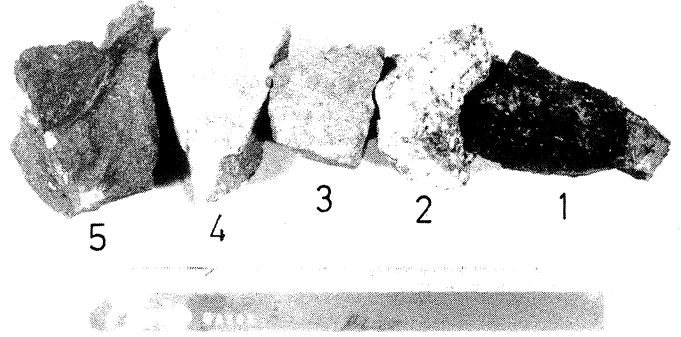
kısımlarda alterasyon daha ziyade silisleşme, illitleşme ve serizitleşme şeklinde iken, dışa doğru propilitleşme egemendir. Propilitleşme daha ziyade kireçtaşlarını çevreleyen andezitlerde illetleşmeyi çevreler durumdadır. Bu kısımlarda, altın ve gümüş değerleri son derece düşüktür. Silisleşme fay ve kırık zonları boyunca yaygın ornatmalar şeklinde gelişmiş olup merceğimsi zonlar oluşturur. Bu zonlar ve silisleşmemiş dış zonlar daha sonra, yer yer ağsal kuvars ve kalsedon damarları tarafından kesilmiştir. Ayrıca erime boşluklarında, ikincil, öz şekilli kuvarslara rastlanılır. Yer yer yaygın olan serizitleşme geç evre kuvars damarlarını keser ve öz şekilli kuvarslar ile realgar taneleri arasını doldurur ve realgarları belli ölçüde kemirir.



Şekil 4. Erime boşuklu ve boşukları kısmen kaolinit dolgulu kireçtaşı.

Figure 4. A limestone sample showing solution cavities partially filled by kaolinite.

Kayaçta illitleşmenin yoğun olduğu kısımlar siyah plastik malzeme özelliğindedir; bunun da muhtemel nedeni kireçtaşlarındaki organik malzemedir. Altın, karbonat kaybindan dolayı oluşan boşlukların silisle doldurulmuş olduğu kısımlarda birikmiştir. Silisleşmenin zayıf ya da hiç olmadığı komşu zonlar boşuklu ve breşik kireçtaşı görünümündedir. Bu boşuklar daha sonra yer yer, yüzeysel olarak oluşmuş alunit, natrojarosit, kaolinit ve nabit kükürt ile dolmuştur (Şekil 4 ve 5). Karbonat kaybına uğramış ancak silisleşmemiş kısımlarda altın değerleri çok zayıftır. Bu da karbonat çözülmesine neden olan sıvının altın taşıyan sıvıdan farklı bir sıvı olduğunu gösterir. Hidrotermal çözeltilerin kaynağı muhtemelen Kaçkar II granitoyitidir.



Şekil 5. Kireçtaşlarındaki silisli mercerlerden dışa doğru alterasyon zonlanması ve bileşim değişimi (1-silisli ve altınlı, boşlukları realgar ve nabit kükürt dolgulu, 2-illitli, boşlukları kaolinit dolgulu, 3-4-kumlu kireçtaşları, 5-bitümlü kireçtaşı)

Figure 5. Alteration zonation and composition variation away from silicified lenses in the limestones (1-silicified and Au-bearing sample, vugs filled with realgar and native sulphur, 2-illitized sample, vugs filled with kaolinite, 3-4-porous sandy limestone samples, 5-bituminous limestone)

CEVHERLEŞME

Yüksek altın değerlerine, faylar, kırıklar ve tabaka düzlemleri boyunca gelişmiş, 25-100 m uzunlukta 10 m genişlikteki silis mercerlerinde rastlanılır. Bu kısımlardan hazırlanan parlak kesitlerde altına rastlanılamamıştır. Ancak, jeokimyasal analizlerde elde edilen yüksek Au değerleri (9.72 ppm gibi), altının mikroskopta görülemeyecek kadar küçük boyutlarda olduğunu göstermektedir. Ayrıca, Nevada yöresindeki benzer yataklarda hidrotermal piritler içerisinde altının saptanmış olması (Arehart ve diğ., 1993), inceleme sahasındaki hidrotermal piritlerde de altının bulunabileceği ihtimalini kuvvetlendirmektedir. Piritler genelde çok küçük boyutlardadır. Ancak, bazıları 0,193x0,147 mm boyutunda gözükür. İri ayrı pirit jenerasyonu ayırt edilebilir. Bunlardan birisi, küçük boyutlu, öz şekilli ve cevherleşmelerden uzak kısımlardaki kireçtaşlarında da gözlenen ve muhtemelen diyajenez esnasında oluşmuş piritlerdir. Diğerleri ise daha yuvarlak ve daha sarı renkli ve özellikle silisleşmiş kısımlarda bol bulunan hidrotermal piritlerdir. Ayrıca, silisleşmiş kısımlardaki pirit miktarının normal kireçtaşlardakine göre iki üç kat daha fazla arttığı görülür. Diğer cevher mineralleri ise realgar, orpiment ve nabit kükürttür. Realgar taneleri makroskopik olarak da rahatlıkla ayırt edilebilecek boyuttadır. Parlak kesitlerde öz şekilsiz, genelde 2,32x1,33 mm boyutunda, boşlukları doldurur vaziyette izlenen

Tablo 2. Kireçtaşlarından ve silisli zonlardan alınan örneklerle ait bazı iz element analizleri.

Table 2. Some trace element analyses of samples collected from limestones and silici fled Z(>nc)

Örnek no	Au ppm	Ag ppm	Sb ppm	As ppm	Cd ppm	Cu ppm	Pb ppm	Zn ppm
1	9.72	2.7	240	>2000	<10	95	33	49
2	0.184	1.0	80	>2000	<10	21	14	18
3	1.38	1.4	32	>2000	<10	61	10	16
4	<0.1	7.2	4	20	<10	14	80	36
5	3.2	1.6	115	320	<10	60	18	28
6	4.07	1.1	84	300	<10	49	40	32
7	2.99	2.3	260	500	<10	63	20	28
8	3.61	3.0	220	>2000	<10	35	12	108
9	1.2	1.3	80	>2000	<10	37	16	15
10	<0.1	<1.0	26	250	<10	68	20	32.5
11	<0.1	1.9	<4	150	<10	46	20	22
12	<0.1	1.1	<4	10	<10	15	14	14
13	<0.1	1.5	<4	250	<10	210	20	18
14	<0.1	1.3	<4	15	<10	24	12	<10
15	<0.1	<1.0	5	30	<10	8	18	19
16	<0.1	4.0	<4	120	<10	11	60	19
17	<0.1	4.3	<4	30	<10	10	60	20
18	<0.1	<1.0	9	300	<10	18	20	17
19	<0.1	4.4	9	10	<10	15	80	29
20	<0.1	1.5	4	100	<10	34	22	47
21	<0.1	1.7	4	15	<10	34	34	32
22	<0.1	<1.0	<4	130	<10	184	178	190
23	<0.1	2.8	10	60	<10	9	44	11
24	<0.1	1.2	<4	>2000	<10	105	29	47
25	<0.1	<1.0	<4	120	<10	13	12	11
26	<0.1	1.3	<4	>2000	<10	59	18	14
27	<0.1	3.5	<4	400	<10	26	15	18

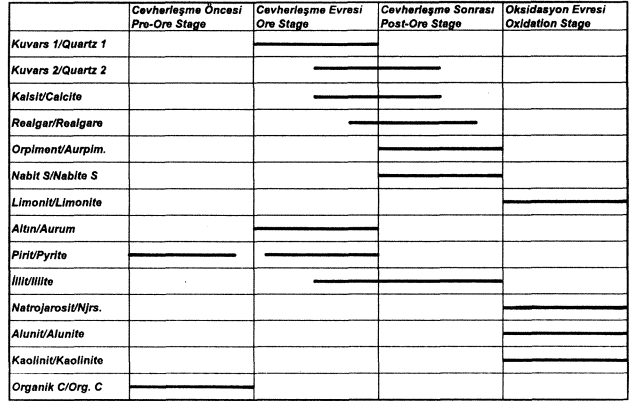
realgar yer yer orpimente dönüşmüştür. Nabit kükürt de makroskopik olarak gözlenebilecek büyüklükte ve öz şekilsizdir.

Mikroskopik veriler, altının silisle beraber çökelmesini ve arda kalan boşlukların ve kırık zonlarının daha geç evrede realgar ve nabit kükürtle dolduğunu göstermektedir. Kaletaş sahasına ait parajenez Şekil 6'da özetlenmiştir.

Kireçtaşları ve altere andezitlerden alınan 36 kayaç örneği Au, Ag, Cu, Pb, Zn, Cd, Sb ve As için analiz edilmiş, 0.1 - 9.72 ppm arasında Au, 1-7.2 ppm arasında Ag değerlerine rastlanmıştır (Tablo 2). Baz metallerin düşük değerlerde olması ve parlak kesitlerde bunlara ait herhangi bir mineralin görülmemesi altının baz metallerden ayrı bir ortamda çökelmiş olması gerektiğini gösterir. Au, Ag ile kötü korelasyon gösterirken (Tablo 3), en iyi korelasyonu Sb ile ve daha zayıf oranda da As ile gösterir. Ag ise Pb ile, çok iyi olmasa da, bir korelasyon gösterir.

TAŞINMA VE ÇÖKELME MEKANİZMASI

Karbonat çözünümü asidik çözeltilerle gerçekleşir. pH'nin düşmesine neden sıvıdaki çözülmüş CO₂ lir. CO₂ sıvıda yüksek konsantrasyonda karbonik asidin



Şekil 6. Kaletaş altın cevherleşmesinin parajenezini.

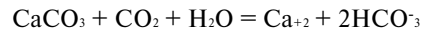
Figure 6. Paragenesis of the Kaletaş gold mineralization.

Tablo 3. Analiz edilen elementlerin korelasyon matrisi.

Table 3. Correlation matrix of the elements analyzed.

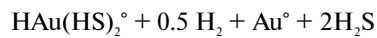
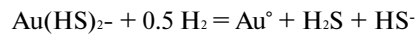
	Au	Ag	Cu	Pb	Zn	As	Sb
Au	1	.02	.22	.06	.01	.59	.72
Ag	.02	1	-.14	.55	.26	-.24	-.10
Cu	.22	-.14	1	.41	.40	.17	.21
Pb	.06	.55	.41	1	.68	-.21	-.03
Zn	.01	.26	.40	.68	1	-.10	.04
As	.59	-.24	.17	-.21	-.10	1	.53
Sb	.72	-.10	.21	-.03	.04	.53	1

varlığını işaret eder. Kalsit çözünümü aşağıdaki yolla oluşur.



Altının taşınması ve karbonat çözünümü daha öncede bahsedildiği gibi ayrı sıvılarla gerçekleşmiştir.

Bu tür sistemlerde altın genelde bisülfid kompleksi şeklinde taşınmaktadır. Nötr veya zayıf asidik ortam koşullarında hakim kompleks Au(HS)₂ dir (Seward, 1973). Bununla beraber, Hayashi ve Ohmolo (1991), düşük pH larda ve indirgeyici koşullarda H₂Au(HS)₂ nin önemli altın taşıyıcı kompleks olduğunu belirtirler. Bu iki durumda kimyasal tepkimeler aşağıdaki gibidir.



Silisleşmenin pH ya karşı duyarsız olması ve karbonatları çözen sıvılarla altın taşıyan sıvıların farklı olması ve dolayısıyla karbonat çözümü sonucu altın taşıyan sıvıların pH larının nötr olması söz konusu olamayacağından, Kaletaş sahasında altının çökelişi başlıca, organik maddeler tarafından tutulmasına bağlıdır. Ayrıca, ısı azalması veya altın taşıyan sıvılarla yüzeydeki alunitleşmeyi ve kaolinitleşmeyi oluşturan ve yüksek permeabiliteye sahip zonlar boyunca sirkülasyon yapan sıvıların karışması da altın çökelişinde rol oynamış olabilir.

Archart ve diğ. (1993) Au'nun As ile birlikte yan duvarlı piritte Fe'nin yerinde veya Au'nun Fe'nin yerinde As'in ise S ün yerinde çökeltilebileceğini göstermişlerdir. Bu durumda Arsenik lioarsenid bileşikler şeklinde taşınmaktadır.

SONUÇLAR

Kaletaş yöresindeki altın cevherleşmesi, ince tabakalı siltli-kumlu kireçtaşlarında, fay ve kırık zonları ile tabaka düzlemleri boyunca gelişmiş olup, 25-100 m uzunlukta ve 5-10 m genişlikteki silis mercekleri içerisinde yer alır. Silis mercekleri, karbonatlarda gelişen ana erime boşluklarını doldurmuştur. Bu boşlukların boyutları süreksizlik zonlarından uzaklaştıkça küçülmekte olup bunlar yer yer ikincil minerallerle dolmuştur. Erime boşluklarının içinde bulunduğu siltli-kumlu kireçtaşları dışı doğru kalın tabakalı kireçtaşlarına geçerler. Siltli-kumlu kireçtaşları bej ve açık kahve renklerinde olup karbonat kaybının yüksek olduğu zonları içerirler. Karbonat kaybı yer yer karstik breşleşme şeklinde gelişmiştir. Karbonat kaybını yoğun bir silisleşme, ornatmalar ve ağsı damarcıklar şeklinde takip eder. Hidrotermal alterasyon en son evrede killeşme şeklinde gelişmiştir. Yüzeysel alterasyon, alunit, natrojarosit ve kaolinit oluşumuna neden olmuştur. Bu mineraller daha ziyade boşluk dolguları şeklinde izlenir. Altın, silisleşmiş kısımlarda, mikroskopta dahi görülemeyecek kadar küçük tane boyutundadır. Altına, pirit, realgar orpiment ve nabit kükürt eşlik eder. Pirit diyajenetik ve hidrotermal olarak iki ayrı evrede oluşmuştur. Realgar ve nabit kükürt hidrotermal aktivitenin en son evresini temsil ederler. Yüzeysel alterasyonun düşük ısıda oluşmuş realgar, orpiment ve nabit kükürt kristallerinin bulunmasının yanı sıra yüksek Sb ve As ve düşük baz metal değerlerinin varlığı, sistemin az aşındığını ve dolayısıyla derine doğru daha yüksek oranlarda altın içerilebileceğini göstermektedir. Kaletaş altın cevherleşmesi, alterasyonuna, cevher mineralojisine, jeokimyasal özelliklerine ve içinde bulunduğu yan kayacına göre Carlin tipi altın yataklarına oldukça benzemektedir. Pontid ada yayında ilk defa Carlin tipi bir altın zuhurunun bulunması, bu tip yatakların sadece kıtasal ortamlara özgü olmadığını, ada yaylarında da oluşabileceğini göstermektedir.

KATKI BELİRTME

Toplam organik karbon analizleri, Yrd. Doç. D. Orhan Özçelik tarafından Cumhuriyet Üniversitesi'nde yapılmıştır.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Archart, G.B., Chrissoulis, L.S. ve Keşler E.S.,1993, Gold and arsenic in iron sulfides from sediment-hosted disseminated gold deposits: implications for depositional processes. *Econ. Geol.*, 88, 171-185.
- Bakken, B.M. ve Einaudi, M.T.,1986, Spatial and temporal relations between wall-rock alteration and gold mineralization, main pit, Carlin gold mine, Nevada, in Macdonald, A.J., ed.. *Gold' 86: Willowdale, Ontario, Konsult Internal.*, 388-403.
- Çoğulu, E., 1975. Gümüşhane ve Rize bölgelerinde petrolojik ve jeokronolojik araştırmalar: İ.T.Ü yayını. 1034, 112 s.
- Hayashi, K.I. ve Ohmoto. H., 1991. Solubility of gold in NaCl - and H₂S-bearing aqueous solutions at 250-350: *Geochim. et Cosmochim. Acta.* 55, 21 11-2126.
- Koikmaz, S. ve Baki, Z., 1984, Demirözü (Bayburt) güneyinin stratigrafisi: *T.Jeol.Kur. Bült.*5,107-115.
- Korkmaz, S., Er, M., Van, A., Musaoğlu, A., Keskin, I. ve Tüysüz, N., 1992, Stratigraphy of the Eastern Pontides, NE-Turkey: Intern. Symp. on the Geology of the Black Sea Region, abstracts, 17.
- Kuehn, C.A. ve Rose A.W., 1992, Geology and geochemistry of wall-rock alteration at the Carlin gold deposit: Nevada.*Econ.Geol.*,87, 1697-1721.
- Radtke, A.S., 1985, Geology of the Carlin gold deposit. Nevada: U.S. Geol. Survey Prof. Paper 1267, 124 p.
- Radtke, A.S., Heropoulos. C, Fabbri, B.P., Scheiner, B.J. ve Essington. M. 1972. Data on major and minor elements in host rocks and ores. Carlin gold deposit, Nevada: *Econ. Geol.* 67. 975-978.
- Seward, T.M., 1973, Thio complexes of gold and the transport of gold in hydrothermal ore solutions: *Geochim. et Cosmochim. Acta.* 37, 379-399.
- Wells, J.D., Stoisor, L.R. ve Elliot. J.E., 1969. Geology and geochemistry of the Cortez, gold deposit, Nevada: *Econ. Geol.* 64,526-537.

Ankara'nın doğusunda yer alan Yayla olistostromun jeolojisi

Geology of the Yayla olistostrome in the eastern part of Ankara

İlyas YILMAZER

Spectra Jeotek Anonim Şirketi, Ankara

Öz

Olistostrom, melanj içerisinde genellikle görülen bir tektonotortul birimdir. Jeolojisi ve çevresiyle olan ilişkisi, bölgenin oluşumu ve mühendislik jeolojisi özellikleri hakkında önemli bilgiler sunabilmektedir. Bu anlamda, Ankara Melanjı içerisinde yer alan Yayla olistostromu içeren yaklaşık 105 km² lik bir alan haritalanmış ve çevresiyle ilişkisi araştırılmıştır.

Yayla olistostromu üyesini içeren Ortaköy formasyonu, alt ve üst metadetritik üyelerine ayrılmıştır. En yaşlı ve içerisinde biyojenik seviyeler bulunmayan alt metadetritik göreceli olarak sığ bir ortamda çökelmiştir. Eymir Gölü havzası içerisinde tabakalanma ve şistositeyi kesen ve ilkselliğini koruyan diyabaz daykları bulunmaktadır. Yayla olistostromu, üst metadetritiklerin çökelmekte olduğu, tektonik olarak aktif ve yüksek tortul enerji karakterli bir havzaya, tektonotortul olarak yerleşmiştir.

Diyabaz, spilit, deforme yastık lav, farklı nitelikte çört, kireçtaşı ve metadetritik blokları (olistolitleri) ve bu olistolitleri saran çamurtaşı-şeyl, kalsilitit-kalsirudit ve silisli, yer yerde metaliferus arjilli malzeme Yayla olistostromu'nun başlıca bileşenleridir.

Tek yönlü, izoklinal ve yer yer devrik olan kıvrımlar, küçük ölçekli faylar ve belirgin eklemler esas yapı elemanlarını oluşturmaktadır. Ortaköy formasyonu'nun her üyesinde gözlenebilen yapısal özelliklerin benzerliği üst metadetritiğin çökeliminden sonraki bir orojenik olaydan (Erken Alp Orojenezisi) birlikte ve ileri derecede etkilendiklerini göstermektedir.

Abstract

An olistostrome is an important tectonosedimentary unit common in melanges. Its (internal) geology and contact relationships provide valuable information about the geological evolution and engineering geological evaluation of the area. In this respect, an area of 105 sq km, including the Yayla olistostrome (a geological units in the Ankara melange), is mapped and its relationships with surrounding units are investigated.

The Yayla olistostrome is a member of the Ortaköy formation which has two other members, namely the Lower and Upper metadetritics. The oldest member, Lower metadetritic, deposited in a relatively shallow environment and it does not have any biogenic level in the study area. It has well preserved diabase dykes which cut schistosity as well as bedding. It is well observable in Eymir Lake basin. The Yayla olistostrome was placed somewhat later within the Upper metadetritic as a tectonosedimentary deposit while detritics were being deposited in a basin which was tectonically active and consequently high sedimentary energy environment.

The blocks (olistoliths) of diabase, spilit, deformed pillow lavas, and different types of chert and limestone, metadetritics, and their binding materials; volcanic mudstone, calcilitite-calcirudite, and siliceous in places metalliferous materials are the main constituents of the Yayla olistostrome.

Homoclinal, isoclinal, and in places overturned folds, small scale faults, and joints constitute the main structural elements in the Ortaköy formation which indicate that all three members have been suffered intensively from the Early Alpine orogenic events.

GİRİŞ

Karakaya Birimi içerisinde bulunan ve Ankaranın doğusunda yer alan Yayla olistostromun jeolojisi ve çevresiyle ilişkisi araştırılmıştır. Bu amaçla yaklaşık 105 km² lik bir alanın jeoloji haritası yapılmış ve Eymir gölüne kadar uzanan alanda incelemeler sürdürülmüştür. Şekil 1' de gösterildiği gibi Üst Kretase yerleşim yaşlı Mesozoyik ofiyolitik fliš (MOF) çalışma alanının doğusunda olup KD-GB yönündedir.

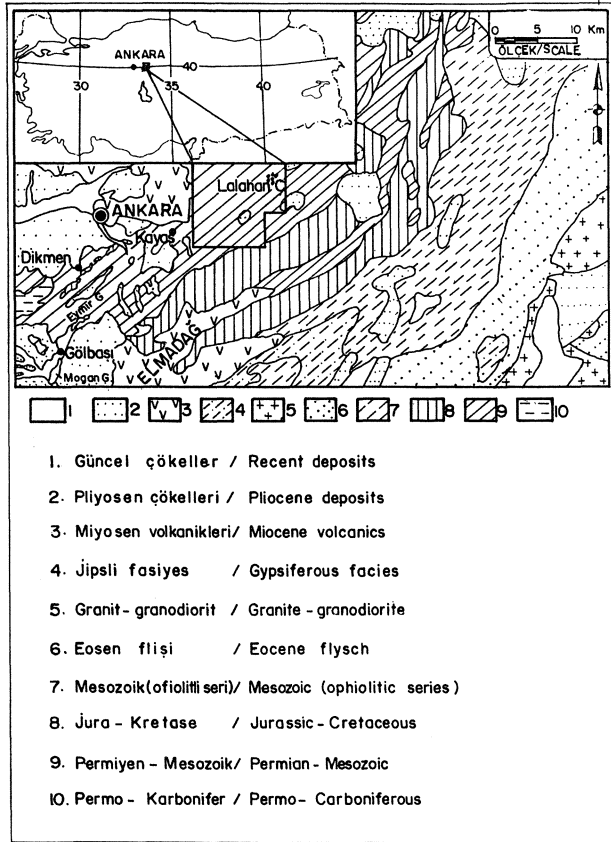
İlk kez Bailey ve McCallien (1950) tarafından kullanılan Ankara melanjı deyimi peridotit, serpantin, radyolarian çört, diyabaz, spilit, kireçtaşı, ayrılmamış çakıl kaya, volkanotortul ve metadetritiklerin birarada bulunduğu birimler için kullanılmıştır. Peridotit ve serpantinlerin dışında diğer kayaç türleri Yayla olistostromu içerisinde gözlenebilmektedir. Bu birimlerin jeolojik özelliklerinin ortaya konması mühendislik jeoloji açısından oldukça büyük önem taşımaktadır. Ancak,

birimlerin mühendislik özellikleri bu makalenin kapsamı dışında tutulmuştur.

Günümüzde "Ankara melanjı" deyimi, varlığı jeolojik olarak saptanmış iki ayrı okyanus kabuğu kalıntılarını içeren iki ayrı yaşlı melanjı (Orta-Üst Triyas yaşlı Karakaya birimi ve Üst Kretase yaşlı ofiyolitik melanjı) tam anlamıyla ifade edememektedir. Ancak, çalışma alanını içeren bölgede bu birimlerin birbirlerine paralel uzandıkları birçok araştırmacı (Norman 1973 ve 1975; Akyürek 1981; Erol 1981) tarafından da vurgulanmıştır.

Bölgedeki genel kıvrımlanma eksenine paralel uzanım gösteren Yayla olistostrom ve diğer birimler Şekil 2'de verilmiştir. Ortaköy formasyonunun üyelerinin tip kesitinin görüldüğü yerleri ve litoloji özelliklerini gösteren dikme kesit daha sonraki çalışmalarda yararlı olabileceği düşünülerek Şekil 3'te sunulmuştur. Birimlerin adı resmi olmayıp, çalışma alanında yapılmakta olan

Çevre Otoyolu ve Kızılırmak-Ankara İçme Suyu Temini Projelerinde, ilgili meslekler arasında jeolojik anlamda iletişimi kolaylaştıracak adlandırma seçilmiştir.



Şekil 1. Çalışma alanını içeren bölgesel jeoloji haritası (M.T.A. 1963'ten).

Figureh Regional geological map including study area (after M.T.A. 1963).

STRATİGRAFİK JEOLJİ

İnceleme sahasında yaşlıdan gence doğru Ortaköy formasyonu, Büyükasar formasyonu, Ağaçataş formasyonu ve güncel çökeller bulunmaktadır. Bu formasyonlar Yılmaz (1981) tarafından adlandırılmış ve 1986-1990 yılları arasında Ankara Çevre Otoyolu jeolojisi çalışmalarında aynı araştırmacı tarafından ayrıntılı olarak incelenmiştir. Bu yazıda Yayla olistostromu içeren Ortaköy formasyonu diğer iki üyesi ile birlikte verilemeye çalışılmıştır. Bu bilgiler otoyol bileşenlerinin jeotektonik tasarımında yadsınılamayacak katkılar sağlamıştır.

