

TÜRKİYE JEOLOJİ KURUMU

BÜLTENİ

Şubat, 1985
February,

Cilt 28
Vol.

Sayı 1
no.

Bulletin of the Geological Society of Turkey

İÇİNDEKİLER (CONTENTS)

Saros Körfezi dolayının çökeltme istifleri ve tektonik yerleşimi. Kuzeydoğu Ege Denizi, Türkiye Sedimentary sequences and tectonic setting of Saros Gulf area. Northeast Aegean Sea, Turkey Salih SANER 1	Göktepe (Ermenek-Konya) yöresinin Pb-Zn zuhurları Pb-Zn occurrences of the Göktepe (Ermenek-Konya) district Mustafa KUŞÇU 35
Loftusia anatolica MERİÇ'in Neo-Tetis içinde yayılımı Distribution of Loftusia anatolica MERİÇ in Neo-Tethys Engin MERİÇ 11	Kemiklitepe (Uşak-Eşme) omurgalı faunası Hipparionlarında odontolojik değişimler Odontological variations of the Hipparion vertebrate fauna in Kemiklitepe (Uşak-Eşme) Vahdet TUNA 47
Malatya güneydoğusundaki Maden magmatik kayaların jeolojisi ve tektonik ortamına jeokimyasal bir yaklaşım Geology of the Maden magmatic rocks, southeast Malatya and a geochemical approach to their tectonic setting Mustafa ÖZCELİK 19	Ankara dolaylarındaki Neojen yaşlı volkaniklerin jeokimyası Geochemistry of the Neogene volcanics around Ankara Ayla TANKUT 55
	Karayazı fayı Karayazı fault Ali KOÇYİĞİT 67

TÜRKİYE JEOLOJİ KURUMU BÜLTENİ

Bulletin of the Geological Society of Turkey

Editörler (Editors)

Demir ALTINER (ODTÜ) - Mustafa ÖZÇELİK (MTA) - Evren YAZGAN (MTA)

Yazı İnceleme Kurulu (Editorial Board)

Ömer AKINCI (MTA) - Aykut BARKA (MTA) - Erol BAŞARIR (DEÜ) - Ahmet ÇAĞATAY (MTA) - Remzi DİLEK (KÜ) - Vedat DOYURAN (ODTÜ) - Tandoğan ENGİN (MTA) - Ayhan ERLER (ODTÜ) - Aziz ERTUNÇ (EİE) - Okay EROSKAY (İÜ) - Sungu L. GÖKÇEN (ÇÜ) - Naci GÖRÜR (İTÜ) - Cahit HELVACI (DEÜ) - Orhan KAYA (DEÜ) - Erdal KEREY (FÜ) - Ali KOÇYİĞİT (ODTÜ) - Engin MERİÇ (İTÜ) - Eran NAKOMAN (DEÜ) - Yılmaz SAVAŞÇIN (DEÜ) - İhsan SEYMEN (SÜ) - Biler SÖZERİ (MTA) - Erman ŞAMILGİL (MTA) - Metin ŞENGÜN (MTA) - Güler TANER (AÜ) - Yusuf TATAR (FÜ) - Selçuk TOKEL (KÜ) - Güner ÜNALAN (MTA) - Yücel YILMAZ (İÜ).

Bültenin bu sayısındaki bazı yazıların incelenmesinde Ozan SUNGURLU (TPAŞ), Doğan PERİNÇEK (TPAŞ), Ergüzer BİNGÖL (MTA), Fuat ŞAR-OĞLU (MTA) ve Ercüment SİREL (MTA)'in de katkıları olmuştur.

Teknik Yönetmen (Technical Editor)

A. Taner İRKEÇ (MTA)

Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, Türkiye Jeoloji Kurumu yayınıdır. Senede iki kez yayımlanır. Bülten'de yer alacak tüm yazıların, nitelik, kapsam, düzenleme ve şekil bakımından Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni Yayın Kurallarına uyması gerekir. Bülten'de yayımlanması istenen yazılar Ağustos sayısı için 15 Nisan, Şubat sayısı için 15 Kasım'dan önce gönderilmelidir.

Yazılar üçer nüsha olarak gönderilmelidir. Yayımlanmayan yazıların ikinci ve üçüncü nüshaları yazarlarına geri verilmaz.

Bülten Türkiye Jeoloji Kurumu üyelerine ücretsiz gönderilir. Bültenin 1/1 dışında tüm sayıları yazışma adresinden 1000.— TL'dan temin edilebilir.