Ortaköy Formasyonu

Tip kesiti Ortaköy yakınında olan bu formasyon Alt metadetritik, Yayla olistostrom ve Üst metadetritik üyelerinden oluşmaktadır. Erol (1956) metadetritikleri "Dikmen grovak serisi" ve Yayla olistostroma karşı gelen birimi ise "Bloklu seri" olarak adlandırmıştır. Çalgın ve diğerleri (1973) Alt metadetritiği Karışık seri olarak haritalanmışlardır.

Alt Metadetritik Üyesi Stratigrafik olarak diğer iki üye tarafından üzerlenmektedir. Adından da anlaşıldığı gibi detritik (kırıntılı) malzemeden oluşan bu üye içerisinde biyojenik seviye çalışma sahası içerisinde gözlenmemiştir. Klorit şist, filit, metakuvarsit ve metakonglomera bu birim içerisinde yer alan önemli kayaç türleridir. İmrahor'un kuzeyinde ve özellikle Eymir gölü çevresinde gölün kıvrımlı morfolojisini de belirleyen diyabaz dayklar şistozite ve tabakalanmayı kesmektedir.

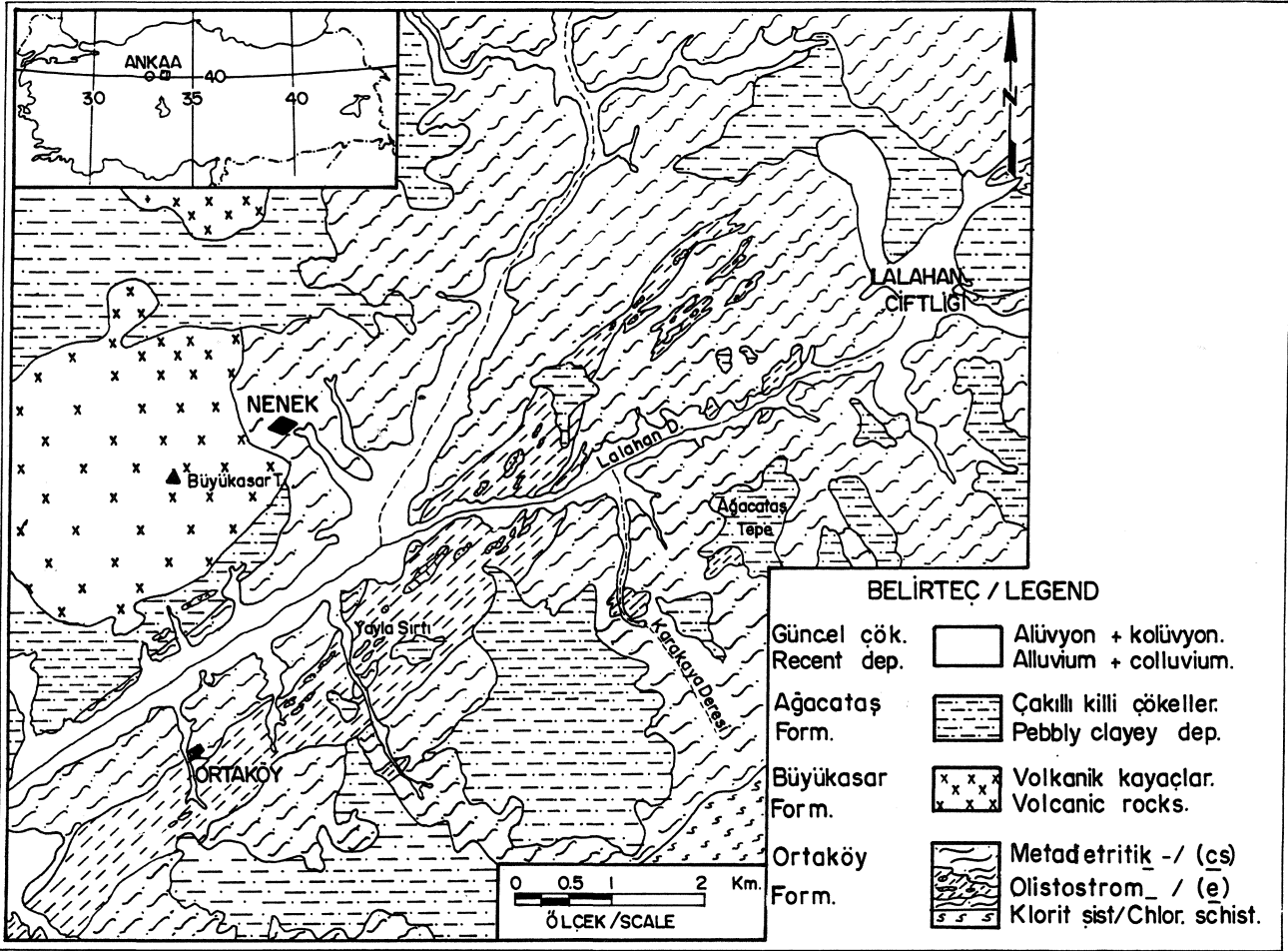
Yapılan petrografik çalışmalar sonunda bulunan mineraller çoktan aza; kuvars, albit, muskovit, klorit, kalsit ve opak mineraller olarak sıralanabilir. Yeşil şist fasiyesinde bir metamorfizmaya bağlı olarak kuvars danelerinin uzaması ve büyümesi ve kloritleşme ince kesitlerde sık sık rastlanan özelliklerdir.

Yayla Olistostrom Üyesi Yayla Olistostrom Alt metadetritiğin üzerine ve Üst metadetritiğin içerisine tektonotortul olarak yerleşmiştir. Alt ve üst dokanaklarında tortul geçiş genellikle gözlenebilmektedir. Tip kesiti Yayla Sırtı bölgesindedir. Çok değişik kökenli litolojileri içeren bu üye içerisinde görülebilen en önemli kayaç türleri şunlardır: diyabaz, deforme splitik lav ve değişik litolojik özellikte silisli kayaç ve kireçtaşı blokları (olistolitleri) ve bu olistolitleri saran malzeme türlerinin başında volkanik çamurtaşı kalsilitit-kalsirudit ve yer yer silisli-metaliferus yer yer de metaliferus yapraklanmalı (fissile) şeydir.

Yayla olistostrom üyesinin yerleşimini daha iyi anlayabilmek için olistostrom olgusunun oluşumunu zaman sıralaması içerisinde kısaca anımsatmanın yararlı olacağı düşünülmektedir.

Bianconi, Tuscan Emilian Appenine'leri çalışıp buradaki arjilli bağlayıcı ve içerisindeki yuvarlak mercersel, sucuklanmış ve hepsi çok değişik boyut ve litolojideki bloklardan oluşan birim için "argille scagliose" terimini kullanmıştır (Bianconi 1840; Hoedemaeker 1973'ten).

Flores (1955) Tuscan Emilian Appeninelerin argille scagliose'u için sulu ortamda kayarak birikme anlamına gelen "olistostrome" terimini kullanmıştır. Flores'a göre olistostromlar en az 1/25 000 ölçekli haritaya işlenebilecek büyüklükte olmalıdırlar. Litolojik ve/veya petrografik olarak değişken, az çok karışmış ve gerçek tabakalanma göstermeyen (büyük tabaka parçalarından



Şekil 2. Çalışma alanının basitleştirilmiş jeoloji haritası.

Figure 2. Simplified geological map of the study area.

oluşan olistolitler hariç) kayaç kütlelerinin yarı akışkan bir kütle olarak birikmesi sonucu oluşmuşlardır.

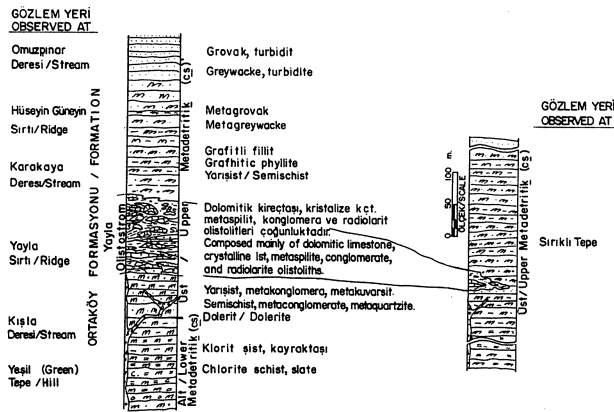
Facca, olistostromu, yığılmasını takiben yerçekiminin etkisi altında kayarak oluşmuş ve anamolus (sapak) istif içerisinde bir plastik seri olarak tanımlamıştır. Olistostromun oluşumuyla ilgili olarak üç çökeltme şekli (mode of sedimentation) ileri sürmüştür. Bunlar orojenik arazi kaymaları, yeniden tortullaşma ve turbidit akıncıdır. Tektonit ve tortullar arasında yeraldıklarından tektonotortullaşmanın bir uzanımı olarak değerlendirmiştir (Facca 1956; Hoedemaeker 1973'ten).

Marchetti (1956) aynı tip ve kökenli karasal oluşumlarında olistostrom olgusu içerisinde ele almıştır. Ortamdaki farklılıklar bu şekilde ele almayı esas olarak etkilememektedir.

Jacobacci, olistostromu, çamur akıntıları şeklinde kayma sonucu biriken malzemelerden oluştuğunu kabul etmektedir. Oysa yakınsak turbiditler ve kum-çakıl çığları sonucu biriken çökellerde aynı mekanizma sonucu oluşabilmektedir (Jacobacci 1965; Hoedemaeker 1973'ten).

Badoux, Gorder ve Reutter, olistostromu daha çok yaşlı birimlerden türeyen ekzotik kayaların "çamur akıntısı" şeklinde tortullaşmasıyla oluştuğunu kabul etmektedirler (Badoux ve diğerleri 1968; Hoedemaeker 1973'ten).

Abbate ve diğerleri (1970) boyut kavramını tektonit ve tortullar arasında ayırmaç olarak ileri sürüp olistostromu 100-200 m kalınlığında karmaşık bir tortul birim olarak kabul etmişlerdir. 1/25 000 ölçekli haritaya işle-



Şekil 3. Ortaköy formasyonunun genelleştirilmiş dikme kesiti.

Figure 3. Generalized columnar section of the Ortaköy formation.

nip işlenememesi önemsenmemiştir. Bu birimin yapısı göreceli olarak fazla karışık değildir. Hatta, ince kalınlıktaki fazlaca kırıklanmış birimlerinde tektonik yığılımlar sonucu oluşmuş olabileceğini düşünmektedirler.

Hoedemaeker (1973) olistostromu tortul bir birim yerine bir oliston olarak tanımlamıştır. Oliston, yapı-şık (cohesive) kayaçların tektonotortul olarak ayrılıp kaymaları sonucu oluşmaktadır. Olistostromu iki bileşeni ile tanımlamaya çalışmıştır: (1) İçerisinde blokların kolayca yer değiştirebildiği hareketli bir ortamı oluşturan sarı (binding) malzeme ve (2) ilkselliğini aşağı yukarı koruyabilen bloklardır. Bunlar olistolit olarak adlandırılmıştır. Olistolitler en uzun boyutuna göre mikrolistolit (<5 m), megalistolit (5-50 m), makrolistolit (50-100 m), megalistolit (100-1000 m) ve jiganlistolit (> 1000 m) olarak sınıflandırılmıştır.

Hsü (1968) olistostromu stratigrafik bir birim olarak kabul edip alt ve üst dokanaklarının birer tortul dokanak olduğunu ileri sürmüştür. Bir olistostromun olduğu bölgede bloklu seriden derecelenme gösteren turbiditlere kadar tortul geçişin bulunabileceğini açıklamaktadır. Olistostrom içerisindeki blokların tortul taşınma öncesinde yuvarlanmış ve olistostrom içerisinde yer yer pelitik ve kumlu seviyelerin bulunabileceğini ileri sürmüştür.

Gökçen (1974) olistostrom konusundaki birçok araştırmacılar gibi kaymalar, olistostrom ve farklı nite-

likteki turbiditik fasiyeler arasında yakın bir ilişki olduğunu kabul etmektedir. Potansiyel ve kinetik enerjinin birlikte yüksek olduğu ortamın; olistostrom oluşumu için elverişli olduğunu düşünmektedir.

Yayla Olistostromu'nun bugünkü konumuna gelişinde tektonik ve tortul işlemlerin birlikte etkili olduğu açıktır. Arazi gözlemleri sonucunda elde edilen bilgilerden tortul işlemlerin çok daha etkili olduğu anlaşılmaktadır. Bu bilgilerin başında (1) bloklarda breşleşme görülmemesi; (2) aynı stratigrafik konumda çok değişik tip ve litolojide blokların varlığı; (3) genellikle blokların killi ve kumlu bir malzeme ile çepeçevre sarılmış olması; (4) okyanus kabuğundan türeme blokların herhangi bir olası bindirme fay düzleminin yüzeyde görünümü boyunca dizilmemeleri ve (5) aynı birim içerisinde tortul kökenli olan turbiditlerin yüzleklerine yer yer çok açık olarak rastlanması gelmektedir.

Olistolitlerin çoğu silisli ve arjili malzeme ile sarmalanmıştır. Bu malzeme genellikle volkanik kökenlidir. Arjili seviyeler, olistostrom içerisinde gelişen yapraklanma, tortullaşma ve akma özelliğini genellikle yansıtmaktadırlar (Abbate ve diğerleri 1970). Yukarıda da belirtildiği gibi kireçtaşı, çört ve korkaya kökenli olistolitler genellikle silisli ve yer yer de metaliferus şeyille sarılmışlardır. 8-16 cm kalınlığında yeşil çört bantları ile aratabakalı 10-15 m kalınlığında volkanik rudit-çamur yığılımları ilksel istifin karakteristik bir özelliğini yansıtmaktadır. Bu çört bantlarını oluşturan asilikta, sıcak volkaniklerde deniz suyunun ilişkisinden kaynaklanmış olabilir (Yılmaz 1991). Bu derinlikte, silika yoğun suyun polimerizasyonu ve çökeltme işlemleri sonucu oluşan silika peltesi çört bantlarının ana kaynağı olabilir.

Çalışma alanında gözlenen bazı çört-kireçtaşı aratabakalı mezolistolitler, pelajik bir ortamda çökeldiklerinin kanıtı olarak değerlendirilmişlerdir. Arakatlı kayaçlar genellikle karasal malzeme girdisinden yoksun ortamda oluşmaktadır. Böyle bir ortam, ya kıydan çok uzakta veya topoğrafik bir yükseltiyle karasal malzemenin gelişinin engellendiği bir konum taşımaktadır.

Çört-şeyl-kumtaşı ardalanmasını içeren olistolitlerde bulunmaktadır. Bu tür ardalanma genellikle yoğunluk akıntılarının etkisi altında kalan ortamlarda oluşmaktadır. Böyle bir ortam pelajik ve karasal fasiyelerin geçiş zonuna karşı gelmektedir. Silis bantlarını oluşturan pelajik silisli fosil kabukları çökeltme platformu üzerinde yoğunluk akıntılarının olmadığı dönemde birikir. Daha sonraki dönemlerde yoğunluk akıntılarının etkisi ile tortulların yeniden suda asılı (suspension) duruma geçip çökmesi sonucu derecelenme gösteren kumtaşı-şeyl-çört ardalanması oluşmaktadır.

Yayla olistostrom içerisinde gözlenebilen diğer özel-

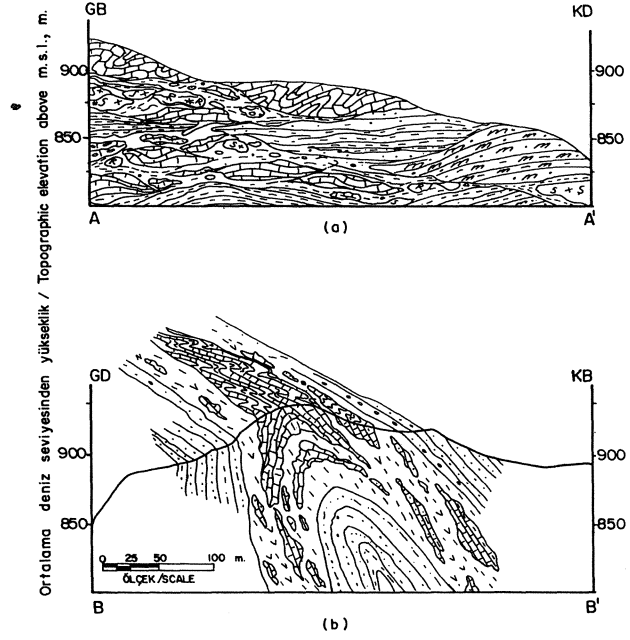
YAYLA OLİSTOSTROMU

likler şöyle sıralanabilir: (1) Normal tortul istif içerisinde yerleşmiş olup 1/25 000 ölçekli haritaya işlenebilir boyuttadır; (2) Litolojik ve petrografik olarak büyük ölçüde değişkenlik göstermektedir. Yalnız iyi korunmuş kendi içerisinde litolojik birliği sağlayan haritalanabilir büyüklükte megolistolitlerde bulunmaktadır; (3) Çakıllı-kumlu-killi sarıcı malzeme içerisinde dağılmış çakıl (pebble) büyüklüğünden bir kaç yüz m³ büyüklükte olistolitler var olup genellikle korkaya kökenli veya kireçtaşlarıdır; (4) Yarıkışkan ortam özelliği arjili ve çökelim-sonrası silisli seviyelerin varlığıyla kanıtlanmaktadır; (5) Yarıplastik akmalarda varlığında ince tabakalı kalsilit ve çörtlerdeki birincil ve ikincil kıvrımların aynı olistolit üzerinde gözlenebilmesinden anlaşılmaktadır; (6) Düşük derecede başkalaşım geçirmiş turbiditik kumtaşları yüzleklerine de rastlanmaktadır.

Spilitik kayalar arazide ayırtılabilecek niteliktedir. Volkanik yığılımların olduğu bazı kesimlerde deforme olmuş yastık lavlarda izlenebilmektedir. Hacimsal olarak azda olsa çok iyi korunmuş diyabaz olistolitleri; volkanik, kireçtaşı ve çört olistolitleri ile birlikte çoğunlukla volkanik kökenli çamurtaşı-kumtaşı veya silisli-arjili sancı malzeme içerisinde gözlenebilmektedir. Yapılan petrografik ve kimyasal analizler (Tankut 1985) sonucu burada olistolit olarak bulunan diyabazlarla daha güneybatıda Alt metadetritikleri kesen ve ilkselliğini koruyan diyabaz dayklarının aynı kökenli oldukları anlaşılmıştır. Alt üyeyi kesen diyabaz daykından alınan örnekte Yayla olistostromu içerisindeki olistolitlerden alınan diyabaz örnekleri karşılaştırdığında birinci grupta silika oranı daha yüksek bulunmuştur. Örnekleme yapılan diyabaz daykı yaklaşık yüzde doksanından fazlasını kuvarsın oluşturduğu Alt metadetritik üyesi içersine sokulmuş olduğundan yerleşim sırasında bir silika zenginleşmesi olabileceği düşünülmektedir. Olistolitlerden alınan örneklerde ise sipilitleşmeyle ilişkili metasomatizma sonucu çok azda olsa bir silika zenginleşmesi gözlenmiştir.

Diyabaz olistolitlerinden yapılan kesitlerde ortopi-roksen, klinopiroksen, plajioklas (labradorit), ilmenit (+ lökoksın), aktinolit, klorit, kalsit ve sfen mineralleri bulunurken diyabaz daykından yapılan kesitlerde ortopi-roksen, klinopiroksen, plajioklas (labradorit), ilmenit ve sfen mineralleri bulunmuştur. Çalışma alanını batı kesimindeki megaolistolitler içerisinde bol miktarda Permian fosilleri bulunmasına karşın haritalanan alan içerisinde beş yüzü aşkın olistolitten alınan paleontolojik numunelerde fosile rastlanamamıştır. Ancak, Yayla olistostromu ve Üst metadetritik üyeleri içerisinde sınırlı olarak yer alan yankristalen kireçtaşı olistolitlerinde fosil bulunabilmiştir. Bu fosiller Orta-Üst Triyas yaşlı olup *Nodosaha* sp., *Glomospira* sp., *Trochammina*

almtalensis (Koehn-Zaninetti), *Endothyra* sp., ve *Duastomina* sp. olarak tanımlanmıştır.



Şekil 4. İlksel kıvrımlarını korumuş olistolitleri (a ve b) ve tektonotortulaşma sonrası kazanılmış ana kıvrımlanmayı (b) göstermektedir.

Figure 4. Depicting olistoliths with original folding (a and b) and main folding (b) after tectonosedimentation.

YAPISAL JEOLJİ

Çalışma alanında çok sayıda kıvrımlanma varsada hepsi haritalanamamıştır. Ortaköy formasyonu'nun her üç üyesinde de süreksizlik konumu araştırılmıştır. Yaygın tabakalanma konumu 557295° (eğim/eğim yönü) olarak saptanmıştır. Özellikle alt metadetrik içerisinde dalımı 30°'ye varan kıvrım eksenleri vardır. Sarıcı malzemedeki yapraklanmaya ters düşen yani ilksel kıvrımını koruyan çört ve ince tabakalı kireçtaşları olistostromun olduğu havzaya kıvrımlandıktan sonra geldiklerinin bir verisi olarak değerlendirilmiştir (Şekil 4). Olistostrom içerisinde pek çok küçük ölçekli faylar gözlenebilmektedir, iyi korunmuş ve litolojik birlik sağlayan bir olistolit fay zonuna rastlamışsa bu fayın varlığı daha kolay anlaşılabilir. Sancı malzeme gelişen yapraklanma metasipilit içerisindeki amigdallerin uzaması ve tabakalı olistolitlerin konumu birimin KB-GD yönlü kuvvetlerden etkilendiğini göstermektedir. Sıkıştırmanın KB'dan GD'ya olduğu tekyönlü ve KB'ya

eğimli yapısal özelliklerin yaygınlığından anlaşılmaktadır.

Olistostromun oluşumundaki tortullaşma dane-dane ilişkili olmayıp dane-blok ve blok-blok ilişkilidir. Bu nedenle daha sonraki jeolojik dönemlerde uygulanan tektonik kuvvetlerin etkisi altına giren birim içerisindeki her bir olistolit bağımsız olarak tavrı almıştır. Sıkı dokulu mezo veya daha küçük boyuttaki bir olistolit yerleşim sonrası kuvvetlerden çok fazla etkilenmeyip uygulanan kuvvet karşısında, genellikle dönel harekette bulunarak yüklenen enerjiyi çevresini ezerek tüketmiştir. Böyle bir olistolit, yeni konumunu kazanırken kendi iç yapısını genellikle korumuştur.

TARTIŞMA VE SONUÇLAR

Çalışma alanı Ankara Melanjı içerisinde yer alıp bölgenin jeolojik açıklamasında yararlı olabileceği düşünülmüş ayrıntılı olarak incelenmeye çalışılmıştır. Kireçtaşı, matadetritik ve okyanus kabuğunun yeşil şist fasiyesinde başkalaşmış bileşenlerinin bulunduğu araştırma sahası temel kaya olarak Karakaya birimini içermektedir.

En yaşlı birim olan Ortaköy formasyonu, Alt metadetritik, Yayla olistostrom ve Üst metadetritik olarak üç üyeye ayrılmıştır. Metadetritik üyeler sığ ve yüksek tortul enerjili bir ortamda çökelmiştir. Biyojenik seviye içermezler. Eymir Gölünün kuzey kıyısında gözlenen kalın metaçakıl kaya yüzleklerindeki iri çakılların bölgesel başkalaşımın etkisinde uzamış olmaları dikkat çekmektedir. Yayla olistostrom içerisinde büyük kütle halinde piroklastik ve ultrabazik kayaların varlığı ve sipilitik kayalardaki amigdallerin büyüklüğü volkanizmanın aktif kıta kenarı ve sığ deniz koşullarında olduğunu yansıtmaktadır. Yayla olistostromun oluşmasında etkili olan tektonotortul kütle hareketlerinin uzun yol katetmedikleri; (1) yerleşim öncesi tortul özelliklerin yaygın olarak görülebilmesi ve iyi korunmuş olmaları, (2) megolistolitlerin varlığı ve aynı kökenli olistolitlerin dağılımının çizgisellik göstermesi ve (3) Ortaköy formasyonunun üç üyesinde çökme ortamlarındaki benzerliklerden anlaşılmaktadır. Eymir gölünün morfolojisinde belirleyen ve Alt metadetritik içerisinde tabakalanmayı ve yaklaşık konumlu olan şistositeyi kesen dolerit dayklarından ve metadetritiklerden türeyen olistolitler Yayla olistostromu içerisinde gözlenebilmektedir.

Üç üyeden oluşan Ortaköy formasyonunun yaşı Jura öncesi olarak kabul edilebilir. Çünkü Orta-Üst Triyas fosillerini içeren bu birim haritalanan alanın yakınında Liyas taban çakıl kayaları tarafından transgresif olarak örtülmektedir.

Tabaka eklem sistem konumlarının ve diğer yapısal elemanların benzerliği Ortaköy formasyonunun oluşu-

mu sonrası orojenik olaylardan yeni yapısal sistem kazanacak düzeyde fazla etkilendiğini göstermektedir.

KATKI BELİRTME

Yazar bu çalışmanın üretilmesinde değerli katkılar sağlayan T. Norman, B. Akyürek, T. Lünel ve Amasya-Ankara melanj kuşağında birlikte çalıştığı M.T.A. Jeoloji Dairesindeki meslektaşlarına teşekkürü borç bilir.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Abbate, E., Bortolotti, V. ve Passerini, P., 1970. Olistostromes and Olistoliths : Sedimentary geology, 4, 521-558.
- Akyürek, B., 1981. Ankara Melanjının kuzey bölümünün temel jeoloji özellikleri: İç Anadolu Jeolojisi Sempozyumu, T.J.K. 35. Bilimsel Teknik Kurultayı, 41-45.
- Bailey, E.B. ve McCallien, W.J., 1950. Ankara Melanjı ve Anadolu şaryajı: M.T.A. Dergisi, No. 40, 12-22.
- Çalgın, R., Pehlivanoglu, H. Ercan, T., ve Şengün, M., 1973. Ankara civarı Jeolojisi M.T.A. Rap. no. 6487 (yayınlanmamış)
- Erol, O., 1956. Ankara'nın güney doğusundaki Elmadağı ve çevresinin jeolojisi ve jeomorfoloji üzerine bir araştırma: M.T.A., Yayınları, Seri D No. 9.
- Erol, O., 1981. Ankara Melanjı deyiminin tarihçesi: Proc. Geol. of Central Anatolia Symp. Ankara 1981, 32-34.
- Flores, G., 1955. Evidence of slump phenomena (Olistostromes) in areas of hydrocarbons exploration in Sicily: Proc. of World Petrol. Cong., 259-275.
- Gökçen, S. L., 1974. Erzincan Refahiye bölgesi sedimenter jeolojisi 1: Olistolit, turbidit ve olistostrom fasiyesleri: Hacettepe Fen ve Mühendislik Bilimleri Dergisi, 1, 179-205.
- Hoedemaeker, Ph. J., 1973. Olistostromes and other delapsional deposits and their occurrence in the region of mortall (prov. of Murcia, Spain) : Scripta. Geol., 19, 1-207.
- Hsü, K.J., 1968. Principles of melange and their bearing on the Franciscan-Knoxville paradox: Bulletin Geol. Soc. Amer., 79, 1063-1074.
- Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü, 1963. 1/500 000 ölçekli Türkiye jeoloji haritası, Ankara Paftası.
- Marchetti, M.P., 1956. The occurrence of slide and flowage materials (olistostromes) in the Tertiary series of Sicily: Proc. of Int. Geol. Congr., Mexico.
- Norman, T., 1973. Flow features of Ankara Melange: Abstracts of the 9th Int. Cong. of Sedimentology, Nice, France, 1975.
- Norman, T., 1975. On the structure of Ankara Melange: International geodynamics project, Ankara, Turkey, 1975.
- Tankut, A., 1985. Basic and ultrabasic rocks from the Ankara Melange, Turkey : Geological Evolution of the Eastern Mediterranean, Special Publication of the Geological Society No. 17, 449-454, Blackwell Scientific Publications, Oxford.
- Yilmazer, İ., 1981. Geology of the Lalahan-Kayaş region. M.S. thesis, Middle East Technical University, Ankara.
- Yilmazer, İ., 1991. Gerede-Ankara ve Ankara çevre otoyoluna genel ve jeotektonik açıdan bakış. Jeoloji Mühendisliği, 38, 43-50.

Akçaabat-Yomra (Trabzon) kıyı yöresi topraklarının bazı ağır metal içerikleri

Some heavy metal contents of the soils at coastal area between Akçaabat and Yomra (Trabzon/NE-Turkey)

M.Burhan SADIKLAR Karadeniz Teknik Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 61080 Trabzon
Ali VAN Karadeniz Teknik Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 61080 Trabzon
S.Serpil KARAMEHMET Karadeniz Teknik Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 61080 Trabzon

Öz

Bu çalışmada Trabzon'a bağlı Yomra ilçesi ile Akçakale beldesi (Akçaabat) arasında yer alan kıyı bölgesi topraklarının Fe, Mn, Co, Pb, Zn ve Hg metal içerikleri yorumlanmıştır. Cıva hariç incelenen diğer metaller alevli AAS yöntemiyle ölçülmüştür, cıva ölçümleri ise yine AAS'de, ancak soğuk buhar yöntemiyle yapılmıştır.

Hg dışında, ölçümü yapılan metallerin tümü belli yörelerde yüksek değerler vermektedirler. Kullanılan analiz yönteminde cıva için tespit sınırı 0,005 ppm'dir. Analiz edilen topraklarda cıva tespit edilememiştir.

Analizi yapılan elementlerin inceleme alanındaki ortalama değerleri şöyledir: Fe %8; Mn %1; Cu 100 ppm; Pb 250 ppm; Co 150 ppm, Zn 170 ppm ve Hg <0.05 ppm.

Abstract

Fe, Mn, Co, Pb, Zn, Cu and Hg contents of the soils along the coast between Akçaabat and Yomra are measured and interpreted in this study. The elements except Hg were determined by flame AAS. Mercury was analyzed by cold vaporization technique. All the elements but Hg show local anomalous areas. The detection limit of Hg for the analytical method employed is 0,005 ppm. Any anomalous areas of Hg are not detected in the soils of study areas. The analysed elements show following concentrations as Fe 8%; Mn 1%; Cu 100 ppm; Pb 250 ppm, Co 150 ppm, Zn 170 ppm and Hg <0.005 ppm.

GİRİŞ

Akçakale (Akçaabat) ve Yomra arasında yer alan sahil kesimi (Şekil 1) topraklarında ilk defa yapılan bu çalışma, benzer konuda ileride yapılması gereken araştırmalar için bir temel oluşturacaktır. Ayrıca bu çalışmayla, Doğu Karadeniz Bölgesi'nin tümünde yürütülmesi düşünülen aynı türden daha geniş kapsamlı bir araştırmanın ilk denemesi yapılmış olmaktadır.

İncelenen yörede genel olarak Üst Kretase ve Eosen yaşlı volkanik kayalar ile Miyosen ve Pliyosen yaşlı tortul kayalar yüzeyler. Stratigrafik olarak en üst bölümü oluşturan topraklar taşınma ürünü değil, yerlidirler. Söz konusu bu toprakların Hg içerikleri henüz tehlike oluşturmamaktadır, zira yapılan ölçümlere göre ölçme sınırında ve üzerinde cıva miktarına rastlanmamıştır.

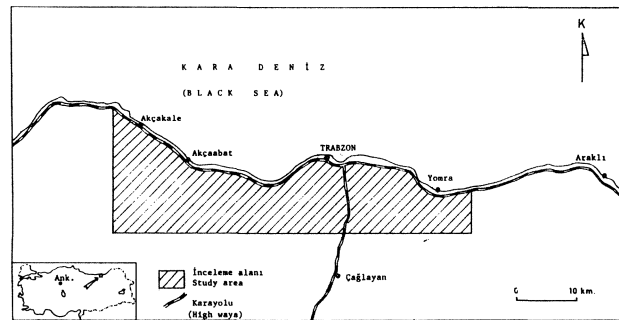
Analizler KTÜ Jeoloji Mühendisliği Jeokimya Laboratuvarı'ndaki atomik absorpsiyon spektrometresi (Perkin Elmer 403) ile yapılmıştır.

GENEL JEOLOJİ

İnceleme alanının temelini Üst Kretase yaşlı tortul arakatmanlar içeren andezit, bazalt ve bunların piroklastları oluşturur. Bu birim üzerine uyumlu olarak Kampaniyen-Maastrichtiyen yaşlı beyaz renkli, kireçtaşı, marn ardalanmasından oluşan istif gelir. Yörede bu istifler Eosen yaşlı andezit, bazalt ve bunların piroklastları tarafından uyumsuz olarak üstlenir. Eosen yaşlı volkanik kayalar üzerinde, yersel yüzeylemeler veren,

Miyosen ve Pliyosen yaşlı kumtaşı, silttaşı ve kilttaşları ile Plio-Kuvaterner (?) yaşlı kırmızı killer uyumsuz olarak yer alır (Şekil 2). Bu yörede gözlenen en genç çökeller ise Kuvaterner yaşlı taraçalar ve alüvyonlardır (Özsayar, 1971; Korkmaz ve diğ., 1993; Sadıklar ve diğ., 1994; Korkmaz ve Van, 1994).

İnceleme alanının en geniş yayılımlı birimini Eosen



Şekil 1. Çalışma alanının bulduru halitesi.

Figure 1. Location map of the study area

yaşlı volkanik kayaç toplulukları oluşturmaktadır. Analiz edilen toprak örneklerinin büyük bir bölümü söz konusu bu kayalar üzerinde gelişmiş olan topraklardan alınmıştır.

İNCELEME ALANINDAKİ TOPRAKLARIN GENEL ÖZELLİKLERİ

İnceleme alanındaki topraklar, genel olarak yerli olup, türedikleri kayaç birimine göre renk ve kalınlık farklılıkları gösterirler: Üst Kretase yaşlı bazalt ve bunların piroklastikler üzerindeki daha çok açık kahverengili iken, Eosen yaşlı bazalt ve bunların piroklastiklerinden gelişenler daha koyu kahverengindedir. Andezitlerden kaynaklanan toprakların rengi yeşilimsi gri, buna karşılık Üst Kretase yaşlı kireçtaşları, kumlu kireçtaşları, marn, kilaşı ve az miktarda tüfit aralanmasında oluşan seri üzerinde gelişmiş olan toprakları ise daha çok açık bej ve grimsi renklidir.

Toprakların profil kalınlıkları da alttaki kayacın lav, ya da piroklastik olmasına göre değişiklik gösterir. Lavlar üzerindeki topraklarda yukarıdan aşağıya doğru ince bir A-zonu (10-30 cm) ve ince bir B-zonu (30-35

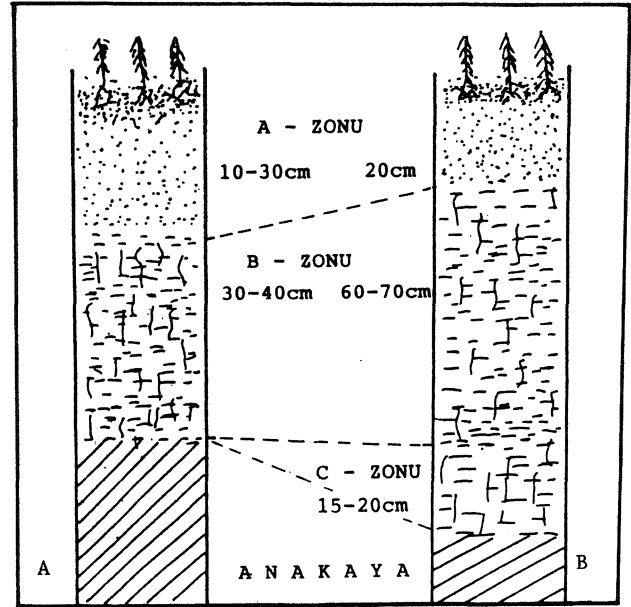
YAŞ (AGE)	LİTOLOJİ LITHOLOGY	AÇIKLAMALAR EXPLANATIONS
Kuvaterner (Quaternary)	o o o o o o	Taraça ve alüvyonlar (Terrace and alluvium)
Plio - Kuvat. (?) (Plio - Quater. (?))	— — — — —	Kırmızı killler (Red clays)
Pliosen (Pliocene)	— — — — —	Kilaşı, silttaşı ve kumtaşı (Claystone, siltstone and sandstone)
Miyosen (Miocene)	— — — — —	Kilaşı (Claystone)
E O S E N (EOCENE)	V V V	Olivin-ajit bazalt, andezit ve bazaltik, andezitik piroklastikler (Olivine-augite basalt, andesite and their pyroclastics)
	V V V	
	V V V	
	V V V	
	V V V	
	V V	
Ü S T K R E T A S E (UPPER CRETACEOUS)	— — — — —	Beyaz renkli marn ve kireçtaşı aralanması (White colored marl and limestone alternations) Tortul arakatanlar içeren andezit, bazalt ve piroklastikler (Andesite, basalt and their pyroclastics with intercalated sediments)
	^ ^ ^	
	^ ^ ^	
	^ ^ ^	
	^ ^ ^	
	^ ^ ^	

Şekil 2. Akçaabat-Yomra (Trabzon) kıyı bölgesinin dikme kesiti (Korkmaz ve Van, 1994' den sadeleştirilerek).

Figure 2. Columnar section of the area between Akçaabat and Yomra (simplified after Korkmaz and van, 1994).

cm) gelişmiştir; C-zonu ise hemen hemen hiç mevcut değildir. Piroklastikler üzerinde oluşmuş olan topraklardaki profil ise yine ince bir A-zonu (10-15 cm) ama buna karşılık nisbeten kalın bir B-zonu (70 cm) ve değişken kalınlıklarda, fakat iyi gelişmiş, bir C-zonundan oluşur (Şekil 3).

Genellikle volkanik kayalar üzerinde oluşmuş kahverengi, gri ve kırmızımsı topraklar içinde, belli seviyelerde, Fe-Mn zenginleşmelerine rastlanmaktadır. Zenginleşmeler yumrular ve ince seviyeler halindedir (Sadıklar, 1992; Sadıklar ve diğ., 1994).



Şekil 3. İnceleme alanındaki toprak profilleri
A-Lav akıntıları üzerinde gelişmiş
B-Piroklastikler üzerinde gelişmiş
Figure 3. Soil profiles from the investigated area
A-Soils developed on the lavas
B-Soils developed on the pyroclastics

AĞIR METAL ANALİZLERİ

Çalışma alanından alınan örneklerin ortalama temsil özelliğini taşıyan 85 adedinde Hg, Pb, Zn, Co, Cu, Fe ve Mn ölçümleri yapılmıştır. Analizi yapılan örneklerin koordinattan ve element içerikleri Tablo 1'de verilmiştir.

Materyal ve Yöntem

Analiz edilen örnekler B-zonundan alınmıştır. Analiz için kullanılan örneklerin alındıkları çevrenin ortalama özelliklerini taşıyor olmalarına dikkat edilmiştir. Bu örneklerden 250'şer gramlık bölümler fırında 24 saat süre ile 110°C'da kurutulmuştur. Kurutulmuş örnekler

AKÇABAT YOMRA AĞIR METAL İÇERİKLERİ

Tablo 1 Analiz edilen örneklerin koordinatları (1/25.000'lik Trabzon G43-M paftası) ve element içerikleri.

Table I Coordinates (on 1/25.000 scaled Trabzon G43-sheet) and values of the element analysed.

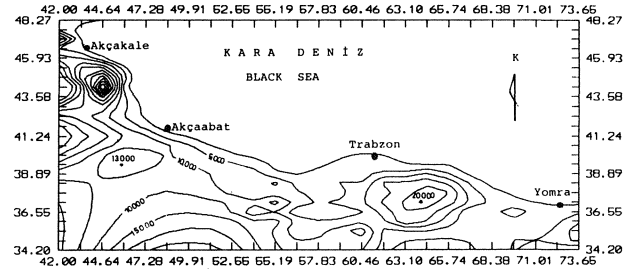
Ör. No	Sam. Nr.	Koordinatlar Coordinates							
		X	Y	Fe	Mn	Co	Pb	Zn	Cu
1		38.05	65.55	6.90	1.30	300	300	280	120
2		37.97	66.17	7.70	0.98	200	100	230	130
3		37.33	66.65	9.70	2.03	300	300	280	150
4		36.50	67.00	12.00	0.47	200	300	290	140
5		36.95	67.20	18.15	0.34	200	300	210	170
6		37.75	67.37	10.25	2.27	200	200	210	20
7		37.18	68.00	10.15	0.75	100	100	160	90
8		37.25	68.85	9.20	0.85	200	200	150	90
9		36.50	69.37	10.75	1.55	200	100	220	160
10		34.87	69.67	9.25	1.57	100	200	130	90
11		34.70	70.55	7.45	1.74	200	200	440	110
12		34.88	72.70	9.70	1.26	100	300	160	80
13		38.42	64.80	10.75	1.27	200	400	290	110
14		38.65	64.60	13.45	1.57	200	200	190	110
15		38.75	64.35	10.85	2.58	100	200	130	80
16		38.23	62.37	5.50	0.59	100	200	80	90
17		38.45	64.20	9.70	0.50	200	200	130	90
18		47.45	42.25	8.30	0.66	200	100	150	300
19		46.60	42.23	8.25	0.40	300	200	220	220
21		45.73	42.20	7.50	1.20	200	200	170	180
22		45.45	42.65	8.10	2.90	100	300	290	190
23		43.25	42.27	9.40	1.10	100	400	130	140
24		44.32	43.00	10.45	0.33	200	0	130	50
25		44.05	43.00	11.90	0.71	100	100	100	90
26		45.17	43.40	9.85	1.50	200	400	200	150
27		45.63	43.73	10.80	0.97	200	0	180	110
28		38.60	63.86	6.70	0.50	200	200	160	70
29		37.90	63.40	5.75	1.40	200	400	200	150
30		37.57	63.86	10.90	1.40	300	300	180	110
31		37.20	64.37	8.90	0.26	200	200	110	800
32		35.67	63.27	8.30	1.20	100	200	140	160
33		36.00	62.45	10.90	1.00	100	100	200	50
34		35.33	61.35	5.10	0.28	100	200	170	90
35		35.93	61.57	6.35	1.50	200	200	180	180
36		37.00	62.00	5.75	0.80	0	100	110	70
37		37.57	61.20	7.30	0.40	100	200	70	90
38		38.33	61.45	9.90	0.90	100	100	110	20
39		38.57	60.23	8.35	1.30	100	300	110	110
40		35.85	60.05	8.45	0.20	100	300	50	50
41		35.60	60.55	9.80	0.80	100	400	110	80
42		36.33	60.43	6.15	1.20	100	300	190	140
43		37.37	60.50	7.60	1.40	200	400	100	80
44		37.63	60.83	7.55	1.00	100	500	190	90
45		38.33	60.67	4.05	1.30	300	400	180	150
46		35.93	59.20	6.00	0.90	200	300	540	170
47		36.17	58.75	7.45	2.00	200	200	130	100
48		36.90	58.63	5.10	0.50	200	300	270	120
49		37.15	59.02	3.40	0.22	100	100	120	50
50		37.33	59.83	5.10	1.10	100	200	160	120
51		37.77	59.75	4.10	1.00	100	300	150	110
52		38.15	59.37	6.30	2.02	200	100	110	60
53		37.83	56.27	6.00	0.80	100	200	90	100
54		36.42	55.97	5.00	0.80	200	300	430	100
55		36.55	56.70	5.10	1.10	100	200	140	150
56		35.80	57.00	7.40	0.50	0	300	90	70
57		35.45	57.02	11.25	0.50	0	300	180	30
58		35.60	56.55	5.10	0.80	100	200	320	50
59		35.75	55.40	4.80	0.90	100	200	230	80
60		36.00	54.71	8.75	1.00	100	300	110	120
61		36.45	54.60	7.45	0.67	100	400	130	120
62		36.87	55.00	6.40	0.50	0	300	160	130
63		37.35	54.75	7.90	0.30	100	100	170	140
64		37.85	55.00	11.20	1.40	200	300	100	120
65		38.17	55.18	12.65	1.10	200	300	110	100
66		38.00	55.95	8.50	1.40	300	400	200	100
67		36.65	53.60	7.25	0.90	0	200	130	80
68		36.18	52.98	7.85	0.20	200	300	200	130
69		37.00	53.02	13.25	0.90	100	0	130	80
70		37.45	53.20	9.90	1.00	100	300	70	80
71		38.00	53.10	9.20	0.40	100	300	280	70
72		38.40	53.25	10.15	1.20	200	200	140	140
73		38.73	53.53	6.70	1.35	100	300	90	40
74		40.70	48.70	6.05	1.50	100	400	110	100
75		40.13	49.00	8.25	1.10	200	200	120	100
76		43.35	45.87	8.10	0.30	0	200	140	100
77		42.63	44.80	6.40	1.30	300	200	120	100
78		38.27	46.33	7.50	0.90	200	300	90	100
79		39.15	48.30	13.50	1.30	100	200	100	100
80		41.33	44.60	9.90	1.40	200	300	120	200
81		42.37	46.00	9.25	1.30	200	300	130	200
82		41.20	47.00	8.50	1.30	200	300	190	100
83		40.00	46.40	10.10	1.50	100	400	110	100
84		40.75	48.25	17.95	0.20	200	400	190	100
85		44.07	44.90	10.30	1.00	200	200	130	200

rin yarılırları tanık örnek olarak saklanmıştır; diğler yarılırları analizde kullanılmak üzere öğütülmüştür. Öğütülen örnekler teflon kaplarda, Tokel (1985)'in önerileri de dikkate alınarak, çözüldürülmüştür. Bunun için 0,1 g örnek teflon kaba konulmuş, üzerine 0,3 ml % 100'lük HF, 10 ml %50'lik HNO₃ ilave edilerek fırında 110°C'da 1 saat bekletilerek çözünmesi sağlanmıştır. Soğumaya bırakılan çözeltilerde elementler arası girişimlere engel olmak ve HF'nin cam kaba olabilecek etkisini önlemek amacıyla, ince öğütülmüş 2 g borik asit ilave edilmiştir. Ortaya çıkan çözelti saf su ile 100 ml'ye tamamlanarak, Hg hariç, saptanması amaçlanan diğler tüm elementler için kullanılmış; ancak Fe tayinleri için daha fazla seyreltme gerektiğinden, çözeltilerden 2 ml alınıp saf su ile 100 ml'ye tamamlanmıştır. Hazırlanan bu çözeltilerde ölçümler Perkin Elmer 403 atomik absorpsiyon spektrometresinde (AAS) alev yöntemi ile gerçekleştirilmiştir. Hg tayinleri için yine aynı AAS gereci, ama bu kez soğuk buhar yöntemiyle, kullanılmıştır (söz konusu yöntem ve örneklerin bu maksatla çözüldürülmeleri aşağıda anlatılmıştır).

Ağır Metal Analiz Değlereri

Elementlerin dağılım sıklığı Rose ve diğ. (1981)'e göre saptanmıştır.

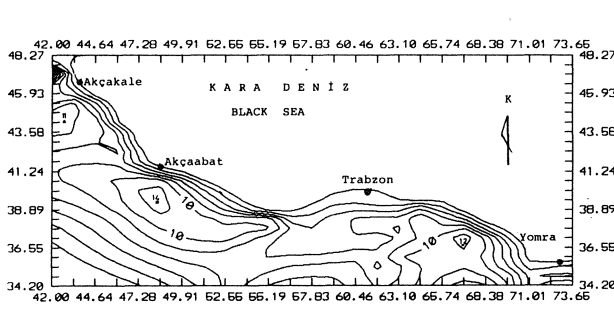
Mn: Çalışma sahasının tümünde analiz edilen örneklerin Mn değlereri :0,2 ile %2,9 arasında değışmektedir. Mn için elde edilen analiz değlereri Tablo 1'de ve bu değlererin arazideki dağılımları ise Şekil 4'de eşdeğler eğrileri yardımıyla verilmiştir.



Şekil 4. Mn-dağılım haritası (Konturlar 5000 ppm'de bir geçirilmiştir) yatay ve düşey rakamlar koordinat değlerlerini göstermektedir.

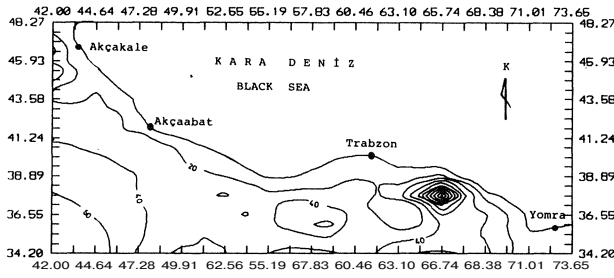
Figure 4. Distribution map of Mn values (Contoured at 5000 ppm intervals) vertical and horizontal figures show values of coordinates.

Fe: İncelenen topraklarda Fe değlereri nispeten yüksek seviyelerde bulunmaktadır. Tablo 1'de de görüldüğü gibi bu değlereri %3,4 ile %16,9 arasında değışmekte olup, buna göre demirin yöre topraklarındaki aritmetik ortalaması yaklaşık 8,67 civarındadır. Demirin yöre topraklarındaki dağılımı ise Şekil 5'de sunulmaktadır.



Şekil 5. Fe-dağılım haritası (Konturlar % 2' de bir geçirilmiştir.) yatay ve düşey rakamlar koordinat değerlerini göstermektedir.

Figure 5. Distribution map of Fe values (Conderet at 2 % intervals) vertical and horizontal figures show values of coordinates.



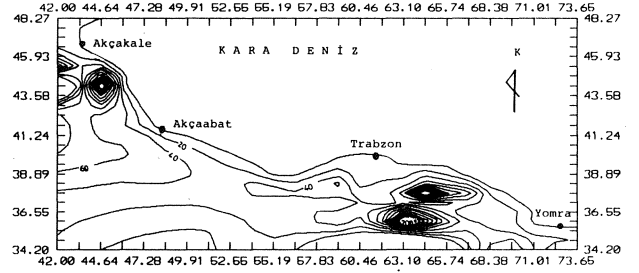
Şekil 6. Cu-dağılım haritası (Konturlar 20 ppm'de bir geçirilmiştir) yatay ve düşey rakamlar koordinat değerlerini göstermektedir.

Figure 6. Distribution map of Cu values (contered at 20 ppm intervals) vertical and horizontal figures show values of coordinates.

Cu: Bakırın, yapılan analizlere göre, bölge toprakları için aritmetik ortalaması (\bar{x}) 108, standart sapması (s) 44 ve bu değerlere bağlı olarak eşik değerleri $(\bar{x}+s)=152$, $(\bar{x}+2s)=196$ ve $(\bar{x}+3s)=240$ 'dır. Şekil 6'da bakırın topraklardaki dağılımı gösterilmiştir.

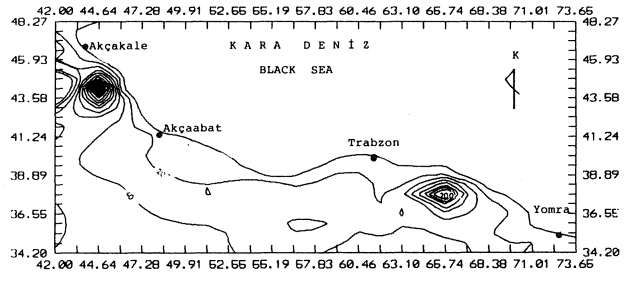
Co: Tablo 1'de de görüldüğü gibi, elde edilen Co değerleri 0 ile 300 ppm arasında değişmekte, ama değerler buna rağmen daha çok 100 ile 200 ppm düzeyinde yoğunlaşmaktadır. Elde edilen verilere göre analiz edilen topraklarda Co'nun aritmetik ortalama değeri $\bar{x}=151$ ppm standart sapması ise $s=74$ 'tür. Buna göre kobaltın yersel eşik değerleri $(\bar{x}+s)= 225$, $(\bar{x}+2s)=299$ ve $(\bar{x}+3s)=373$ 'dür. Kobaltın analiz edilen yöre topraklarındaki dağılımı Şekil 7'de görülmektedir.

Pb: Kurşunun, analiz edilen topraklardaki, aritmetik ortalaması 249 ppm; bölgesel temel değeri 199 ppm ve standart sapması ise 101 olarak bulunmuştur. Bu değerlere bağlı olarak yersel eşik değerler 350, 451 ve 552 ppm'dir. Kurşunun ppm cinsinden dağılım haritası Şekil 8'de verilmiştir.



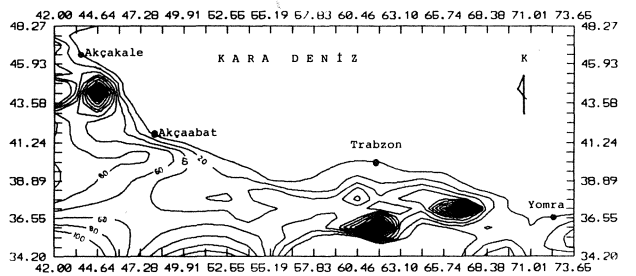
Şekil 7. Co-dağılım haritası (Konturlar 20 ppm' de bir geçirilmiştir) yatay ve düşey rakamlar koordinat değerlerini göstermektedir.

Figure 7 Distribution map of Co values (contered at 20 ppm intervals) vertical and horizontal figures show values of coordinates.



Şekil 8. Pb-dağılım haritası (Konturlar 20 ppm de bir geçirilmiştir) yatay ve düşey rakamlar koordinat değerlerini göstermektedir.

Figure 8. Distribution map of Pb values (contered at 20 ppm intervals) vertical and horizontal figures show values of coordinates.



Şekil 9. Zn-dağılım haritası (Konturlar 20 ppm de bir geçirilmiştir) yatay ve düşey rakamlar koordinat değerlerini göstermektedir.

Figure 9. Distrubition map of Zn values (contered at 20 ppm intervals) vertical and horizontal figures show values of coordinates.

AKÇABAT YOMRA AĞIR METAL İÇERİKLERİ

Zn: Aritmetik ortalaması 168 olan çinkonun standart sapması 82 ve buna göre çalışılan sahadaki eşik değerleri 25C, 332 ve 414 ppm olup değer dağılım haritası Şekil 9'da görülmektedir.

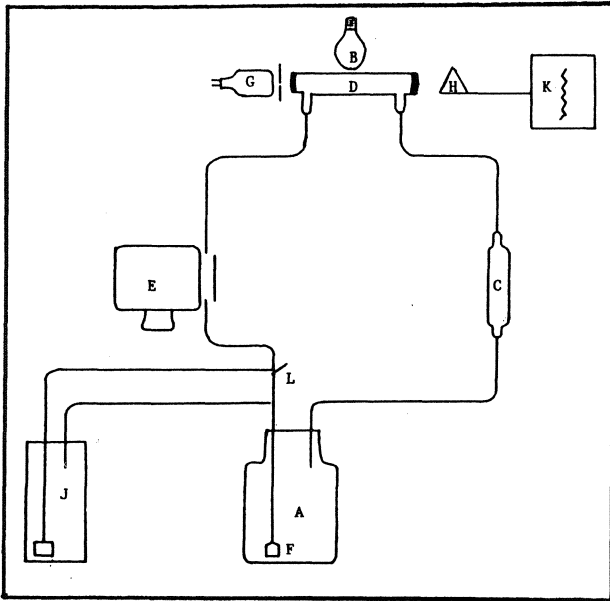
Görüldüğü gibi elde edilen değerler söz konusu elementlerin dünya ortalamalarının çok üzerindedir. Zira Rose ve diğ. (1981)'e göre analiz edilen bu elementlerin topraklardaki dünya ortalamaları şöyledir:

Fe%2.1, Mn 320 ppm, Pb 17 ppm, Zn 36 ppm, Cu 15 ppm ve Co 10 ppm.

Bunun nedeni şüphesiz analizi yapılan toprakların anakayalarının büyük oranda bazaltik ve andezitik kayalar olmasıdır. Sadıklar ve diğ. (1994)'e göre yörede bulunan bazalt ve andezitlerin ortalama % Fe içerikleri 11.30 ve 3.80; %Mn içerikleri ise 0.11 ve 0.10'dur.

CIVA ANALİZİ

Derlenen toprak örneklerinde bulunması olası cıva- yı ölçebilmek için KTÜ Jeoloji Mühendisliği Bölümü'nde ilk defa *soğuk buhar yöntemi* denenmiştir. Bu-



Şekil 10 Cıva ölçümleri için kullanılan soğuk buhar düzeneği A: Reaksiyon hücresi, B: 60 w ampul, C: Rotometre, D: Absorbsiyon hücresi, E:Hava sentilasyon poması, F: Havalandırma tüpü, G:Cıva katod tüpü, H: Dedektör, J: Gaz yıkama şişesi, K: Kaydedici, L: Musluk.

Figure 10 A cold vaporazation apparatus used for Hg-measurements A: Reaction cell, B: 60 w light bulb, C: Rotometer, D: Absorbition cell, E: Air circulation pump, F: Airation tube, G: Hg katode lamp, H: Detector, J: Gas cleaning bottle, K: Recorder, L: Tap.

nun için AAS (Atomik Absorpsiyon Spektrometresi, Perkin Elmer 403) gerecine soğuk buhar üretimini gerçekleştirecek bir dizi ek düzenek eklenmiştir (Şekil 10).

Standartların Hazırlanması

Kalibrasyon eğrisini oluşturmak için 0,005, 0,01, 0,02 ve 0,04 ppm'lik dört adet Hg-standartı hazırlanmıştır. Bunun için 0,1354 g HgCl₂, 75 ml saf su ve 10 ml nitrik asit 100 ml'lik bir cam kaba doldurulmuş ve saf su ilavesi ile 100 ml'ye tamamlanarak, homojenliğin sağlanması için karıştırılmıştır. Hazırlanan bu Hg stoğundan 1 ml alınmış ve içinde 50 ml saf su bulunan 100 ml'lik bir cam balona aktarılmıştır. Balona ayrıca 2 ml nitrik asit ilave edilmiştir. Söz konusu bu karışım daha sonra saf su ile 100 ml'ye tamamlanmıştır. Böylece elde edilen çözeltinin Hg içeriği 10 ppm'dir. Bu çözeltiden seyreltmeyle, 0,04; 0,02; 0,01 ve 0,005 ppm'lik cıva standartları hazırlanmıştır.

İşlem

Gerekli reaktifler: %5'lik Potasyum permanganat

%10'luk kalay klorür

% 1,5luk hidroksilalümin hidroklorik asit

5,6 n'lik nitrik asit

18,0 n'lik sülfirik asit

BOD şişesine (Biochemical Oksijen Demond), daha önce hazırlanan çözeltiden 50 ml, 3 ml H₂SO₄, 1,5 ml HNO₃ ve 6 ml KMnO₄ konular ve bir kaç saniye beklenir, daha sonra 9 ml hidroksilalümin hidroklorik asit ilave edilerek çözeltide bulunan permanganatın aşırısı indirgenir. İndirgenmenin tamamlandığı çözelti renginin açılmasıyla anlaşılır. 30 saniye kadar beklendikten sonra tepkime kabına 3 ml kalay klorür eklenir ve kab, zaman geçirmeden aletteki yerine takılarak kapalı bir sistem oluşturulur. Devreye bağlı kaydedicinin algıladığı değer en yüksek seviyeye ulaştığında işlem tamamlanmıştır. Aynı işlem önceden hazırlanmış olan cıva standartlarına da aynen uygulanarak elde edilen değerlere göre standart eğrisi çizilir.

CIVA ÖLÇÜMLERİ İÇİN TOPRAK ÖRNEKLERİNDEN ÇÖZELTİ HAZIRLANMASI

Cıva analizi yapılacak olan toprak örnekleri önce Jeffery ve Hutchison (1981) tarafından önerilen HF-yöntemi uygulanarak çözündürülmüştür. Bunun için 0,2 g toprak örneği alınmış ve bir miktar saf su ile nemlendirilerek, üzerine 5 ml derişik HF ve 0,5 ml HNO₃ ilave edilip 120°C'de 10 dakika kadar elektrik fırınında bekletilmiştir; daha sonra soğumaya bırakılmış; soğuktan sonra üzerine 50 ml borik asit ilave edilip saf su ile 100 ml'ye tamamlanmış ve böylece ölçümler için hazır duruma getirilmiştir.

Cıva Ölçümleri

Hazırlanan çözeltilerden 50 ml alınıp yukarıda sözü edilen soğuk buhar yöntemiyle Hg ölçülmeye çalışılmıştır; ancak aletin cıvaya ait değerler kaydetmediği gözlenmiştir. Yani değerler ölçme sınırı olan 0,005 ppm'in altında kalmıştır. Bunun üzerine, 0,2 g örneğin az olabileceği düşünülerek, miktar 10 kat artırılmış, yani 2 g örnekle, işlem yeni baştan tekrarlanmıştır; ancak sonuç değişmemiştir. Bunun üzerine Eggersglüs ve Müller (1991) tarafından uygulanmış olan bir başka çözelti yöntemi denenmiştir. Bu yöntemde 5 g öğütülmüş toprak örneği 28 ml kral suyunda çözündürülmüştür. Kral suyu ilave edilen öğütülmüş toprak örneği teflon kapta fırında, 160°C'da 3 saat süreyle çözündürülmeye bırakılmıştır. Daha sonra soğumaya bırakılan çözelti soğuduktan sonra filtre kağıdından geçirilerek ölçekli cam kapta saf su ile 10 ml'ye tamamlanmıştır. Bu çözeltilerden yapılan soğuk buhar yöntemi ölçümlerde de Hg pikleri elde edilememiştir. Aynı çözelti yöntemi, örnek miktarı artırılarak (8 g örnek ve 50 ml toplam çözelti) yeniden denenmiş, ama yine sonuç alınamamıştır.

Bu durumun açıklanması için iki olasılığın söz konusu olabileceği düşünülebilir:

1- Toprak örneklerinin çözündürülmeleri yada ölçümleri esnasında, var olan cıva ortamdan uzaklaşmaktadır.

2- Analiz edilen toprakların cıva miktarı, ölçüm sınırı olan, 0,005 ppm'in altındadır.

Hangi olasılığın söz konusu olabileceğini kontrol etmek için toprak örneklerine, ölçme hassasiyetinin alt sınırı olan 0,005 ppm'in altında ve üstünde cıva ilave edilerek ölçümler yinelenildiğinde sınırın altında cıva katılmış olan örneklerde Hg saptanamamış, buna karşılık sınırın üstündekilerde katılan miktara uygun Hg oranları saptanmıştır. Bu neticeye göre 1 nolu ihtimalin değil, ikinci ihtimalin söz konusu olduğu ortaya çıkmaktadır.

TARTIŞMA VE SONUÇLAR

Analizlerden elde edilen sonuçlara göre incelenen topraklarda, analizi yapılan elementlerden, cıva hariç tümünün içerikleri dünya ortalamalarının çok üzerindedir. Zira Rose ve diğ. (1981)'e göre söz konusu elementlerin topraklardaki dünya ortalamaları şöyledir:

Fe % 2.1; Mn :0.32; Pb ppm; Zn 36 ppm; Cu 15 ppm ve Co 10 ppm.

Fe, Mn, Pb, Zn, Cu ve Co için elde edilen değerlerin yüksek olmalarının en önemli nedeni analizi yapılan toprakların anakayalarının büyük oranda bazaltik ve andezitik kayalar olmasıdır. Sadıklar ve diğ. (1994)'e göre yörede bulunan bazalt ve andezitlerin ortalama %Fe

içerikleri 11.30 ve 3.80; Mn içerikleri ise 0.11 ve 0.10'dir

Hg'nin değeri 0,005 ppm'in altındadır. Demek ki, alttaki volkanik kayaların ayrışmasından ortaya çıkması ihtimali var olan cıva, toprak tabakası içinde bağlanamayarak, yüzey suları ile yıkanıp gitmektedir. Harris ve diğ. (1971) yaptıkları çalışmaya göre bazı organik-cıva-komplekslerinin oranlarının 1 ppb olması halinde tatlı su ve deniz planktonlarının gelişmesi yarı yarıya azalmakta, miktar 50 ppb'ye çıktığında ise her türlü gelişme sona ermektedir. İnsan sağlığı için civanın tehlike sınırı Vester (1972) ve Förstner ve Müller (1974)'e göre 0.5 ppm olarak kabul edilmiştir. Bu ise incelenen topraklarda, örnek alım tarihlerinde (1992/ 93), bir "cıva kirlenmesinden" söz edilemeyeceğini göstermektedir. Çünkü analiz edilen toprak örneklerindeki cıva oranı anılan sınırının çok altındadır.

Öte yandan, jeokimya izopak haritalarında da görüldüğü gibi, analiz edilen diğer elementler çalışılan sahanın belli kesimlerinde nispeten yüksek değerler vermektedirler. Söz konusu kesimlerde analizi yapılan metalleri işleyen ya da yeniden değerlendiren herhangi bir sanayi kuruluşu, ne güncel ne de geçmişte mevcut değildir. Bu nedenle yüksek değerlerin kaynağı insan etkenli (antropogen) değil doğaldır (geogen). Diğer bir ifade ile söz konusu metallerin alttaki volkanik kayaların ayrışmasından kaynaklandığı düşünülmektedir.

KATKI BELİRTME

Bu çalışma, KTÜ Araştırma Fonu tarafından desteklenen bir araştırma projesidir. Katkılarından dolayı KTÜ Rektörlüğü'ne ve Araştırma Fonu Başkanlığı'na teşekkür ederiz. Ayrıca, soğuk buhar düzeneği için ihtiyacımız olan yardımcı aygıt analizlerimizi tamamlayıncaya kadar kullanımımıza sunan., KTÜ Kimya Müh. Böl. öğretim üyesi, sayın Yrd. Doç. Dr. Mehmet Tüfekçi'ye, çalışma sahasının genel jeolojisi konusunda yardımlarını gördüğümüz, KTÜ Jeoloji Müh. Böl. öğretim üyesi sayın Yrd. Doç. Dr. Sadettin Korkmaz'a ve makaleyi eleştiren KTÜ Maden Müh. Bölümü öğretim üyesi sayın Yrd. Doç. Dr. Necati Tüysüz'e teşekkürü borç biliriz

DEĞİNİLEN BELGELER

- Eggersglüs, D. ve Müller, G., 1991, Schwermetalle und Nahrstoffe in Gartenböden des Rhein-Neckar-Kreises und des Stadtgebietes von Heidelberg, Heidelberger Geowiss. Abh., Band 49, 157 s., Ruprecht-Karls-Universität, Heidelberg.
- Förstner, U. ve Müller, G., 1974 Schwermetalle in Flüssen und Seen, Springer Verlag, 225 s., Heidelberg.
- Harris, R.C., White, I. ve McFarlane, R., 1971, Mercury compounds reduce photosynthesis by plankton. Science 170, s. 736-737, New York.
- Jeffery, P.G. ve Hutchison, D., 1981, Chemical Methods of Rocks Analysis, Elsevier, New York.
- Korkmaz, S., Sadıklar, M.B., Van, A., Tüysüz, N. ve Ercan.,

AKÇABATYOMRAAGİR METAL İÇERİKLERİ

- T.,1993, Üst Kretase yaşlı Saraf Tepe (Trabzon) bazaltının jeokimyasal özellikleri ve jeotektonik anlamı, Türkiye Jeoloji Bülteni, 36, 1, 37-44.
- Korkmaz S. ve Van, A., 1994, Trabzon Kıyı Bölgesinin Jeolojisi, KTÜ Araştırma Fonu Projesi Raporu (yayınlanmamış), Proje No: 90.112.005.1, 48 s., Trabzon
- Özsayar, T., 1971, Geologie und Palaentologie des Gebites östlich Trabzon (Anatolien), Giess. Geol. Schr. N. 1, Doktora Tezi, 138 s., Giesen.
- Rose, A.W., Hawkes, H.E. ve Webb, J.S.,1981, Geochemistry in Mineral Exploration, Elsevier, 2. Ed., 420 s., New York.
- Sadıklar, M.B., 1992 Occurrences of the Fe-Mn-nodules in Trabzon Area (E-Pontides), As a Product of Terrestrial-Hydrogenetic Processes. Abstracts International Symposium on the Geology of the Black-Sea Region, Ankara, September 7-11, 1992, s. 62.
- Sadıklar, M.B., Goerg, U. and Van A., 1994, Mineralogical and Geochemical Characteristics of Terrestrial-Hydrogenetic Fe-Mn-Nodules in the Trabzon Area, NE-Turkey. Chemie der Erde (in press).
- Tokel, S., 1985 Silikat ve Sülfürlerin Teflon Basıncılı Kabında Çözündürülmeleri ile Atomik Absorbsiyon Spektrometresinde Analizleri. KTÜ Yerbilimleri Dergisi, Jeoloji, 4; s. 87-93.
- Vester, F., 1972, Das Überlebensprogramm. Kindler Verlag, München.

Sivas-Ulaş sölestin oluşumlarının (Tersiyer) mikrodokusal özellikleri ve sıvı kapanım çalışmaları

Fluid inclusion studies and microtextural characteristics of Sivas-Ulaş celestite deposits (Tertiary)

Erdoğan TEKİN
Zeynep AYAN
Baki VAROL

Ankara Üniversitesi, Fen Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Ankara
M.T.A Genel Müdürlüğü, M.A.T. Dairesi, Ankara
Ankara Üniversitesi, Fen Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Ankara

Öz

Bu çalışmada Sivas-Ulaş havzası Tersiyer çökellerinde yer alan 9 adet sölestin mostrası incelenmiştir. Bu alanlarda sölestinler, yataklanma tipleri ile bunlara eşlik eden yan kayaç litolojisine göre; 1. Karbonatlı birimlerdeki sölestin (boşluk dolgusu-zebroïd), 2. Kıvrımlı birimlerdeki sölestin (yumrulu), 3. Evaporitli birimlerdeki sölestin (som) şeklinde farklı tiplere ayrılmaktadır. Bu yataklardaki sölestinler kristallenme ve mikrodokusal özelliklere göre ise;

a. Çubuksu-prizmatik, b. Tabuler ve c. Lifsi-ışınal kristaller olmak üzere 3 temel petrografik tip sergilemektedir.

Yukarıda ayrılan bu sölestin tipleri farklı yaşlardaki formasyonlar içinde yer almaktadır. Bu sölestinlerde yapılan sıvı kapanım çalışmalarına göre Orta-Üst Eosen'deki boşluk dolgusu-zebroïd sölestinlerin (Tip 1) homojenleşme sıcaklıkları 320-360°C, Oligosen'in yumrulu sölestinlerinin (Tip 2) homojenleşme sıcaklıkları 260-290°C, Orta Miyosen'deki som sölestinlerin (Tip 3) homojenleşme sıcaklıkları ise 220-270°C arasında yoğunlaşmaktadır. Bu tiplere ait tuzluluk değerleri ise farklı olmuyup, ortalama % 14-23 NaCl eşdeğeri arasında değişmektedir.

Bulunan yüksek sıcaklık ve tuzluluk değerleri Sivas-Ulaş havzası Tersiyer sölestin mineralleşmelerinin oluşum sürecinde hidrotermal-zemin suyu etkilerinin olduğu görüşünü desteklemektedir.

Abstract

9 celestite occurrences which are found in Tertiary sediments of Sivas-Ulaş basin, are examined in this study. These celestites are divided into 3 groups according to the relationship between bedding types and the host rock. These groups are: 1. Celestite found in carbonaceous units (void filling-zebroïde), 2. Celestite found in detrital units (nodular), 3. Celestite found in evaporitic units (massive)

These occurrences are also divided into 3 main petrographic types according to their crystallization and microtextural characteristics. These types are; a elongated-prismatic, b.tabular and c. fibrous-radial crystals.

All these celestite types take place in different levels of the Tertiary evaporitic section. According to the fluid inclusion studies carried on these occurrences, the homogenization temperatures of void filling-zebroïde celestites (type 1) in Middle-Upper Eocene, concentrate between 320-360 C, nodular celestites (type 2) in Oligocene, between 260-290°C and massive celestites (types 3) in Middle Miocene between 220-270 C. The salinities of these types do not differ from one to another and are about 14-23 % NaCl equivalent. These high salinity and temperature values support the idea of hydrothermal effects during the formation of Tertiary celestite mineralizations at Sivas basin.

GİRİŞ

Sölestin oluşumlarının sedimanter veya hidrotermal gibi farklı kökenlere bağlılığı, çok sayıdaki araştırmacı tarafından geçmiş yıllarda yapılan çalışmalarla ortaya konmuştur. Bunlar kronolojik olarak, Skinner (1958), Müller (1962), Turekian (1964), Evans ve diğ. (1964), Brower (1973), West (1973), Nickless (1976), Olausson (1981), Kesler ve Jones (1981), Brodtkorb ve diğ. (1982), Wells (1973), Sonnefeld (1984), Martin ve diğ. (1984), Carlson (1987) ve Scholle ve diğ. (1990) çalışmalarıdır.

Sedimanter kökene bağlı oluşumlar çoğunlukla evaporit havzalarının jeokimyası ile yakın ilişkili olup, çeşitli faktörlere kontrol edilmektedir.

Turekian (1964), çalışmasında sedimanter sölestin oluşumlarını kontrol eden faktörleri aşağıdaki şekilde sıralamıştır:

Sr/Ca oranının 1/3 olması; sıcaklığın 30° nin üzerinde bulunması; ortamın aşırı tuzlu (hipersalin) olması; Eh'nin -0.4 ila 1.2 arasında olması; pH'nin 2 ila 6.1 arasında bulunması ve organizmaların bolluğu ile canlı faaliyetinin yoğunluğudur. Bu faktörlerin hepsinin birarada oluşması gerekmemektedir. Fakat ilk üçü sedimanter sölestin oluşumunda zorunludur.

Hidrotermal kökene bağlı oluşumlar için gerekli olan faktörleri ise Brower (1973)'de şu şekilde sıralamıştır:

Derinde magmatik bir haznenin (ısıtıcının bulunması); hidrotermal çiriyiklerin aktif dolaşımı; volkanik aktivitenin olması; yoğun tektonik faaliyetin bulunması ve yoğun sıcak su-gaz çıkışlarının olmasıdır.

Bölgede yapılan çalışmalarda Sivas-Ulaş sölestin havzasındaki oluşumlarla tam uyumlu veriler bugüne

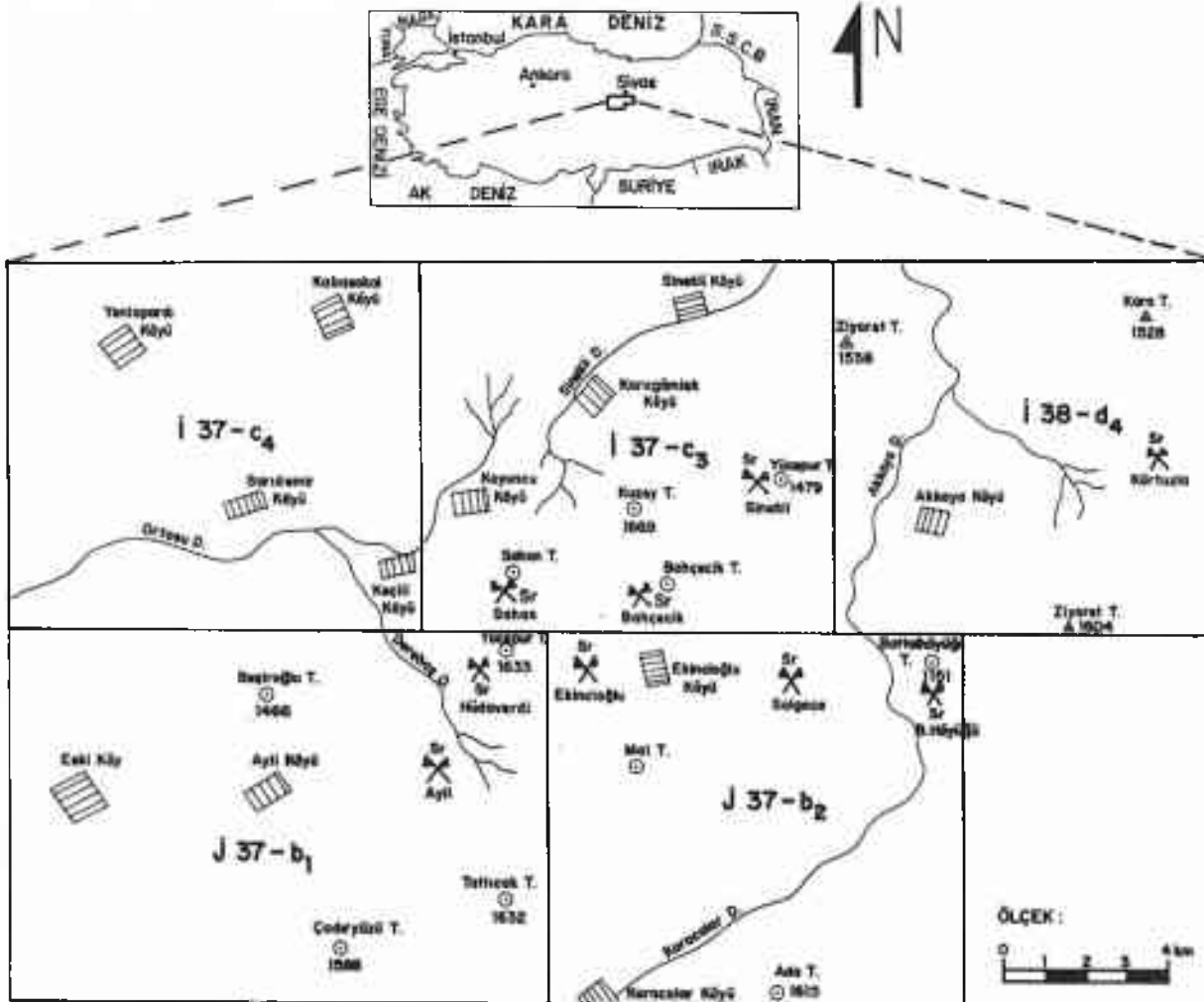
kadar açık olarak ortaya konmamıştır. Bununla birlikte Gökçe (1989) ile Çubuk ve diğ. (1992) sedimanter, Karamandırası ve diğ. (1992) hidrotermal, Tekin ve Varol (1993) ise sedimanter-hidrotermal gibi modelleri savunmuşlardır.

Bu çalışma, Sivas sölestin oluşumlarının mikrodoküsal ve sıvı kapanım özelliklerini tanımlanmayı ve bu yönden kökensel bir yaklaşım sağlamayı hedeflemiştir. Bu çerçevede, amaca yönelik olarak, Tekin ve Varol (1993)'de tanımlanan petrografik tiplere göre seçilen 23 adet sölestin örneğinde Taramalı Elektron Mikroskopu (SEM) ile görüntü taraması yapılmıştır. Ayrıca bunlar arasında seçilen 12 adet örnekte ise sölestin kristalleri ve bunlara eşlik eden litolojik tiplerin Enerji Dispersif X-Işınları Spektrometresi (EDS) ile yarı kantitatif kimyasal analizleri gerçekleştirilmiştir. Bu işlemlerden SEM çalışmaları Jeol JSM-840 A sistemiyle, EDS çalışmaları ise Tracor TN-5502 sistemiyle yapılmıştır.

Ayrıca bu değişik sölestin tiplerinden amaca uygun

olarak seçilen 10 örnekte sıvı kapanım çalışmaları M.T.A. Laboratuvarlarında yürütülmüş olup, bunlarda yaklaşık 200 ölçüm yapılmıştır. Bu çalışmalarda ısıtma deneyleri polarizan bir mikroskoba monte edilen Chino marka ısıtma tablası ile, soğutma deneyleri ise, yine aynı şekilde mikroskop üzerine takılan soğutma tablası ile yapılmıştır. Isıtma tablası 600°C kapasiteli olup, soğutma tablası da, sıvı azot kullanılarak, -120°C'a kadar soğutabilmektedir. Ölçümler için iki yüzü parlakmış, en çok 0.5 mm kalınlığındaki kesitler kullanılmıştır. Ayrıca bu tiplerden seçilen 3 örnek Almanya Clausthal Technische Universität Institut für Mineralogie und Mineralische Rohstoffe Laboratuvarlarında ölçümlendirilmiştir. Bu laboratuvarlarda ölçülen değerlerle M.T.A. Laboratuvarlarında ölçülen değerler arasında tam bir uyum olduğu görülmüştür.

Diğer yandan sıvı kapanım ölçümleri yapılan örneklerde olası potasyuma bağlı renklenme özelliği gösterenler Ye-Sen ve Xu-Yin (1991)'in önerisi doğrultusunda



Şekit 1 Çalışma alanında bulunan sölestin inostratının durumunu gösterir kroki.

Figure 1 The schematic diagram showing the celestial occurrences in investigated area.

SENOZOYİK CENOZOIC							ÜST SİSTEM UPPER SYSTEM		
TERSİYER TERTIARY						KUATERNER QUATERNARY	SİSTEM SYSTEM		
Paleosen Paleocene		Eosen Eocene	Oligosen Oligocene	Miyosen Miocene		Plösten Pliocene	SERİ SERIES		
Paleosen Paleocene		Orta - Üst Middle - Upper	Oligosen Oligocene	Orta Middle	Üst Upper	Öst Upper	KAT AGE		
150 - 1850		200 - 1000	100 - 600	150 - 800	300 - 850	0 - 30	KALINLIK (m) THICKNESS		
Yağmurlu	Tecer Kiroçlaşı Tecer Limestone	Bozbal	Selimiye	Hacıali	Karayün	Karatepe	FORMASYON FORMATION		
Tyd	Ttk	Baharözü	Tb	Ta	Th		Tk	Qa	ÖST MEMBER
		Tbv			Akıltı	Purçape			
					Tha	Thp	Ttg	Ttf	
LİTOLOJİ LITHOLOGY									
AÇIKLAMALAR EXPLANATIONS									
FOSİL GENELİ FOSSIL CONTENT									
ÇEVRELİ ORTAM ENVIRONMENTAL ENVIRONMENT									



Şekil 2. İnceleme alanının kolon kesiti

Figure 2. Columnar section of the investigated area

*Gökçe (1988) ve Yılmaz vd.(1989) Çalışmalarından değişiklikle hazırlanmıştır.

da Au testine tabi tutulmuş olup, bu test GBC Atomik Absorbsiyon-Grafit fırın tekniği ile gerçekleştirilmiştir.

YATAKLANMA TİPLERİ VE ÖZELLİKLERİ

Çalışılan sölestinler Sivas ili Ulaş ilçesinin kuzeybatısında yaklaşık 500 km² lik bir alanda yüzeylenirler. Tersiyer çökelleri içerisindeki bu yataklar Körtüzla, Sinekli, Saharı, Aylı, Hüdaverdi (Keçili), Ekinciöğlü, Solgeçe, Bahçecik ve Battalhöyüğü olarak isimlendirilmiştir (Şekil 1). Bunlar da yan kayalık litolojisi ile yataklanma şekline göre aşağıdaki üç farklı tipe ayrılmaktadır:

1. Karbonatlı birimlerdeki sölestin (boşluk dolgusu-zebroid)
2. Kıvrımlı birimlerdeki sölestin (yumrulu)
3. Evaporitli birimlerdeki sölestin (som)

Bunlar arasında 1. tip Eosen; 2. tip Oligosen; 3. tip ise Miyosen yaşlıdır (Şekil 2).

Eosen'deki yataklar, Eosen istifinin üst seviyelerindeki fiş tipi ardalanma gösteren esmer-gri renkli, kireçli kıltaşı-çamurtaşı ile biyoklastik ve yer yer de kumlu-killi karstik kireçtaşları içerisinde gelişmiş olup, bu yataklar Oligosen yaşlı evaporitlerle örtülmüştür. Bu yatakların kalınlıkları ve devamlılıkları sınırlı olup, yanal yönde maksimum 70-100 m'lik uzanımlar gösterirler. Çalışmamızda karbonatlı birimlerdeki sölestin (Tip 1) olarak tanımlanan bu yataklarda iki farklı mineralleşme özelliği izlenir. Birinci tip, karstik kireçtaşlarının aşağı yukarı tabakalanma düzlemlerine paralel gelişen tabuler (Tip b) kristaller olup, zebroid bir doku oluşturmaktadırlar (Levha 1-a). Zebroid yapıdaki karbonat bantları ise mikritik dokuludur. Zebroid tipi yataklar; Horodski (1975), Brodtkorb ve diğ. (1982), Kesler ve Jones (1981)'in çalışmalarında da tanımlanmıştır. İkinci tip ise Battalhöyüğü Tepe'deki sondaj örneklerinde tipik olarak izlenen ve esmer killi-kireçtaşlarını kesen çatlak dolgusu tipinde olanlardır (Levha 1-b). Bunlar milimetrik ve desimetrik boyuttaki çatlakları dolduran lifsi-ışmsal (Tip c) kristallerle karakterize olurlar. Bu mineralleşme türleri Solgeçe, Aylı, Bahçeciktepe ve Ekinciöğlü sölestin yataklarında izlenir. Fakat bunlarda, yalnızca geniş karstik boşluklarda ve çatlaklarda dolgu olarak gelişmiştir. Çoğu kez bu sölestin kristalleri boşluk duvarından merkeze doğru irileşen bir oluşum sergiler. Bunlar arasındaki mikro boşluk veya kovuklar, yer yer elementer küllü içerirler (Bahçeciktepe mostrası, Levha 1-c). Ayrıca Solgeçe yatağının çevresinde bu sölestinli kireçtaşları aşırı derecede renk değişimine uğramış olup, demirle kiremit rengine boyanmıştır.

İnceleme alanında görülen Oligosen birimlerindeki yataklar iki farklı litoloji tipini seçmiştir. Bunlardan bi-

ncisi tabandaki jips, ile ikincisi bunlarla yanal geçişli olan kıvrımlı (Tip 2) birimlerdir. Hem jipsli hemde kıvrımlı istiflerde sölestin, ince bantlaşmalar gösteren 10-30 cm boyutundaki yumrular (kafalar) biçimindedir. Bunların kristalleri genellikle küçük boyulu olup, kırıltı mavimsi ve tabulerdirler (Tip b). Kıvrımlı yataklar ise bordo renkli kumtaşı-kıltaşı ardalanmaları ile temsil olunan alüvyal yelpaze tortulları içerisindeki yumrulardır. Bu yumrular (kafalar) tabakalanma içerisinde gelişigüzel dağılmıştır. Bunlardaki tabuler (Tip b) kristallerin boyunu orta-iri olup, mavimsi renklidir. İnceleme alanındaki Oligosen'in tipik yataklanma yeri olan Sahantepe'de sölestin yumrularının boyunu bir metreyi bulmakta olup, kırmızı renkli kil matrisi içinde gömülü halde dizilmişlerdir. Oligosen'in Sahantepe ve Hüdaverdi (Keçili) sölestin yatakları ekonomik boyuta sahip değildir (Levha 2-a). Benzer tip yataklanmalar Müller (1962), Bain (1990) ve Goldschmidt (1954)'ün çalışmalarında da tanımlanmıştır.

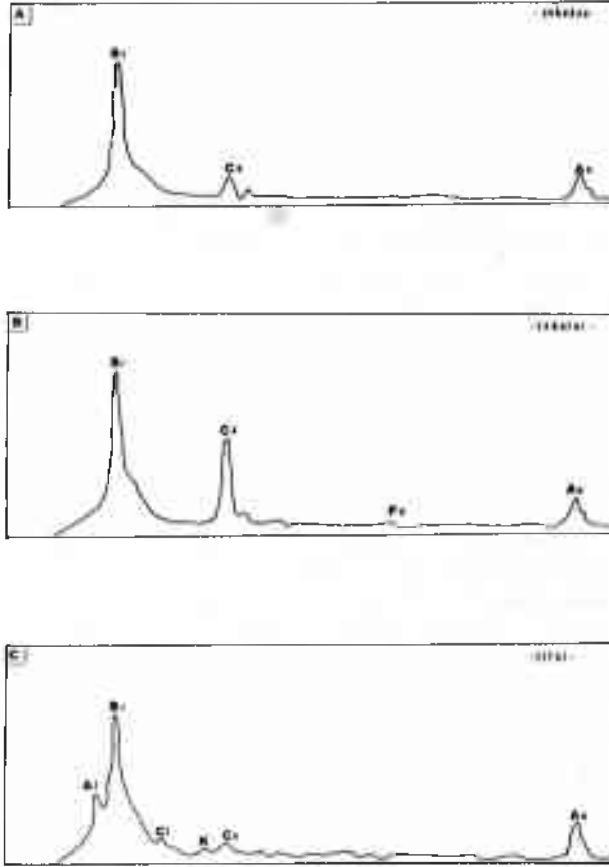
Miyosen'deki yataklar ise sert dokulu, beyaz-yeşil renkli, anhidrit aratabakalı, diyapirik yapıdaki masif jipsler içerisinde yer almakta olup, bunlara kalın karbonatlaşma zonları eşlik eder. Ayrıca bunların yataklanma geometrileri mercekleşme şeklinde olup, merceklerin yanal uzanımları yaklaşık 100-300 m arasında değişmektedir. Miyosen'in evaporit birimleri içerisindeki bu sölestin mercekleri (Tip 3), alttan demirli-manganlı-kükürtlü ince bir zon ile sınırlandırılmıştır. Bu durum tipik olarak Körtüzla sölestin yatağının tabanında görülmektedir. Diğer yandan, Sinekli sölestin yatağında jipslerdeki karbonatlaşma zonlarının çevresindeki boşluk-mikrokarstlar içerisinde de sölestinler gelişmiştir. Bunlar jeodumsu şekilli sölestin oluşumlarıdır. Yaklaşık 1x2 m boyutunda olup, mavimsi renkli, çok iri tabuler-prizmatik sölestin kristalleri (Tip b) tarafından doldurulmuştur (Levha 2-b). Benzer sölestin yatakları Olanssen (1981) ve Carlson (1987)'nin çalışmalarında da verilmiştir.

PETROGRAFIK TİPLER

Yukarıda açıklanan 3 yataklanma tipine ait örneklerde yapılan, Tekin ve Varol (1993)'de tanımlanan temel petrografik tipler elektron mikroskop ölçeğinde ele alınmış olup, aşağıdaki kristallenme ve mikrodokusal karakterler ayrılmıştır. Bunlar; a. Çubuksu-prizmatik, b. Tabuler ve c. Lifsi ışmsal kristallerdir.

a. Çubuksu-prizmatik kristaller

Bu tip kristaller som sölestin yataklanma tipi (Tip 3) içerisinde yer alır. Bunlar çok iri, öz şekilli mikroboşluk dolgusu sölestin kristalleri olup, değişik yönlerde büyümüşlerdir. Bazı alanlarda bu büyümeler birbirini engeller konumdadır. Bu nedenle kristal gelişimlerinde kesintiler izlenmektedir (Levha 3-a). Evans ve diğ.



Şekil 3. Çalışmada tanımlanan petrografik tiplere ait yarı kantitatif kimyasal analiz (EDAX) diyagramları

Figure 3. Semi quantitative chemical analyses diagrams (EDAX) of different petrographic types

(1964), prizmatik çubuksu kristallerin bu büyüme karakterlerini, h eksenlerine paralel olarak uzamış olmalarından kazandıklarına, serbest çökelmeli türdeki bu kristallerin bundan dolayı birbirini kesen gruplar halinde birarada bulduklarına ve ayrıca bunlarda yönelmiş karbonat-anhidrit kalıntılarının olduğuna işaret etmişlerdir. Diğer yandan, bu tipler yüksek büyütmelelerde incelendiğinde, zonlanma ve kapamın içerdikleri görülmektedir.

Böylece sölestin mineralleşme alanları çoğu kez ufak kristalle ve öz şekilli anhidritlerle çevrilmiştir. Ayrıca, bunların arasında kalıntı halinde jips kristalleri

de gözlenmektedir (Levha 3-b). Bu durum, Usdowski (1973)'ün deneysel çalışmasında belirtilen kapalı sistemde Sr' lu sıcak çözeltilerden iri prizmatik-çubuksu kristallenmelerin gerçekleşmesi ile bu kristallerdeki yapısal gelişimleri (zonlanma vb.) büyük benzerlikler gösterir. Ayrıca bu tip kristallerin EDS ile yapılan yarı kantitatif kimyasal analizleri yüksek oranda Sr, ikinci sırada ise Ca vermektedir (Şekil 3-a).

b. Tabuler kristaller

Bu mikrodoku özelliği yatak tipi 1 ve 3'de yaygın olarak, 2'de ise daha az ve iri kristalli şekilde izlenir. Böylece tipik olarak ortorombik sistemde kristalenen bu kristaller hem karbonatlar hemde jipsler içinde gelişmişlerdir. Elektron mikroskop görüntülerinde bunlar, mikrokristalen dolomit matrisi içinde gelişmiş sölestinler şeklinde izlenmektedir. Dolomit ile sölestinler arasındaki sınır oldukça belirgin olmakla birlikte düzensiz bir yapıdadır. Bu durum büyük olasılıkla bir mikroçatlak dolgusunu ifade eder. Kristaller arasında kalıntı halde, taban kayasına ait dolomit silti ile kalsit parçacıkları yer alır. Bu siltasyon alanları kristaller arası boşlukları doldurarak sölestinlerin bu alanlarda büyümesini engellemiştir. Tabuler kristaller içinde zonlu büyüme hatları çok belirgindir. Bunlar kademeli olarak gelişmekte olup, birbirini takip eden koyu-açık renkli zonlar biçiminde dizilmektedir (Levha 3-c). Magee (1991), Avusturalya'daki çalışmasında bu zonlu (kademeli) büyüme olayını, değişik zamanlarda ortama gelen Sr'lu çözeltilerinin olası dönemsel periyotlarına bağlamaktadır. Bu durum, çalışmamızdaki bu tür kristallerin de olası aynı mekanizmayla oluştuğuna işaret etmektedir. Çünkü yaptığımız SEM çalışmaları ile Magee (1991)'nin SEM çalışmaları arasında büyük benzerlikler vardır. Ayrıca bu tip kristallerin EDS ile yapılan yarı kantitatif kimyasal analizleri yüksek oranda Sr, ikinci sırada Ca ve çok az da Fe vermektedir (Şekil 3-b).

c. Lifsi-ışmsal kristaller

Bunlar tip 1 e 3'de görülmekte olup, kireçtaşı veya jips ilksel taban kayası içinde yer alırlar. Kireçtaşı örneklerinde, sölestinli alanlar içindeki, taban kayasına ait aragonitik karbonat yumağı ile birlikte nannoplankton kalıntıları izlenir. Bu kalıntılar çeşitli boyutlarda olup, çoğu zaman sölestinler içinde yüzer konumdadır (Levha 4-a). Diğer yandan karbonat veya esmer renkli killi karbonatların çatlak ve mikrokovuklarında büyüyen sölestinler tipik olarak lifsi-ışmsal karakter sergilemektedir. Kalsitik kalıntılarla sarılan bu oluşumlarda ışmsal büyümeler birbirinden farklı yönsel gelişimler sunar (Levha 4-b). Benzer kristallenme tipi Ekinciöğlü ve Hüda-verdi (Keçili) sölestin yataklarındaki jipsli düzeyler içinde de izlenir. Bu örneklerde sölestinlerle temasta bulunan jipslerde aşırı derecede burulmalar ve deformasyonlar oluşmuştur. Sölestin kristalleri bu jipsleri keser

durumda meydana gelmiş olup, büyük ölçüde mikroçatlakları izlemektedirler. Jipsler üzerinde yer yer izlenen kalsitler olasılıkla jipsten dönüşen kalsitleşmeyi yansıtır (Levha 4-c). Tüm bu dokusal özellikler Ye-Sen ve Xu-Yin (1991) ile Scholle ve diğ. (1990)'ın çalışmalarıyla büyük paralellikler göstermektedir. Ayrıca bu tip kristallerin EDS ile yapılan yarı kantitatif kimyasal analizleri yüksek oranda Sr, sonra Al ve daha sonra sırasıyla Cl, Ca ve K vermektedir (Şekil 3-c).

SIVI KAPANIM ÇALIŞMALARI

Sivas-Ulaş Tersiyer havzasında, farklı yaşlardaki litolojik birimler içinde yer alan 9 adet sölestin mineralleşmesinin oluşum koşullarına bir yaklaşım sağlamak amacı ile sıvı kapanım çalışmaları yapılmıştır. Günümüzde güvenilir jeotermometre yöntemlerinden biri olarak kullanılan sıvı kapanım çalışmaları, bize aynı zamanda mineral oluşturan eriyiklerle ilgili geniş bilgi vermektedir (Roedder, 1984). Bu nedenle, 3 değişik yaştaki birimde yer alan sölestin mineralleşmelerinde oluşum sıcaklığını saptayabilmek amacı ile ısıtma, mineralleşmeye neden olan eriyiklerin tuzluluklarını bulabilmek amacı ile de soğutma deneyleri yapılmıştır. Çalışma sırasında kapanımlar, önce polarizan mikroskop altında detaylı bir şekilde incelenmiştir. Bu incelemeler sonucunda sölestin örneklerinde üç tip kapanımın varlığı ortaya konmuştur. Bunlar:

1. İkincil kapanımlar: Genellikle iki fazlı (gaz + sıvı), bezende tek fazlı (sıf gaz fazı) kapanımlardan oluşmaktadır (Levha 5-a). Yapılan çalışmalarda, ilksel koşulları yansıtmayıp, mineral oluşumundan daha sonraki olayları gösterdikleri için bu tip kapanımlarda kaçınılmıştır. Bunlara çalışılan örneklerde bol miktarda rastlanmıştır.

2. Bozulmuş kapanımlar: Bunlar mineral oluşumu ile eş zamanlı olmalarına rağmen, daha sonraki bir dönemde meydana gelmiş olan çeşitli mekanik olaylarla ilksel özelliklerini tamamen kaybetmişlerdir (Levha 5-b). Bunlarda çatlama nedenli ile sızmalar (dolayısı ile ilksel sıvının miktarının değişmesi), veya iç basınçlarında çok fazla artmalar olmuştur. Bunlar genellikle sonuç verdiklerinden, bu tür kapanımlar çalışma dışı bırakılmıştır.

3. Birincil kapanımlar: Bunlar sölestin oluşumları ile eş zamanlı olan, iki fazlı (gaz + sıvı) kapanımlardır (Levha 5-c ve d). Gerek homojenleşme sıcaklıkları, gerekse tuzluluk değerleri bu tür kapanımlarda ölçülmüştür.

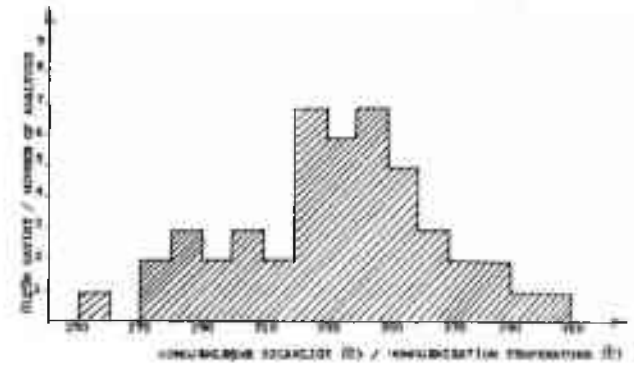
İkincil kapanımlar çoğunlukla yönlenme gösterirler. Ender olarak rastlanan 10-15 mikron büyüklüğündeki kapanımların yanı sıra, genelde 1-2 mikron büyüklüğündedirler. Bunlardan ölçülen homojenleşme sıcaklıkları 110-190°C arasında değişmektedir.

Bozulmuş olan kapanımların ya sınırlarında çatlaklar görülmekte veya sınırları çok kalın ve koyu renkli, gaz kabarcıkları (bubble) ise aşırı büyük olarak izlenmektedir. Bu tür kapanımların kabarcıkları (bubble) bazen çok yüksek sıcaklıklarda bile kaybolmamaktadır.

Çalışmanın amacına uygun olarak, homojenleşme sıcaklıkları ve tuzluluk değerleri, üç farklı yaştaki formasyonda yer alan sölestin mineralleşmesinin her birinde ayrı ayrı olmak üzere, birincil kökenli, iki fazlı (gaz + sıvı) kapanımlarda ölçülmüştür. Ölçülen kapanımların boyutları 10-25 mikron arasında değişmektedir.

Orta-Üst Eosen yaşlı formasyonlarda yer alan boşluk dolgusu-zebroid sölestinlerde yapılan sıvı kapanım çalışmaları:

Bu mineralleşmeler kireçli kilaşı-çamurtaşı ve kumlu-killi karstik kireçtaşları içindeki boşluklarda gelişmişlerdir. Bunlardan boşluk dolgusu şeklinde olanlarda ölçülen homojenleşme sıcaklıklarına ait histogram Şekil 4'de verilmiştir. Bu histogram incelendiğinde, bu sölestinlerin homojenleşme sıcaklıklarının 320-360°C'ler arasında yoğunlaşmış olduğu görülmektedir. Bu bölgeden alınan zebroid dokulu birkaç sölestin örneğinde yapılan ölçümlerden de ortalama 340-350°C sıcaklıklar elde edilmiştir. Ayrıca, bu örneklerde % 14-23 NaCl eşdeğeri tuzluluklar saptanmıştır.

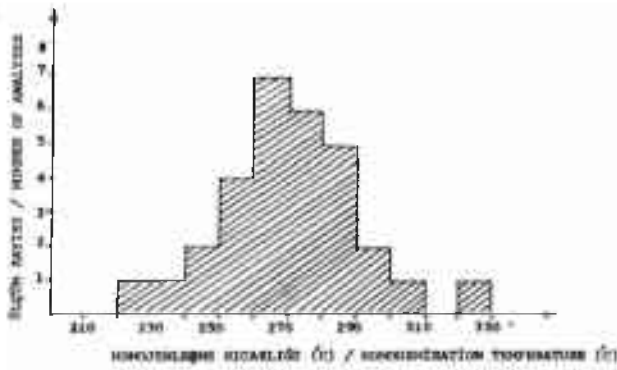


Şekil 4 Orta-Üst Eosen yaşlı birimler içinde bulunan zebroid sölestinlerin homojenleşme sıcaklığı histogramı.

Figure 4 Histogram showing homogenization temperature of the zebroid celestites found in the Middle-Upper Eocene units.

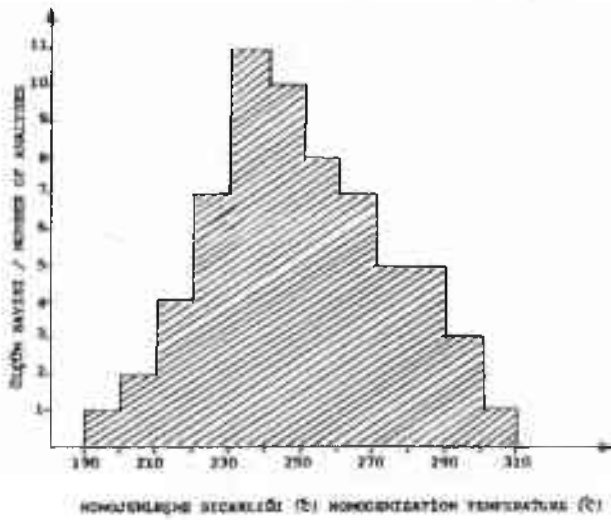
Oligosen yaşlı formasyonlarda yer alan yumurtlu sölestinlerde yapılan sıvı kapanım çalışmaları:

Bunlar Oligosen'in kırmızı-bordo renkli alüvyal yelpaze tortulları içinde bulunmaktadır. Bu yumurtlu tipler-



Şekil 5 Oligosen yaşlı birimler içinde bulunan yuvarlak sölestinlerin homojenleşme sıcaklığı histogramı.

Figure 5 Histogram showing homogenization temperature of the nodular celestites found in the Oligocene units



Şekil 6 Orta Miyosen yaşlı birimler içinde bulunan masiv sölestinlerin homojenleşme sıcaklığı histogramı.

Figure 6 Histogram showing homogenization temperature of the massive celestites found in the Middle Miocene units.

de ölçülen homojenleşme sıcaklıkları Şekil 5'de verilmiştir. Bu histograma göre sölestinler ilk oluşmaya 300 °C civarında başlamışlarsa da, esas oluşum evrelerini 260-290°C arasında tamamlamışlardır.

Oligosen'in taban bölümündeki jipsler içinde bulu-

nan sölestinlerden de benzer sonuçlar elde edilmiştir. Bu eriyiklerin tuzlulukları gene yaklaşık % 14-23 NaCl eşdeğeri civarındadır.

Orta Miyosen yaşlı formasyonlarda yer alan som sölestinlerde yapılan sıvı kapanım çalışmaları:

Orta Miyosen'in masiv jipsleri içinde yer alan som sölestinlerin homojenleşme sıcaklıkları ve tuzlulukları ölçülmüş olup, sıcaklık sonuçları Şekil 6'da verilmiştir. Bu histogram incelendiğinde som sölestinlerin oluşumlarının 220-270°C arasında yoğunlaştığı görülmektedir. Bu eriyiklerin tuzlulukları ise, herhangi bir değişiklik göstermeyip, % 14-23 NaCl eşdeğeri civarındadır. Bütün bu veriler Tablo 1'de özetlenmiştir.

TARTIŞMA VE SONUÇLAR

Sivas-Ulaş Tersiyer havzasında Eosen-Miyosen birimleri içinde izlenen sölestin oluşumları oldukça karmaşık bir görüntü sergilerler. İlk bakışta evaporit tercihli bir mineralleşme izlenimi veren sölestinlerin, evaporitlerin yanı sıra, kireçtaşı-killi kireçtaşı ve kumtaşı-killi taşı gibi değişik birimleri de seçmesi, bu oluşumların litolojik tercihli olmadıklarını gösterir. Çalışmamızda tanımlanan farklı litoloji grupları içerisindeki yatak türleri de (Tip 1, 2, 3) bu görüşü desteklemektedir.

Sölestinlerin saha konumları dikkate alındığında, çoğu kez tabakalanmaya bağımsız bir yataklanma görünür. Eosen yaşlı olanlar faylara, Oligosen yaşlılar kırınmalı sedimanların permeabilitesine, Miyosen yaşlı olanlar ise evaporitlerin diyapirik yapılarına bağlıdır. Ayrıca çoğu yatakta yan kayaç çözülmesine bağlı çeşitli boyutlarda boşluk-kovuk ve karstlaşma izleri mevcuttur. Buna ek olarak kireçtaşlarında aşırı alterasyonlar ile FeO boyanmaları, evaporitlerde (bilhassa Miyosen yaşlı olanlarda) ise karbonatlaşma ve anhidritleşmeler sölestin mineralleşmesine eşlik eden önemli olaylardır.

Petrografik çalışmalarla ayrılan üç farklı kristal tipi (Tip a, b, c) büyük ölçüde serbest büyüme olup, zonlu yapı göstermekte ve bol miktarda birincil-ikincil kökenli sıvı kapanım içermektedir. Bu kapanımların homojenleşme sıcaklıkları alttan üste doğru gidildikçe (yaşlıdan genç doğru, Eosen-Miyosen) belirli ölçüde azalmaktadır. Bunun yanı sıra, tuzlulukları belirgin bir fark göstermeyip, % 14-23 NaCl eşdeğeri civarındadır. Tuzlulukların bu kadar yüksek olmasına çevrede bulunan evaporitik kayalar neden olmuş olabilir.

Yukarıda özetlenen bu veriler çerçevesinde Sivas-Ulaş Tersiyer havzası sölestinlerinin oluşumları üzerine şu sonuçlar çıkarılmıştır:

Sölestinlerde sedimanter kökeni destekleyen açık bir kanıt yoktur. Bununla birlikte Miyosen evaporitlerinde ölçülen 9300 ppm gibi yüksek Sr içeriği (Gökçe, 1989)

ORNEK NO	YATACILANMA TİPİ	PETROGRAFIK TİP	FABRİK	KAPANININ TÜRÜ	ORTALAMA SICAKLIK DEĞERLERİ (°C) BİRİNCİL	ORTALAMA TUZLULUK DEĞERLERİ (% NaCl)	AU TESTİ DEĞERLERİ (PPb)	YATAK ADI
10	Tip 3 (Masiv)	Tip-a	Mavi renkli, iri çubuksu-prizmatik	Birincil kökenli sıvı fazlı kapanımlar	260	15-20	< 5	Sinekli
S.3	Tip 1a (Sam)	Tip-c	Beyaz renkli, iri lifsi-ışınsal yelpaze şekilli,	"	350	-	< 5	Ayli-Battalhöyüğü
S.4	Tip 1a (Sam)	Tip-b	Kirli mavi renkli, boşluk dolgusu	"	330	14-18	-	Bahçecik
S.5	Tip 1a (Sam)	Tip-a	Sarımsı-turuncu renkli karbonat matriksli, boşluk dolgusu	"	360	-	< 5	Solgeçe
S.6	Tip 3 (Masiv)	Tip-a	Uçuk mavi renkli, iri çubuksu-prizmatik	"	270	-	< 5	Kortuzla
E.T 90/56	Tip 3 (Masiv)	Tip-a	Uçuk mavi renkli, iri çubuksu-prizmatik tabuler bloksu	"	240	13-24	-	Sinekli
E.T 90/59	Tip 3 (Masiv)	Tip-a	Uçuk mavi renkli, iri çubuksu-prizmatik bloksu	"	270	14-17	-	Sinekli
E.T 90/79	Tip 2 (Yumrulu)	Tip-b	Kirli mavi renkli iri taneler	"	260	15-20	< 5	Sahantepe
Zet.1	Tip 1 ₄ (Zebroid)	Tip-b	Beyaz, kirli beyaz tabuler, karbonat ardalımalı (bandlı)	"	350	-	-	Bahçecik
*SH.6	Tip 2 (Yumrulu)	Tip-b	Kirli mavi renkli, anhidrit arabandlı	"	280	15-19	-	Sahantepe
*KT.2	Tip 3 (Masiv)	Tip-b	Uçuk mavi renkli, bloksu, tabuler-prizmatik	"	220	-	-	Kortuzla
*SY.1	Tip 3 (Masiv)	Tip-a	Uçuk mavi renkli, iri prizmatik-bloksu	"	250	-	-	Sinekli
SY.3	Tip 3 (Masiv)	Tip-a	Uçuk mavi renkli, iri bloksu	"	240	-	-	Hüdaverdi Sinekli Ekincioglu

Tablo 1 Sıvı kapanım gelişmesi yapılan örneklerin korelasyon tablosu.

Table 1 Correlation table showing the fluid inclusion measurement of different samples.

ile birlikte Oligosen'deki kırıntılı alüvyal yetpaze çökel-
lerindeki, permeabiliteye bağlı sölestin mineralleşmele-
ri ilk bakışta yüzey veya zemin suyunun etkinliğini
vurgulayabilecek görüntülerdir. Bu düşünce Evans ve
diğ. (1964) ile Okuussen (1981)'de ortaya konulan sölestin
oluşumlarında zemin (yeraltı) suyunun etkili olduğu
görüşü ile paraleldir. Bununla birlikte, bu tipleri temsil
eden örneklerimizin tümünde, yukarıdaki çalışmalarda
(Evans ve diğ., 1964; Okuussen, 1981) beklenenden da-
ha yüksek sıcaklıklar (260-290°C) ölçülmüştür. Bu du-
rum normal sıcaklıktaki bir zemin suyuyla bağlı sölestin
mineralleşmesine ters düşmektedir. Bu nedenle hidro-
termal eriyiklerin Sr'ca zengin zemin suyu ile karışarak,
sözli edilen mineralleşmeler için daha doygun bir hale
geldiği düşünülebilir. Böylece sıvı kapamılardan elde
edilen yüksek ısı değerleri, sölestinleşme esnasında
hidrotermal ve/veya hidrotermal-zemin suyu karışımı
eriyiklerin etkisini işaretleyebilmektedir. Bu kökensel
yaklaşım ilk bakışta, Strübell (1966)'da öne sürülen
Sr'nin çözünürlüğünün düşük ısıda arttığı görüşüne ters
düşmektedir. Ancak, Usdowski (1973)'de deneysel ola-
rak ortaya konulan, kapalı sistemler içindeki sıcak çö-
zeltiilerden de sölestinin kristallendiği görüşü ve Gund-
lach (1959) 'da açıklanan hidrotermal kökenli
sölestinlerin jeokimyasal özellikleri ile büyük bir uyum
sağlanmaktadır. Sivas-Ulaş sölestinlerinde yapılan sıvı
kapamı çalışmalarından elde edilen yüksek sıcaklık
değerleri, yukarıdaki bilgiler ile birleştirildiğinde, bu
mineralleşmelerin, Şekil 7'deki şematik modelde de
gösterildiği gibi, yüzeye çıkan sıcak suların konvektif
bir sistem şeklinde, yan kayalardan aldıkları Sr'ca zen-
ginleşmesi sonucu gerçekleşmiş olduğu düşünülmek-
tedir. Ayrıca sölestin mineralleşmelerine eşlik eden yo-
ğun karstlaşmalar ve çözümlerin yüzey altı
şartlarında gelişen gömülü termokarstlarda oluşmuş
olması mümkündür.

Yukarıda belirli yönleriyle tartışılan ve Sivas-Ulaş
sölestinlerinin oluşumunda aktif rol oynadığı düşünül-
en hidrotermal eriyikler büyük olasılıkla bugün gömül-
lü olan sıg bir magmatik kaynaktan beslenmektedirler.
Bu düşünce Karamandersi ve diğ. (1992)'nin görüşle-
rine de uymaktadır. Bu sıcak eriyiklerin Tersiyer havza-
sı içerisine taşınmasında fay ve diyapirizm gibi tekto-
nik yapılar aktif rol oynamış olmalıdırlar. Brower
(1973) ve Scholle ve diğ. (1990)'nin çalışmalarında da
sölestin oluşumları ile volkanizma-tektonizma ilişkileri
açık olarak ortaya konmuştur. Burada önemli olan bir
konu, farklı yaştaki yatakların (Eosen-Miyosen) tek bir
faz içinde oluşup oluşmadığıdır. Bu konuya sıvı kapamı
çalışmaları belirli bir ölçüde açıklık getirmektedir.
Eosen'de ölçülen yüksek ısı değerleri (320-360°C) yu-
karı doğru azalmaya uğramaktadır. Bu değerler Miyo-
sen yaşlı birimlerde yer alan sölestinlerde 220-270°C'a
kadar inmektedir. Her üç zondan da elde edilen tuzluluk

değerleri ise değişmemektedir. (% 14-23 NaCl). Bu du-
rum tek bir epigenetik mineralleşme fazını destekle-
mektedir. Bununla birlikte, konunun tam açıklığa ka-
vuşması için ileriki aşamalarda Sr^{86/87}, O^{16/18} ve S^{32/34}
izotop çalışmalarının da yapılması gerekmektedir.

KATKI BELİRTME

Araştırmacılar, arazi çalışmalarını sırasında her türlü
yardımlarından dolayı Sayın Jeo. Yük. Müh. Teoman
Kayan ve Sayın Jeo. Yük. Müh. Murat Ovayurt'a, Al-
manya'da yapılan sıvı kapamı analizlerine yardımcı
olan Sayın Y. Doç. Dr. Sönmez Sayılı'ya ve ölçümleri
gerçekleştiren Sayın Jeo. Yük. Müh. Nimet Ağdemir'e,
makalenin şekillendirilmesinde değerli fikirlerini esir-
gemeyen Prof. Dr. Mehmet Ayan'a teşekkürlerini su-
narlar.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Bain, R.J., 1990. Diagenetic, nonevaporitic origin for
gypsum. *Geology*, 18, 447-450, May 1990.
- Brodtkorb, M.K., Ramos, V., Barbieri, M., Ametrano,
S., 1982. The evaporitic celestite, barite deposits
of Neuquen, Argentina. *Mineralium Deposita*,
17, 423-436.
- Brower, E., 1973. Synthesis of barite, celestite and bar-
ium strontium sulfate solid solution crystals. *Ge-
oc. et Cosmos. Acta.*, 37, 155-158, Ireland.
- Carlson, E.H., 1987. Celestite replacement of evaporites
in the Salina Group. *Sedimentary Geology*, 54,
92-112, Amsterdam.
- Çubuk, Y., Ozansoy C., Kayan, T., 1992. Battalhöyüğü
Tepe (Ulaş-Sivas) sölestin yatağının jeolojisi.
Türkiye Jeoloji Kurultayı Bült., S. 7, pp. 1-7,
Ankara.
- Evans, G.D., Shearman, D.J., 1964. Recent celestite
from the sediments of the Trucial Coast of the
Persian Gulf. *Nature*, 202, 385-386.
- Goldschmit, V.M., 1954. *Geochemistry*. Oxford Univ.
Press, pp. 730.
- Gökçe, A., 1989. Sivas güneyindeki sölestin yatakları-
nın jeolojisi ve oluşumu. *C.Ü. Müh. Fak. Dergi-
si, seri-A, Yerbilimleri*, c. 6-7, s. 1-2, Kasım
1989.
- Gundlach, H., 1959. Untersuchungen zur geochemie
des Sr auf hydrothermalen lagerstätten. *Geol.,
Jahrb.*, 76, 637.
- Horodski, R.J., 1975. Stromatolites of the Lower misso-
ula Group (Middle Proterozoic) Beld Supergro-
up, Glacier National Park, Montana. *Precambrian
Research* 2, 215-254, Elsevier.

- Karaman, İ.H., Kılıçdağı, R., Kılıç, N., 1992, Soğukçermik (Sivas ili) jeotermal sistemi ile sölestin oluşumu arasındaki ilişki, 45. Türkiye Jeoloji Kurulayı Bildiri Özleri, s. 65, Ankara.
- Kesler, S.E., Jones, L.M., 1981, Sulphur and strontium isotopic geochemistry of celestite, barite and gypsum from the Mesozoic basins of North-Eastern Mexico. *Chemical Geology*, 31, 221-224, Amsterdam.
- Magee, J.W., 1991, Late Quaternary lacustrine, ground water, aeolian and pedogenic gypsum in the Lakes, South-Eastern Australia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 84, 3-42.
- Martin, J.M., Ortega-Huertas, M., Torres-Ruiz, J., 1984, Genesis and evolution of strontium deposits of the Granada Basin (south-eastern Spain), evidence of diagenetic replacement of a stromatolite belt. *Sedimentary Geology*, 39, 281-288.
- Müller, G., 1962, Zur geochemie des strontium min Ozeanen evaporites unter besonderer Berücksichtigung der sedimentären celestin lagerstätte von Hemmelte-West (Sudoldenburg). *Geologie*, 11, 35, 1-90.
- Nickless, E.F.P., Booth, S.J., Mosley, P.N., 1976, The celestite resources of the area north-east of Bristol. *Miner. Asses. Rep.*, 25, 1-83, London.
- Olaussen, S., 1981, Formation of celestite in the Wenlock, Oslo region, Norway evidence for evaporitic depositional environment. *Jour. of Sed. Pet.* 51(1), 37-46.
- Reodder, E., 1984, Fluid inclusions. *Reviews in mineralogy*, 12, Mineralogical Society of America.
- Scholle, P.A., Stemmerik, L., Harpoth, O., 1990, Origin of major karst-associated celestite mineralization in Karstrygen, Central East Greenland. *Jour. of Sed. Pet.*, 60(3), 397-470, May 1990.
- Skinner, H.C.W., 1958, Ph.D. Thesis Univ. of Adelaide.
- Sonnenfeld, P., 1984, Brines and evaporites. Academic Press, New York, NY, 631 pp.
- Strübel, G., 1966, Die hydrothermale löslichkeit von celestin im system SrSO₄-NaCl-H₂O. *N. Jahrb. für mineral.*, 4, 99-109, Monatshefte.
- Tekin, E., Varol, B., 1993, Sivas (İç Anadolu) havzasındaki sölestin yataklarının petrografik incelenmesi. A. Suat Erk Jeoloji Simpozyumu. *Bildiriler Bül.* 319-327, Ankara.
- Turekian, K.K., 1964, The marine geochemistry of strontium. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 28, 1479-1496.
- Udsowski, E., 1973, Das geochemische Verhalten des strontiums bei der gense und diagenese von Carbonat und Ca-sulfat. *Mineralien Contr. Mineral and Petrol.*, 38, 177-195.
- Wells, L.D., Jones, D.K., Schaub, W.J., 1983, Celestite from Salem-Indiana. *Min. Rec.*, 14, 7-12.
- West, I., 1973, Vanished evaporites significance of strontium minerals. *Jour. of Sed. Petro.*, 43, 1, 278-279.
- Ye-Sen, F., Xu-Yin, Y., 1991, Discovery of the "Chrysanthemumshaped celestite" in the Permian carbonates of Pingxiang-Leping Depression of Jiangxi province. *Chinese Science Bult.*, 36, 14, July 1991.

LEVHA - 1

- A. Karstik kireçtaşları içerisinde oluşmuş "Zebra dokusu sölestin" mineralleşmeleri. (Bozbel Form.)(Aylı most., 4x10).
- B. Esmer renkli killi kireçtaşlarından alınan karot örnekleri ve bunlar içerisindeki çatlak dolusu sölestin mineralleşmeleri. (Bozbel Form.)(Battalhöyüğü most., 4x10).
- C. Kireçtaşının kırık-çatlak ve karstik boşluklarında gelişmiş lifsi-ışmsal sölestin mineralleşmeleri. (Bozbel Form.) (Bahçecik most., 4x10), s:sölestin, k:elementer kükürt.

PLATE - 1

- A. *Zebra textured celestite mineralizations formed in karstic limestones.*
- B. *Core samples taken from the dark coloured argillaceous limestones and void filling celestite mineralization found in them.*
- C. *Radial-fibrous celestite mineralizations developed in fracture-joint and karstic voids of limestones.*

LEVHA - 2

- A. Alüvyal yelpaze düzlüğü sedimanları içerisinde oluşmuş küresel-eliptoidal sölestin ve jips yumruları. (Selimiye form.) (Sahan t. most., 4x10) s:sölestin, j:jips.
- B. Masiv jipsler içerisinde iri-prizmatik ve öz şekilli kristallenmeler gösteren merccekler şeklindeki sölestin mineralleşmeleri. (Purtepe üyesi) (Sinekli most., 4x10).

LEVHA - 3

- A. İri çubuksu-prizmatik sölestin kristallerinin SEM görüntüsü. Kristal gelişimindeki engelleme ve kesintiler belirgindir. (Purtepe üyesi) (Sinekli most., ET.90/79) s:sölestin, k:kalsit.
- B. Çubuksu-prizmatik sölestin kristallerindeki zonlanma olayı ve bunlardaki kapandı şeklindeki jips-anhidrit kristalleri. (Purtepe üyesi) (Sinekli most., ET. 90/79). s:sölestin, j:jips.
- C. Mikrokrystalen dolomit matris içerisinde gelişmiş özşekilli tabular sölestin kristallerinin SEM görüntüsü. Merkezde zonlu büyüme yapısı ile dolomit silti oldukça tipiktir. (Battalhöyüğü most.) (Bozbel form., ET. 90/48). s:sölestin, d:mikrokrystalen dolomit.

LEVHA - 4

- A. Eosen kireçtaşları içerisindeki aragonitik karbonat yumağı ve bu yumak içindeki nanoplanktonun SEM görüntüsü. (Bozbel form.) (Bahçecik most., Zet.1) s:sölestin.
- B. Farklı yönerde gelişmiş lifsi-ışınal kristallerin SEM görüntüsü. (Bozbel form.) (Ayli most., S.2).
- C. Burulmalı yapıdaki jipslerle sölestinlerin SEM görüntüsü.(Purtepe üyesi) (Körtuzla most., ET. 90/46). j:jips, s:sölestin.

LEVHA - 5

- A. Dizilim gösteren ve gaz fazı içeren ikincil kapanımlar. (ET. 90/59, 40x10), ik:ikincil kapanımlar.
- B. İlksel özelliğini kaybetmiş kapanımlar. (S.5, 40x10). bk: bozulmuş kapanımlar.
- C. İki fazlı (sıvı-gaz) birincil kökenli bir kapanım. (40x10, 10), ibk:iki fazlı birincil kapanım.
- D. İki fazlı birincil kökenli kapanımların yakın plan görünüşü. (40x10, 10) ibk:iki fazlı birincil kapanımlar.

PLATE - 2

- A. *Spheric-ellipsoidal celestite and nodular gypsum formed in alluvial fan plain sediments.*
- B. *Lenticular celestite mineralizations which have coarse-prismatic and euhedral crystallizations in massive gypsum*

PLATE - 3

- A. *SEM photograph of the large elongated prismatic celestite crystal obstructions and interruptions are distinct in the crystal growth.*
- B. *Zonation in elongated prismatic celestite crystal and gypsum-anhidrite inclusions in them.*
- C. *SEM photograph of the idiomorphic, tabular celestite crystals, developed in microcrystalline dolomitic matrix. The zonation and dolomite silt is typical in the center.*

PLATE - 4

- A. *SEM photograph of the aragonitic carbonate cortex and nanoplankton seen in the Eocene limestones*
- B. *SEM photograph of the fibrous-radial crystals grown in different directions.*
- C. *SEM photograph of the distorted gypsum and celestite crystals.*

PLATE - 5

- A. *Oriented secondary inclusions containing gas phase.*
- B. *Inclusions which lost their primary characters.*
- C. *Two phased (liquid-gas), primary inclusion*
- D. *Close image of two phased, primary inclusions.*

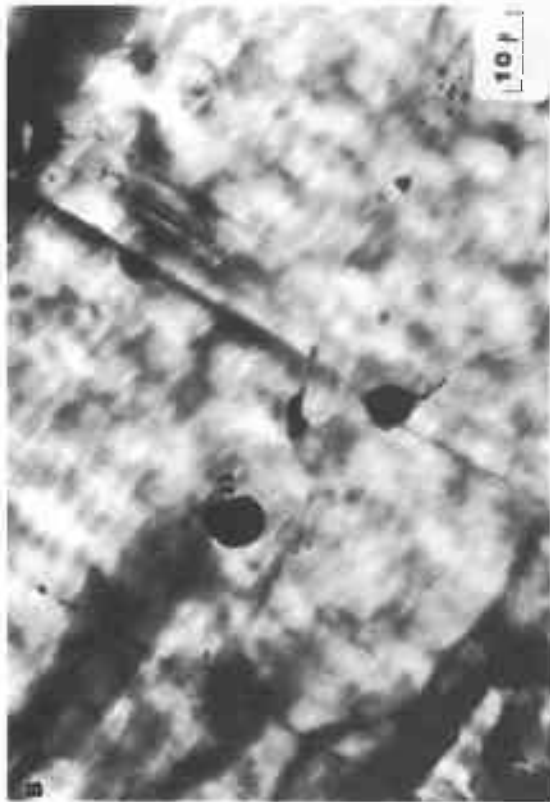
LEVHA -I
PLATE - I



LEVHA -II
PLATE - II



LEVHA - V
PLATE - V



Başören köyü (Kuluncak-Malatya) Britolit damarlarının jeolojisi ve kimyasal-mineralojik özellikleri*

The geology and chemical-mineralogical properties of Britholite veins of Başören village (Kuluncak-Malatya)

İsmet ÖZGENÇ Dokuz Eylül Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 35100, Bornova-İzmir
Yaşar KİBİCİ Süleyman Demirel Üniversitesi, Mühendislik Mimarlık Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü Isparta

Öz

Başören yöresi Ankara'nın 670 km. güneydoğusunda ve doğu Toros kuşağının kuzeybatısında yer alır. Çalışma alanındaki en yaşlı kayalık birimi Üst Kretase yaşlı Karapınar kireçtaşlarıdır. Olasılıkla Üst Kretase'de K 40 B doğrultulu bindirme hatlı boyunca Karapınar kireçtaşları üzerine sürüklenen ofiyolitler, gabro ve diyabaz dayklarını içinde bulunduran serpantinillerden oluşur. Üst Kretase-Alt Paleosen yaşlı Ardıçlı syenitoidleri KB doğrultulu Boyunçayır fayı boyunca küçük stoklar şeklinde Karapınar kireçtaşlarını keserek ortama yerleşir. Kireçtaşları ile syenitoid dokanalarında kontak metamorfizma izlerine rastlanmamıştır. Orta-Üst Paleosen yaşlı Alibeyli karbonatitleri yarım daire, yay ve küçük huni dayklar şeklinde syenitoidler içine sokulurlar, iki karbonatit fazı ayrılmıştır. Erken faz karbonatitler (C1) ejirin-fluorit-apatit karbonatit, geç faz karbonatitler (C2) ise fluorit-apatit karbonatit türündedirler. Karbonatit yerleşimine bağlı olarak syenitoidler içinde çok etkin olmayan fenitleşmeler izlenmiştir. Orta-Üst Eosen yaşlı Başören formasyonu, başlıca konglomera, kumtaşı ve kireçtaşlarından oluşur ve önceki birimleri açısız uyumsuzlukla üstler. Orta-Üst Miyosen yaşlı andezitik lav ve piroklastikler ile olivin bazaltik lavlardan oluşan Kepez volkanitleri yöredeki magmatik etkinliklerin son ürünleridir.

Britolit (NTE, Ca, Na)₂ [(Si,P)O₄]₂ (OH,F) damarları geç faz karbonatit (C2) daykları ile birlikte bulunur. Britolit minerali koyu kahve renkli yağimsi parlaklıkta olup $d=4.5669 \text{ gr/cm}^3$ olarak ölçülmüştür. Optik özellikleri, $e=1.771$ $W=1.774$ ve tek optik eksenli negatif olarak bulunmuştur. Britolit minerallerinde yapılan mikroprob analizleri bunların % 57,13 NTE oksitleri ve % 2.68 ThO₂ içerdiğini ortaya koymuştur. Mikroprob analizlerine dayanarak hesaplanan ampirik mineral formülü;

(La 0.809 Ce 1.392 Pr 0.118 Nd 0.324 Sm 0.060 Dy 0.030 Y 0.168 Th 0.084 Ca 1.826 Na 0.040 0.089)(Si 2.804P 0.154 0.042)(0.12)(OH1.301 F.0.03) şeklinde verilebilir.

Britolit oluşumu yöredeki plütonik etkinliğin son aşamasını oluşturan karbonatitlerin geç fazında oluşan fluorit-apatit karbonatitlerle (C2) ilişkilidir.

Abstract

The Başören area is located about 670 km. southeast of capital Ankara, within northwest margin of the eastern Tauride belt. In the studied area the principal rock units are; Karapınar Limestone (Upper Cretaceous), Kızılkaya ophiolites (Upper Cretaceous), Ardıçlı syenitoids (Upper Cretaceous-Lower Paleocene), Alibeyli carbonatites (Middle-Upper Paleocene), Başören formation (Middle-Upper Eocene), Kepez volcanites (Middle-Upper Miocene).

Karapınar limestone is overthrust by ophiolites during Upper Cretaceous. The limestones are also intruded by syenitoids. The contact between limestones and syenitoids are abrupt. No contact metamorphism has been observed. The syenitoids are intruded by carbonatites. Two varieties of carbonatite have been distinguished. The aegirine-fluorite-apatite carbonatite (C1) and fluorite-apatite carbonatite (C2). Fertilization in syenitoids are caused by carbonatite emplacement. Başören formation is represented by conglomerate, sandstone and limestone. Kepez volcanites are represented by andesitic lava and pyroclastics and olivine basaltic lava.

Britholite (REE,Ca,Na)₂[(Si,P)O₄]₂ (OH,F) veinlets are confined to carbonatites. The mineral is thorian member. Britholite occurs in the form of fine grain aggregates. It is dark brown, has greasy luster, and empirical $d=4.5669 \text{ gr/cm}^3$. The optical properties are $e=1.771$, $W=1.774$, uniaxial negative. Chemical analyses reveal that the britholite has % 57,13 REO and %2.68 ThO₂. Microprobe analyses of britholites reveal an empirical formula of;

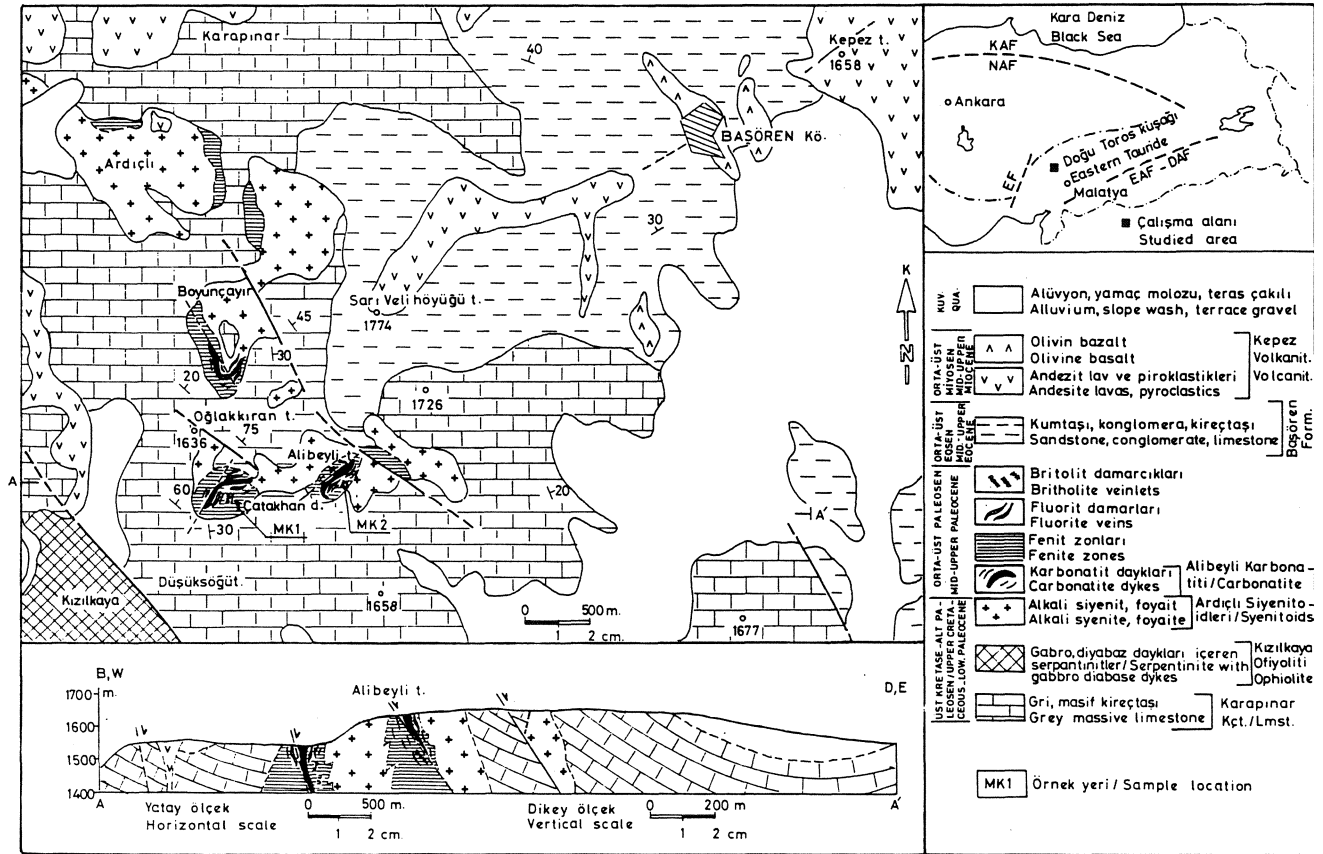
Britholites are associated with late stage fluorite-apatite carbonatite (C2) dykes injected during last stage of carbonatite intrusion.

GİRİŞ

Başören yöresi doğu Toros kuşağının kuzeybatı kenarında yer alır. Bölge ilginç jeolojik özellikleri ve mineral potansiyeli nedeniyle birçok araştırmacının ilgi odağı olmuştur. İlk çalışmalar bölgesel jeolojik anlamda

yapılmıştır (Blumenthal, 1937; Muller, 1937; Brinkmann, 1968; Ketin 1966). Bölge mineral potansiyeli yönünden de yoğun şekilde çalışılmıştır (Kovenko, 1939.; İzdar, 1962; Ayan, 1964; İlker, 1964; Bomba, 1966; Martina, 1967; Leo ve diğ., 1978; Yıldızeli, 1987). Bölgede son on yıldır global tektonik açısından

*1-2 Nisan 1993 tarihinde "The Natural History Museum" Londra'da yapılan Uluslararası Nadir Toprak Mineralleri Konferansında (International Conference on Rare Earth Minerals) poster olarak sunulmuştur.



Şekil 1. Başören yöresi jeolojisi haritası.

Figure 1. Geologic map of Başören area.

da ilginç çalışmalar yapılmıştır (Aktaş ve Robertson, 1984; Şengör ve diğ., 1984; Yazgan, 1984; Dewey ve diğ., 1986; Asutay, 1987; Yılmaz ve diğ., 1987; Altın, 1989; Yazgan ve Chessex, 1991).

MTA Genel Müdürlüğü'ne 1960'lı yıllarda Türkiye genelinde gerçekleştirilen hava prospeksiyonları sırasında Kuluncak çevresinde yüksek toryum (Th) anomalileri saptanmıştır. Yapılan ayrıntılı saha çalışmaları sonucunda Başören köyü yakınındaki siyenit sokulumları çevresinde bazı radyoaktif fluorit damarlarına rastlanmıştır. Bomba (1966) ve Martina (1967) yöredeki radyoaktif minerallere yönelik ekonomik değerlendirme çalışmaları yapmışlardır. Bu çalışmalar sırasında açılan yarımlarda fluorit damarları ile birlikte bazı küçük britolit damarlarının varlığını saptamışlardır. Bu araştırmacılar britolit damarlarının çok küçük ve dağık olmaları nedeniyle ekonomik olmadıklarını belirtmektedirler. Ancak yöredeki britolit oluşumlarına yönelik ayrıntılı jeolojik, mineralojik ve kimyasal çalışmalar yapılmamıştır.

Britolit bir silikat apatit türü olup hafif nadir toprak

elementlerince (HNTE) zengindir. Genel formülü $(NTE, Ca, Na)_3 [(Si, P)O_4]_3 (OH, F)$ şeklinde verilmektedir (Burt, 1989.; Miyawaki ve Nakai, 1993). Britolitlerin Y ve Th bakımından zengin türlerine de dünyada sadece birkaç lokalitede rastlandığı belirtilmektedir. Urallarda granitik pegmatitlerde Y bakımından zengin britolitlere, Kanada'nın Quebec bölgesinde karbonatit-İçerde ise Th bakımından zengin britolitlere rastlanmıştır (Mariano, 1989).

Bu çalışmanın amacı yöredeki siyenitoid sokulumları ile varlığı ilk kez bu çalışmada ortaya konulan karbonatit daykları ve britolit oluşumları arasındaki ilişkileri ortaya koymak ve ülkemizde şimdilik tek lokalitede görülen bu ender mineralin kimyasal ve mineralojik özelliklerini belirlemektir. Çalışma kapsamı içinde britolit damarlarından XRF ve britolit minerallerinden mikroprob analizleri yapılmıştır. Britolit damarları ile birarada bulunan karbonatit daykları ve fluorit damarlarındaki kalsit, fluorit ve apatit minerallerinde sıvı kapanım çalışmaları gerçekleştirilmiştir. Mikroprob analizleri Kopenhag (Danimarka) Üniversitesi, Jeoloji

BAŞÖREN BRİTOLİT DAMARLARI

Enstitüsü Laboratuvarlarında, XRF analizleri de Keele (İngiltere) Üniversitesi, Jeoloji Bölümü Laboratuvarlarında yapılmıştır. Sıvı kapanım çalışmaları için MTA Genel Müdürlüğü MAT Daire Başkanlığı Laboratuvarlarında bulunan 600 C° kapasiteli ısıtma-soğutma tablası kullanılmıştır.

Çalışma alanında saptanan kayaç birimleri adlamlarında bunların saha içinde en belirgin olarak görüldükleri yersel isimler kullanılmıştır.

JEOLOJİ

Bu çalışmanın esas konusunu Başören yöresindeki britolit damarlarının jeolojisi ve britolitlerin kimyasal-mineralojik özelliklerinin belirlenmesi oluşturmaktadır. Britolit damarları ile jenetik ilişki içinde bulunan siyenitoidler ve karbonatitlerin yaş ilişkisi olarak altında ve üstünde bulunan kayaç birimleri hakkında fazla ayrıntıya girilmeyecek, bunların yalnızca temel özellikleri verilecektir. İnceleme alanının jeoloji haritası Şekil 1'de ve geliştirilmiş dikme kesiti Şekil 2'de verilmiştir. Çalışma alanı içinde yüzeyleyen kaya birimleri alttan üste doğru şu birimlerden oluşur:

- Karapınar kireçtaşı (Üst Kretase),
- Kızılkaya ofiyoliti (Üst Kretase),
- Ardıçlı siyenitoidleri (Üst Kretase-Alt Paleosen),
- Alibeyli karbonatiti (Orta-Üst Paleosen),
- Başören formasyonu (Orta-Üst Eosen),
- Kepez volkanitleri (Orta-Üst Miyosen),
- Alüvyonlar (Kuvaterner).

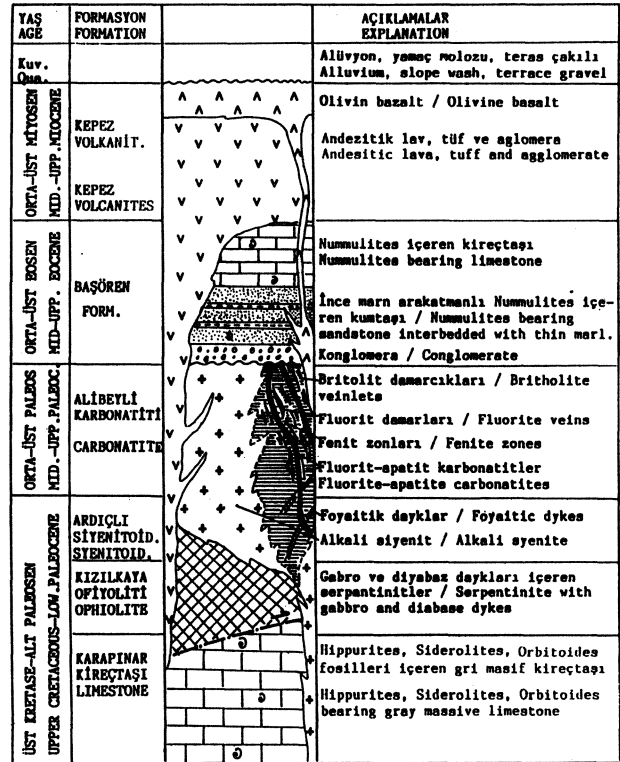
KARAPINAR KİREÇTAŞI

Tıkız, masif, gri renkli kireçtaşlarından oluşur. Çalışma alanı içinde oldukça geniş bir alanda yayılım gösterirler (Şekil 1). Yersel iyi katmanlı ve bol çatlaklıdır. Kırmızı-kahve renkli ince çört katmanları ve mercikleri içerirler. Bazen Başören formasyonu bazen de Kepez volkanitleri tarafından aşılabilir uyumsuzlukla üstlenirler. Sahanın güneybatısında Kızılkaya ofiyoliti ile K 40 B doğrultulu Düşüksögüt fayı boyunca tektonik takanaklıdır. Fay boyunca kireçtaşlarında breşleşmeler ve çatlaklarda kalsit damarları izlenir. Yıldızeli (1987) bu kireçtaşları içinde saptadığı fosillere dayanarak (*Lepidorbotoides* sp., *Si der ol ite s* sp., *Orbitoides* sp., *Hippurites* sp., *Bryzoa* sp.) bunlara Üst Kretase yaşı vermiştir.

KIZILKAYA OFİYOLİTİ

Çalışma alanının güneybatısında Kızılkaya mevkiinde ve çalışma alanı dışında Düşüksögüt fayı doğrultusuna koşut geniş bir dilim şeklinde görülür. Gabro ve diyabas dayklarını içinde bulunduran serpantinitletlerden

oluşur. Açık yeşilden siyaha kadar değişen renklerde görülürler. Bu ofiyolitlerin yerleşim yaşma ilişkin veriler ile Karapınar kireçtaşları ile olan ilişkileri inceleme alanı içinde tam belirgin değildir. Düşüksögüt fayı boyunca Karapınar kireçtaşları ile tektonik dokanaklı olan ofiyolitlerde yoğun lisvenitleşmeler görülmektedir. Bu ofiyolitler inceleme alanı dışında Düşüksögüt fayı ile aynı doğrultuda bulunan bir bindirme hattı boyunca Karapınar kireçtaşları üzerine sürüklenmiş ve yer yer bunları olistolitler halinde bünyesine almış şekilde izlenmektedir. Bu veri ışığında inceleme alanımız içinde bir bölümü bulunan ofiyolitlerin yerleşim yaşı, doğu Toros kuşağı genelinde ofiyolitlerin yerleşim yaşı için verilen Üst Kretase (Yazgan, 1984.; Dewey ve diğ., 1986.; Yazgan ve Chessex, 1991) yaşı ile uyumlu gözükmektedir.



Şekil 2. Başören yöresi geliştirilmiş dikme kesiti.

Figure 2. Generalized columnar section of Başören area.

ARDIÇLI SİYENİTOİDLERİ

Çalışma alanı içindeki siyenitoidler esas olarak alkali siyenitlerden oluşur. Foyaitler ise küçük dayklar şeklinde alkali siyenitler içinde görülür.

Alkali siyenitler: Çalışma alanında Düşüksöğül fayına paralel Boyunçayır fayı boyunca dizilim göstererek Ardıçlı, Boyunçayır, Oğlakkıran ve Alibeyli tepelerde küçük stoklar oluştururlar (Şekil 1). Karapınar kireçtaşları içine sokulan bu siyenitlerin kireçtaşları ile olan dokanakları belirgindir. Kireçtaşlarında görülen yersel rekristalizasyon ve birkaç küçük skarn benzeri granatlı zonlar dışında belirgin kontak metamorfizma izlerine rastlanmamıştır. Açık gri renkli olan siyenitler ince orta taneli ve panidiyomorf dokuludur. Başlıca kayaç yapıcı mineraller K-feldspat, albit, ejirin ve flogopildir. %5-8 oranında feldispatoid (nefelin, sodalit) içerirler. Tali mineraller olarak apatit, ve zirkon belirtilebilir. Leo ve diğ. (1978) bu kayaçlarda yaptıkları ayrıntılı kimyasal çalışmalarda, bunların alkali siyenit türünde olduklarını saptamışlardır. Aynı araştırmacılarca yapılan radyometrik yaş tayinlerinde, alkali siyenitler için $65,2 \pm 1,6$ m.a (Üst Kretase-Paleosen) yaşı elde edilmiştir.

Foyaitler: Alkali siyenitleri kesen ve kalınlıkları 5-10 cm arasında değişen küçük dayklar şeklinde görülürler. Karapınar kireçtaşları içinde foyaitik dayklar izlenmiştir. Foyaitler ince taneli olup açık gri-pembe renklidir. Başlıca mikropertitik ortoklas, plajioloklas, ejirin ve feldispatoid (nefelin, sodalit) içerirler. Tali mineraller olarak apatit, zirkon ve fluorit belirtilebilir.

ALİBEYLİ KARBONATİTİ

• Yörede saptanan karbonatitler, fluorit apatit karbonatlı türünde olup yapılan sıvı kapanım çalışmalarında iki karbonatit fazı ayrılanmıştır. Karbonatitler siyenitleri kesmektedir. Karbonatit çıkışlarına bağlı olarak alkali siyenitlerde fenitleşmeler izlenmiştir.

Ejirin-fluorit-apatit karbonatitler (C1): Boyunçayır güneyi, Oğlakkıran güneyi ve Alibeyli tepede yarım daire ve yay şekilli dayklar şeklinde görülürler. Bu erken faz karbonatit dayklarına paralel olarak ekonomik fluorit damarları da gelişmektedir. Başlıca kayaç yapıcı mineraller olarak ejirin, sodik amfibol, fluorit, apatit, dolomit, kalsit ve orlokas belirtilebilir. Ejirin ve apatitler yer yer kümülüsler şeklinde izlenmektedir. Ejirinler sodik amfibollere (hastingsit) dönüşmüştür. Fluoritler özşekilli ve yarı özşekilli kristaller halinde bulunur. Ortoklaslar yarı özşekilli çubuksu kristaller şeklindedir ve katı kapanım şeklinde apatit içerirler. Bu karbonatitlerin fluoritlerinde yapılan sıvı kapanım çalışmalarında 440-535 C° arasında değişen homojenleşme sıcaklıkları ölçülmüş olup bunların 500-530 C° arasında yoğunlaştıkları saptanmıştır. Apatitlerde ise 340-443 C° arasında değişen homojenleşme sıcaklıkları ölçülmüş olup, bunlar 400-440 C° arasında yoğunlaşmaktadır. Bu karbonatitlerle birlikte gelişen ekonomik fluorit damarlarının fluoritlerinde yapılan sıvı kapanım çalış-

malarında 365-508 C° arasında değişen değerler elde edilmiş olup, bunların 400-450 C° arasında yoğunlaştıkları saptanmıştır. Erken faz karbonatitlerin kalsitlerindeki sınırlı sayıdaki birincil kapanımlarda ise yapılabilen az sayıdaki ölçümlerde 350-400 C° arasında değişen homojenleşme sıcaklıkları elde edilmiştir.

Fluorit-apatit karbonatitler (C2): Kalınlıkları 5-10 cm. arasında değişen küçük huni dayklar şeklinde görülürler. Başlıca fluorit-apatit-ortoklas, kalsit ve dolomit içerirler. Kalsit ve dolamitten oluşan hamur içinde apatit ve fluorit kümülüslerinin oluşturduğu akma dokusu tipiktir. Kalsitler içinde iğnemi ejirin kristalleri gelişmiştir. Bu karbonatitlere paralel ve onlarla sınır ilişkisi içinde bulunan kalınlıkları 5-10 cm. arasında değişen monomineralik britolit damarcıkları oluşmuştur. Geç faz karbonatitler, britolit damarcıkları ile birlikte erken faz karbonatitleri ve fluorit damarlarını kesmektedir. Bu karbonatitlerin fluoritlerinde yapılan sıvı kapanım çalışmalarında, bunların homojenleşme sıcaklıklarının 350-430 C° arasında değiştiği ve 400-420 C° arasında yoğunlaştığı belirlenmiştir. Apatitlerde ise bulunan az sayıdaki birincil kapanımlarda, 380-400 C° arasında değişen homojenleşme sıcaklıkları elde edilmiştir. Bu karbonatitlerin kalsitlerinde yapılan ölçümlerde homojenleşme sıcaklıklarının 280-320 C° arasında değiştiği saptanmıştır.

FENİT ZONLARI

Fenitizasyon karbonatitik alkali kayaç toplulukları çevresinde gelişen bir tür alkali metazomatoz olup (Sorensen, 1974.; Le Bass, 1977) Na, K, Ca, Mg ve Fe kanyonları getiriminin sonucudur. Çalışma alanında siyenitoidler içinde gelişen hafif fenitizasyon, karbonatit sokulumlarına bağlıdır. Erken faz karbonatit sokulumlarına bağlı olarak gelişen alkali metazomatoz etkisi başlangıçta Na getirimi şeklinde izlenmektedir. Bu etki alkali siyenitler içindeki ejirinlerin Na-amfibollere (hastingsit) dönüşümü ve K-feldspatların albitleşmesi şeklinde görülmektedir. Bu dönüşüm erken faz karbonatitlerin (C1) içinde daha yoğun olarak izlenmektedir. Bu karbonatitlerin ejirinleri yoğun biçimde hastingsit'e dönüşmüş, hastingsitlerin etrafında da yer yer mavimsi bir kuşak oluşmuştur. Bu kuşak arfedsonite doğru bir gidişi vurgulamakla ve Na getiriminin arttığını belirtmektedir. Siyenitoidler, C1 karbonatitler ve fluorit damarlarının çatlaklarında 3-5 mm kalınlıkta ortoklas, flogopit ve vermikülit damarcıkları izlenmektedir. Bu gelişim C2 karbonatitlerinde izlenmemektedir. "K" getirimini ifade eden bu oluşumlar olasılıkla C2 karbonatitlerin yerleşimini takip eden dönemde gelişmiştir. Siyenitoidler ve karbonatitler içinde gelişen bu çok şiddetli olmayan alkali melazomatoz etkisinin önce "Na", sonra da "K" getirimi şeklinde görüldüğü söylenebilir.

BAŞÖREN BRİTOLİT DAMARLARI

BAŞÖREN FORMASYONU

Çalışma alanı içinde Başören köyü ve civarında yayılım gösterir. Konglomera, kumtaşı, marn ve kireçtaşlarından oluşan bu istifte, taban konglomerası özelliğindeki konglomeralar üzerine ince marn arakatmanlı kum taşları ve kireçtaşları gelmektedir. Leo ve diğr.(1978) bu formasyonda saptadıkları fosillere (*Nummulites* sp, *Nummulites striatus*, *Nummulites bronngiarti*, *Assilina exponens*, *Discoyclina* sp) dayanarak bunlara Orta-Üst Eosen yaşı vermişlerdir.

KEPEZ VOLKANİTLERİ

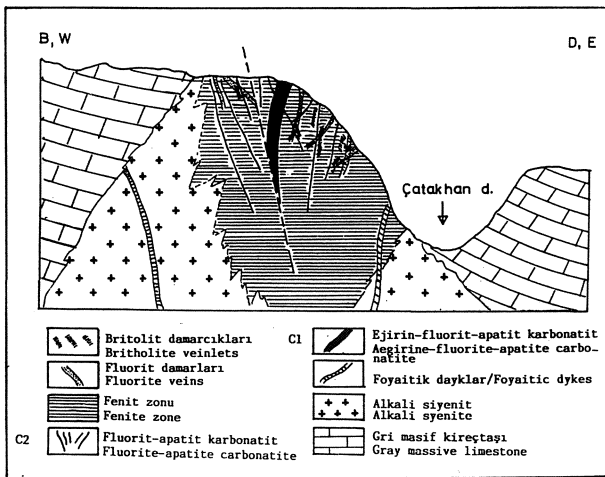
Esas olarak andezitik lav ve piroklastikler ile olivin bazaltik lavlardan oluşan Kepez volkanitlerinde Leo ve diğ. (1978) tarafından yapılan radyometrik yaş tayinlerinde 14-19 ma (Orta-Üst Miyosen) arasında değişen yaşlar elde edilmiştir.

Andezitler: Başlıca hipersten, hornblend ve zonlu plajioloklas içerirler. Mikrolitik porfirik dokulu olan andezitler çalışma alanında Kepez tepe, Oğlakkıran batısı ve Karapınar'ın kuzeyinde görülür (Şekil 1).

Olivin bazaltlar: Çalışma alanında Başören köyü ve Sanı Veli höyüğü tepenin kuzeydoğusunda görülürler. Başlıca olivin, ojit ve plajioloklas içerirler. Mikrolitik porfirik dokulu ve siyah renklidirler.

YAPISAL JEOLJİ

İnceleme alanı içindeki yaşlı faylar K40 Bdoğrul-tulu Düşüksöğüt fayı ile buna paralel olan Boyunçayır



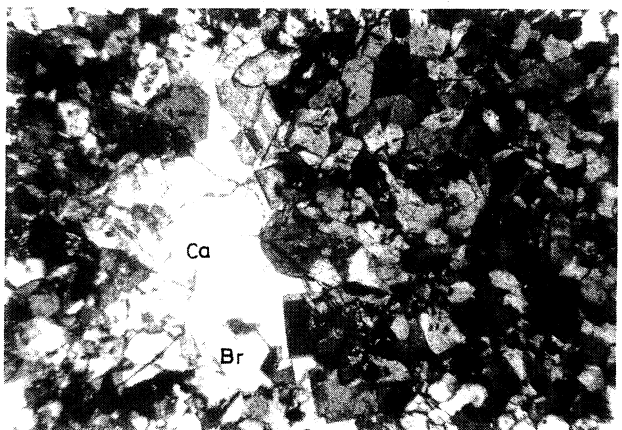
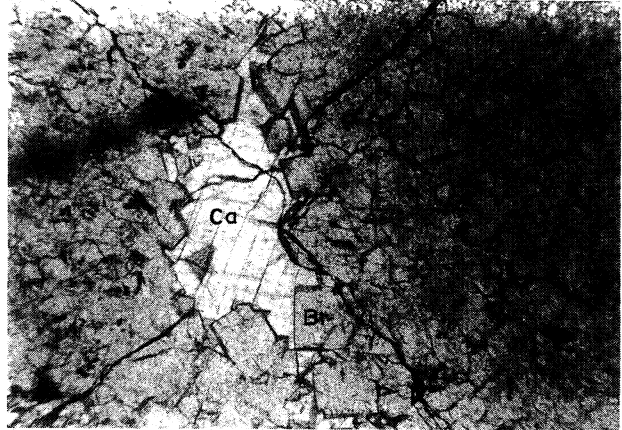
Şekil 3. Çatakhan dere kuzeybatısının şematik kesiti.

Figure 3. Schematic section of the northwestern part of Çatakhan dere.

fayıdır(Şekil 1). Düşüksöğüt layı, çalışma alanı dışında saptanan ofiyolit bindirme hattı ile aynı doğrultudadır. Bu fay boyunca ofiyolitlerde lisvenitleşmeler ve kireçtaşlarında bresleşmeler izlenmiştir. Düşüksöğüt fayına paralel ve onunla aynı doğrultudaki Boyunçayır fayı boyunca da siyenitoidler küçük stoklar şeklinde dizilmişlerdir. İnceleme alanı içindeki genç faylar ise K 45 D doğrultulu faylardır. Bu faylar olasılıkla karbonatit dayklarının yerleşimi için uygun çıkış yollarını oluşturmaktadır.

BRİTOLİT DAMARLARI

Başören yöresindeki britolit damarları, alkali siyenitler içine sokulmuş karbonatitlerle birarada bulunur. Erken faz C1 karbonatitlerle birlikte ekonomik fluorit damarları oluşurken, geç faz C2 karbonatitlerle birlikte küçük britolit damarcıkları oluşmaktadır (Şekil 3). C2



Şekil 4. Başören britolillerinin mikroskoplaka görünümü.

Figure 4. Microphoto of Başören britholites.

a: Tek nikel/ordinary illumination (X20)

b: Çift nikel/polarized light (X20)

Ca: Kalsit/calcite, Br: Britolite)Britholite

karbonatitler küçük huni dayklar şeklindedir. Britolit damarcıkları bu küçük dayklarla paralel ve onlarla sınır ilişkisi içindedir. Britolit damarcıkları, kalınlıkları 5-10 cm arasında değişen ince monomineralik damarlar şeklindedir. Damarlar % 95 oranında britolit mineralleri , ve %5 oranında da kalsit, Na-amfibol, manganapatit, plajiyoklas ve fluorit içerirler. Britolitlerde sıvı kapanımı bulunmamıştır.

BRİTOLİTLERİN KİMYASAL - MİNERALOJİK ÖZELLİKLERİ

Britolit minerali hegzagonal sistemde krislallenen bir silikat apatit türü olup hafif nadir toprak elementlerince (HNTE) zengindir. Apatitlerin genel formülü $A_3C_3O_{12}X$ olarak verilmektedir (Burt, 1989). A(NTE, Ca, Na, Th, Y), C(Si,P,) ve X(F,OH,C1) şeklinde olabilmektedir. Britolit mineralinin tam formülü (HNTE, Ca, Na,₃ [(Si,P)O₄]₃ (OH,F) şeklinde verilmektedir (Miyawaki ve Nakai, 1993).

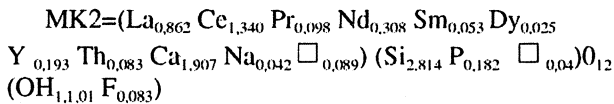
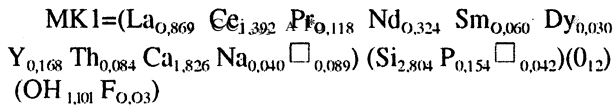
Başören britolitleri 0.5-1.0 mm. boyutlarında ince taneli kristal agregatlarının oluşturduğu som yapılı damarlar şeklindedir. Mineraller koyu kahve renkli, yağimsı parlaklıkta olup $d = 4,5669 \text{ gr/cm}^3$ ölçülmüştür. Optik özellikleri, $e = 1,771$ ve $W = 1,774$ ve tek optik eksenli negatif olarak belirlenmiştir. Mikroskopta altıgen ve dikdörtgen şekiller gösteren özşekilli ve yarı özşekilli agregatlar halinde izlenir (Şekil 4). Britolitler katı kapanım şeklinde sodik amfibol, plajiyoklas ve manga-napatit içerirler.

Britolit damarlarından zenginleştirilmemiş tüm çevrelerde yapılan XRF analizleri ile britolit minerallerinde yapılan mikroprob analizlerine ilişkin sonuçlar Tablo 1'de verilmiştir. Tablodan görüleceği gibi damarlar %23 oranında HNTE oksitleri, %2,33 ThO₂ ve % 1,07 Y₂O₃ içerirler. Buna karşın britolit minerallerinde yapı-

lan mikroprob analizlerinde britolit minerallerinin %55 HNTE oksitleri (La₂O₃, Ce₂O₃, Pr₂O₃, Nd₂O₃, Sm₂O₃),

% 3 ağır nadir toprak elementleri (ANTE) oksitleri (Dy₂O₃, Y₂O₃), %2,68 ThO₂ içerdikleri saptanmıştır. Bu değerler Başören britolitlerinin Th ve Y bakımından da zengin olduğunu göstermektedir.

Mikroprob analizlerine dayanarak britolit minerali için hesaplanan ampirik kimyasal formüller aşağıda verilmiştir.



Elde edilen bu ampirik formüller, Miyawaki ve Nakai (1993) tarafından hesaplanan ideal formüle çok ya-

Tablo 1. Başören britolitlerine ait kimyasal analizler.

Table 1. Chemical analyses of Başören bntholites.

%	MK1*	MK2*	%	MK1**
F	2.64	2.62	SiO ₂	35.26
Na ₂ O	0.15	0.16	TiO ₂	0.14
SiO ₂	20.38	20.82	Al ₂ O ₃	0.00
P ₂ O ₅	1.32	1.59	Fe ₂ O ₃	0.49
CaO	12.39	13.17	MnO	0.38
La ₂ O ₃	17.12	17.30	MgO	0.30
Ce ₂ O ₃	27.64	27.07	CaO	26.22
Pr ₂ O ₃	2.36	1.98	Na ₂ O	0.08
Nd ₂ O ₃	6.59	6.39	K ₂ O	0.02
Sm ₂ O ₃	1.27	1.13	P ₂ O ₅	4.51
Dy ₂ O ₃	0.68	0.57	La ₂ O ₃	8.18
Y ₂ O ₃	2.30	2.69	Ce ₂ O ₃	13.63
ThO ₂	2.68	2.69	Nd ₂ O ₃	2.07
H ₂ O*	1.20	1.12	Y ₂ O ₃	1.07
Toplam/Total	98.72	99.30	ThO ₂	2.33
			LOI	3.98
			Toplam/Total	98.66

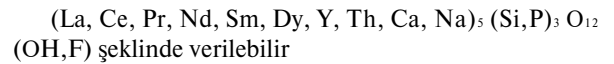
*Britolit minerallerinden mikroprob analizleri *Microprobe analyses from the individual brilloite minerals*

**Zenginleştirilmemiş tüm cevherden XRF analizi *XRF analyses from the bulhrock*

Örnek numaraları ve yerleri için Şekil 1'e bakınız.

For sample number and localization see Figure 1.

kındır. Bu suretle Başören britolitlerinin basitleştirilmiş ampirik formülü;



SONUÇLAR VE TARTIŞMA

Başören çevresinde Üst Kretase-Alt Paleosen yaşlı siyenitoid sokulumlarını takip eden dönemdeki geç faz mağmatik etkinlikler, karbonatit daykları ile temsil edilmektedir. Yörede iki karbonatit fazı ayırtlanmıştır. Bunlar erken faz ejirin-fluorit-apatit karbonatitler (C1) ve geç faz fluorit-apatit karbonatitlerdir (C2). C1 karbo-

BAŞÖREN BRİTOLİT DAMARLARI

natitlerine bağı olarak fluorit damarları, C2 karbonatitlerine bağı olarak da britolit damarcıkları oluşmaktadır. Britolit damarcıkları C2 karbonatitleri ile yanyana ve onlara paralel olarak bulunmakta ve bu karbonatitlerle birlikte C1 karbonatitlerini ve fluorit damarlarını kesmektedir. Başören britolitlerini %57 NTE oksitleri ve % 2.68 ThO₂ içermektedir. Toplam NTE oksitlerinin %3'ü ANTE oksitleridir. Mineral esas olarak HNTE bakımından zengindir. Britolitler genel olarak nefelin siyenitler içinde ekonomik olarak bulunmaktadır. Bunlara örnek olarak Planesberg (Güney Afrika) ve güney Grenland verilebilir (Mariano, 1989). Y bakımından zengin britolit türlerine ise çoğunlukla granitik pegmatitlerde rastlanmıştır (Mariano, 1989). Th bakımından zengin britolit türüne ise dünyada tek bir lokalitede. Oka, Quebec (Kanada) bölgesindeki karbonatitlerde rastlanmıştır. Yatak ekonomik öneme sahiptir (Hugson ve Sen Gupta, 1964). Bu britolitler % 56,36 NTE oksitleri ve % 2 ThO₂ içerirler. Başören yöresinde de karbonatit sokulumlarına bağı olarak oluşan bu nadir türün varlığı, bu çalışma ile ortaya çıkmıştır. Başören yöresindeki karbonatitler, Wyllie ve diğ., (1993) tarafından önerilen cevher getirici karbonatit tiplerine göre, NTE-fosfat tipi karbonatitlerdir. Nadir toprak elementlerinin derişimi, taşınması ve mineralizasyonu Cl, F, CO₂ ve PO₄ bakımından zengin yüksek sıcaklıktaki (400-600 C °) mağmatik sıvılarıyla olmaktadır (Kogarko, 1974.; Andersen, 1986.; Brookins, 1989.; Hsu, 1992.; Petersen ve Cooper, 1993.; Wyllie ve diğ, 1993). Diğer taraftan fosfat bileşimli NTE minerallerinin düşük pH, karbonat bileşimli NTE minerallerinin ise nötr ve yüksek pH koşullarında oluştuğu deneysel olarak ortaya konmuştur (Taylor ve McLennan, 1988.; Brookins, 1989). HNTE'ler ileri derecede ayrımlanmış bazik kayalarda (karbonatit, nefelin siyenit) derişirken, ANTE'ler alkali granit ve pegmatit gibi asit kayalarda derişirler (Bun, 1989). HNTE(La, Cc, Pr, Nd, Sm, Eu) bileşikleri daha az stabil olduklarından daha önce kristallenmekte ve ANTE (Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Yb, Lu, Y) bileşikleri daha stabil olduklarından daha uzun süre çözeltide kalmakta ve daha geç kristallenmektedirler (Ragnarsdottir ve Moon, 1993). Genel olarak hafif nadir toprak elementlerinin (HNTE) derişimi karbonatitler içinde olmaktadır. Bu derişim üç değişik grup mineral faiziyle temsil edilir. Bunlar 1-Oksit grubu (perovskit, piroklor), 2-Fosfat grubu(britolit, monazit, apatit), 3- Karbonat grubu (bast-neazit, parizit, röntgenit) olarak belirtilebilir. NTE'lerin derişimi karbonatit magmalardan türeyen hidrotermal sıvıların (karbotermal) oluşturduğu damarlarda geliş-

mektedir. Bu damarlarda saptanan bastneazit, monazit, britolit/ barit, fluorit ve sironsiyanit minerallerinden oluşan parajenezler, karbotermal sıvılar içindeki NTE'lerinin karbonat, fosfat ve Bor bileşikleri halinde taşındıklarını göstermektedir (Jones ve Wyllie, 1986., Hsu, 1992). Karbonatça zengin magmalar, iz eriyikler şeklinde mantoda oluşabilirler. Deneysel çalışmalar mantodan türeyen karbonatit magmaların kalsit-dolomit bileşiminde olduğunu, %5-10 oranında çözünmüş silikat içerdiğini ve yüksek alkali derişimine sahip olduklarını göstermiştir (Wyllie ve Jones, 1984.; Twyman ve Gittings, 1987.; Wyllie, 1989). Karbonatit magmalar içinde alkalinitenin artmasıyla birlikte, uçucu bileşenlerin (H₂O, Cl, F, CO₂, PO₄) büyük bir kısmı gaz fazından sıvı faza geçmektedir. Uçucu bileşenlerin eriyik içindeki derişimlerinin artmasına paralel olarak NTE'lerin derişimleri de artmakta ve karbonatit magmalardan türeyen karbotermal sıvılarıyla taşınmaktadır. Karbonatit magmalar kabukta da oluşabilmektedir. Bu oluşum mantodaki ana magmanın değişik petrojenetik süreçler (kristal ayrımlanması, sıvı ayrımlanması, farklılaşma) sonucu silikat ve karbonatça zengin ve likit karışabilirlik özelliğine sahip iki farklı eriyiğe ayrılması ve bunların magma çıkış yolunda karşılaşarak tekrar karışması ile gerçekleşmektedir. Bu magmalar genellikle kalsit bileşimindedir ve daha geniş hacimlerde karbonatitlere vücut verirler(Twyman ve Gittings, 1987.; Wyllie, 1989). Fosfat grubu nadir toprak mineralleri mantodan türeyen karbonatitlerde, karbonat grubu ve bir kısım oksit grubu nadir toprak mineralleri ise kabuktan türeyen karbonatitlerde oluşurlar (Wyllie ve diğ. 1993).

Deneysel çalışmalar karbonatitlerin 200-600 C ° ısı aralığında, bunlara bağıkarbotermal mineralizasyonların ise 150-500 C ° ısı aralığında oluşabileceğini göstermiştir (Sorensen 1974.; Le Bas, 1977.; Hsu, 1992.; Taylor ve Pollard, 1993).

Başören yöresinde britolit (fosfat grubu) dışında diğer nadir toprak minerallerine (karbonat ve oksit grubu) rastlanmamıştır. Ortamdaki karbonatit sokulumları küçük dayklarla temsil edilmektedir. C2 karbonatit dayklarına koşut olarak gelişen monomineralik küçük britolitik damarcıkları, karbonatitler ve fluorit damarlarındaki fluorit, kalsit ve apatitlerden elde edilen homojenleşme sıcaklıkları göz önüne alındığında, 400-450 C ° arasındaki sıcaklıklarda oluşmuş olmalıdır. Britolit damarcıklarının C2 karbonatitleri ile birlikte C1 karbonatitleri

ve fluorit damarlarını kesmesi, bunların yöredeki plütonik etkinliğin son ürünü olan karbonatitlerin geç fazını oluşturan C2 karbonatitlere bağlı fosfatça zengin karbotermal sıvılarla taşındığını düşündürmektedir. Karbonatitlerde görülen ejirin ve apatit kümülüsleri, karbonatit magma içinde erken fazda başlayan bir kristal ayrımlanmasını belirtmektedir. Geç fazda ise sıvı karışmazlık özelliğine sahip fosfatça zengin karbotermal sıvıların britolil oluşumuna neden olduğu söylenebilir.

KATKI BELİRTME

Yazarlar, çalışmalarını sırasında, XRF analizlerinin yapılmasına olanak sağlayan Keele Üniversitesi (İngiltere) Jeoloji Bölümü Öğretim Üyesi Dr. John. A Winchester'e, mikroprob analizlerinin yapılmasına olanak sağlayan Kopenhag Üniversitesi (Danimarka) Jeoloji Enstitüsü Başkanı Dr. Jom Ronsbo'ya teşekkür eder. Yazarlar ayrıca sıvı kapanım çalışmalarında yoğun katkısı nedeniyle MTA Genel Müdürlüğü MAT Dairesi elemanlarından Dr. Zeynep Ayan'a özel teşekkür borçludur.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Aktaş, G. ve Robertson, A.H.F., 1984, The Maden complex, SE Turkey, evolution of a Neotethyan active margin: In J.E Dixon and A.H.F. Robertson (eds). The geological evolution of the eastern Mediterranean. Spec. Publ. Geol Soc. London, 17. 375-402.
- Altuner, D., 1989, An example for the tectonic evolution of the Arabian platform margin (SE Anatolia) during Mesozoic and some criticisms of previously suggested models: In A.M.C. Şengör (ed). Tectonic evolution of Tethyan regions, Kluwer Academic Publ. 117-129.
- Andersen, T., 1986, Compositional variation of some rare earth minerals from the Fen complex (Telemark, SE Norway), implications for the mobility of rare earths in a carbonatite system: Mineral. Mag., 50,503-509.
- Asutay, H.J., 1987, Baskil (Elazığ) çevresinin jeolojisi ve Baskil magmatitlerinin petrolojisi: MTA. Derg., 107, 49-72, Ankara.
- Ayan, T., 1964, Alvar-Kızılıniş-Dürmeşin köylerinin (Malatya) sınırladığı alanın jeolojisi ve petrol imkanları: MTA. rap. no. 4720, Ankara.
- Blumenthal, M., 1937, Die hauptzüge des baues der sehichfolge und der erster vorläufiger feldbericht: MTA rap. no. 480, Ankara.
- Bomba, Z., 1966, Başören (Malatya-Hekimhan) civarının jeolojisi ve toryum zuhurları hakkında rapor: MTA rap. no. 377, Ankara.
- Brinkmann, R., 1968, Einige geologische Leitlinien von Anatolien: Geologica et Palaeontologica., V. 2, 111-119.
- Brookins, D.G., 1989, Aqueous geochemistry of rare earth elements: In. B.R Lipin and G.A McKay(eds), Geochemistry and mineralogy of rare elements., Mineral. Soc. of America., Reviews in Mineralogy., V. 21, 201-225.
- Burt, D.M., 1989, Compositional and phase relations among rare earth element minerals: In. B.R. Lipin and G. A McKay(eds), Geochemistry and mineralogy of rare earth elements. Mineral. Soc. of America., Reviews in Mineralogy., V. 21, 259-302.
- Dewey, J.F., Hempton, M.R., Kidd, W.S.W., Şaroğlu, F., ve Şengör, A.M.C, 1986, Shortening of continental lithosphere the neotectonics of eastern Anatolia, a young collision zone: In. M.P Coward and A.C Ries (eds), Collision tectonics., Geol. Soc. London., Spec. Publ., 19, 3-36.
- Hsu, L.C., 1992, Synthesis and stability of bastnasites in a part of the system (Ce, La)-F-H-C-O: Mineralogy and Petrology., 47, 87-101.
- Hugson, M.R., ve Sen Gupta, J.G., 1964, A thorian intermediate member of britholite-apatite series: Amer. Mineral., 49,937-951.
- İlker, S., 1964, Darende(Malatya) bölgesinde detay petrol etüdü: MTA. Rap. Ankara.
- İzdar, K.E., 1962, Studien über die geologie und mineralinhalt der umgebung von Kuluncak (vil.Malatya):MTA raporu. Ankara.
- Jones, A.P ve Wyllie, P.J., 1986, Solubility of REE in carbonatite magmas indicated by liquidus surface in CaCO₃-Ca(OH)₂-La(OH)₃ at 1 kbar. pressure:Appl. Geochem., 1, 95-102.
- Ketin, İ., 1966, Anadolu'nun tektonik birlikleri: MTA Derg., 66, 20-35,'Ankara.
- Kogarko, L.N., 1974, Role of volatiles: in. H. Sorensen(ed)., The alkaline rocks, John Wiley, London., 474-487.
- Kovenko, V., 1939, Note sur la visite de quelques gites importants de la region de Karakuz tepe-Alvarköy (Hasançelebi):MTA rap. no. 815, Ankara.
- Le Bas, M.J., 1977, Carbonatite-nephelinite volcanism:John Wiley., London.
- Leo, W.G., Önder, E., Kılıç, M ve Avcı, M., 1978, Geology and mineral resources of Kuluncak-Sofular area (Malatya K39-al, K39-a2 quadrangles), Turkey: U.S Geol. Survey Bull., 1429.
- Marino, A.N., 1989, Economic geology of rare earth elements:In. B.R. Lipin and G.A McKay(eds)., Geochem.

BAŞÖREN BRİTOLİT DAMARLARI

- mistry and mineralogy of rare earth elements., Mineral. Soc. of America., Reviews in mineralogy., 21, 309-348.
- Martina, E., 1967, Kuluncak(Malatya)cevherleri hakkında rapor: MTA rap., Ankara.
- Miyawaki, R ve Nakai, İ., 1993, Crystal-chemical aspects of rare earth minerals: Int. conference on rare earth minerals. Chemistry, origin and ore deposits. Abstracts., 86-88, The Natural History Museum, London.
- Muller, H., 1937, Eisenerz vorkommen westlich und ostlich von Hasançelebi bei Deveci, Karagöz tepe und Çaltepe: MTA rap. no., 478, Ankara.
- Peterson, L. A ve Cooper, A.F., 1993, Variation of REE content of monazites from carbonatites at Haast river. New Zeland. Implications for the behavior of REE in carbonatitic melts: Int. conference on rare earth minerals. Chemistry origin and ore deposits. Abstracts., 104-106., The Natural History Museum, London.
- Ragnarsdottir, K.V ve Moon, E.H., 1993, Mobility of REE in the earth's crust: Int. conference on rare earth minerals. Chemistry, origin and ore deposits.. Abstracts., 117. The Natural History Museum, London.
- Sorensen, H., 1974, The alkaline rocks: John Wiley, London., 622 p.
- Şengör, A.M.C., Yılmaz, Y ve Sungurlu, O., 1984, Tectonic of the Mediterranean Cimmerides. Nature and evolution of the western termination of Paleotethys: In. J.E Dixon and A.H.F Robertson (eds), Geological evolution of the eastern Mediterranean., Spec. Publ., Geol. Soc, London., 17,77-112.
- Taylor, S.R ve McLennan, S.M., 1988, The significance of REE in geochemistry and cosmochemistry: In. Gschneider, K. A and Eyring, L.(eds), Handbook on physics and chemistry of REE., Elsevier Sci. Publ., 11, 485-580, Amsterdam
- Taylor, R.P ve Pollard, P.J., 1993, Be-Y-REE mineralization associated with peralkaline granite and syenite at the T-zone deposit, Thor Lake, northwest territories, Canada: Int. conference on rare earth minerals. Chemistry, origin and ore deposits., Abstracts., 110. The Natural History Museum, London.
- Twymann, J.D ve Giltings, .I., 1987, Alkalic carbonatite magmas, parental ore derivative. In. Fitton, J.G and Upton, B.G(eds), Alkaline igneous rocks., Geol. Soc. London., Spec. Publ., 30, 85-94.
- Wyllie, P.J., 1989, Origin of carbonatites, evidence from phase equilibrium studies: In. Bell, K(ed), Carbonatites., 500-545., Unwin Hyman Ltd. London.
- Wyllie, P.J and Jones, A.P., 1984, Experimental data bearing on the origin of carbonatites with particular reference to the Mountain Pass REE deposit: In. Park, W.C., Hausen, D.M and Hagni, R.D(eds), Metals, and Petrol. Eng., 935-949., Amer. Inst. Min., New York.
- Wyllie, P.J., Jones, A.P ve Deng, J., 1993, Carbonatite magmas and REE, some liquidus phase relationships: Int. conference on rare earth minerals. Chemistry, origin and ore deposits., Abstracts., 163. The Natural History Museum, London.
- Yazgan, E., 1984, Geodynamic evolution of the eastern Taurus region: In. O, Tekeli and M.C Göncüoğlu(eds), Geology of the Taurus belt., 199-208, MTA, Ankara
- Yazgan, E ve Chessex, R., 1991, Geology and tectonic evolution of the southeastern Taurides in the region of Malatya: TPJD. Bull., 3,1,1-42 Ankara.
- Yıldızeli, N., 1987, Kangal, Alacahan (Sivas)-Kuluncak(Malatya) yöresinin demir prospeksiyonu raporu: MTA rap. no. 2059, Ankara.
- Yılmaz, Y., Şaroğlu, F ve Güner, Y., 1987, Initiation of neomagmatism in east Anatolia: Tectonophysics.. 134, 177-199.