TÜRKİYE JEOLOJİ KURUMU

The Geological Society of Turkey

39. Dönem (1984-1985)

Yönetim Kurulu (Executive Board)

Mehmet AYAN	Başkan (President)
Neşat KONAK, (MTA)	İkinci Başkan (Vice President)
Rifat YOLDAŞ, (MTA)	Genel Yazman (Secretary General)
Halil TÜRKMEN, (MTA)	Sayman (Treasurer)
Esat M. ÖZTÜRK, (MTA)	Kitaplık Yönetmeni (Librarian)
A. Taner İRKEÇ, (MTA)	Yayın Yazmanı (Secretary of Publications)
Selçuk BAYRAKTAR, (MTA)	Sosyal İlişkiler Yazmanı (Secretary of Social affairs)

Yazışma adresi

N.B. All Correspondence should
be addressed to : Türkiye Jeoloji Kurumu PK 464 Kızılay, ANKARA
Tlf : 34 36 01

TÜRKİYE JEOLOJİ KURUMU

BÜLTENİ

Şubat, 1985 Cilt 28 Sayı 1
February, Vol. no.

Bulletin of the Geological Society of Turkey

İÇİNDEKİLER (CONTENTS)

Saros Körfezi dolayının çökme istifleri ve tektonik yerleşimi. Kuzeydoğu Ege Denizi, Türkiye Sedimentary sequences and tectonic setting of Saros Gulf area- Northeast Aegean Sea, Turkey.....	Göktepe (Ermenek-Konya) yöresinin Pb-Zn zuhurları Pb-Zn occurrences of the Goktepe (Ermenek-Konya) district.....
..... Salih SANER / Mustafa KUŞÇU 35
Loftusia anatolica MERİÇ'in Neo-Tetis içinde yayılımı Distribution of Loftusia anatolica MERİÇ in Neo-Tethys	Kemiklitepe (Uşak-Eşme) omurgalı faunası Hipparion- larında odontoöjik değişimler Odontological variations of the Hipparion vertebrate fauna in Kemiklitepe (Uşak-Eşme)
..... Engin MERİÇ 11 Vah TUNA 47
Malatya güneydoğusundaki Maden magmatik kayaların jeolojisi ve tektonik ortamına jeokimyasal bir yaklaşım Geology of the Maden magmatic rocks, southeast Malatya and a geochemical approach to their tectonic setting	Ankara dolaylarındaki Neojen yaşlı volkaniklerin jeokimyası Geochemistry of the Neogene volcanics around Ankara
..... Mustafa ÖZÇELİK 19 Ayla TANKUT 55
	Karayazı fayı Karayazı fault
 Ali KOÇYİĞİT 67

Saros Körfezi dolayının çökeltme istifleri ve tektonik yerleşimi, Kuzeydoğu Ege Denizi, Türkiye

Sedimentary sequences and tectonic setting of Saros Gulf area- Northeast Aegean Sea, Turkey.

SALİH SANER, University of Petroleum and Minerals, Dhahran (*)

ÖZ : İnceleme alanında birbirlerinden aşınma evreleri ile ayrılan üç çökelme istifi bulunur: 1- tabanı görülmeyen ve üstte regresif olarak son bulan Üst Kretase-Alt Eosen çökelme istifi, 2- transgresyonla başlayıp regresyonla sonuçlanan Orta Eosen-Oligosen çökelme istifi, ve 3. transgresif başlayan sığ denizel Miyo-Pliyosen -Kuvaterner çökelme istifi. Bunlardan sadece Orta Eosen-Oligosen istifi Saros Körfezinin kuzeyinde ve güneyinde sedimantasyon yek-nesaklığı gösterir.

Saros Körfezi ve dolayında beş ana yapısal unsur saptanmıştır: 1. Hisarlıdağ yükselimi, 2- Enez grabeni, 3. Sema-direk yükselimi, 4- Saros grabeni, ve 5. Gelibolu bloğu. Bahsedilen her iki yükselime ve Gelibolu bloğu Miyosen öncesi oluşmuş antiklinal yapılarıdır. Enez ve Saros grabenleri ise Miyosen ve sonrasında bu antiklinaller arasındaki senklinallerde gelişmişlerdir. Miyo-Pliyosen istifi, yükselimleri transgresif aşmalı olarak örter. Enez grabeni, Miyosen ve sonrası çökellerle doldurulmuş fakat Saros grabeninde hareketler günümüze dek aktivitesini sürdürmüştür.

Sağ yanal atımlı Kuzey Anadolu fayının batı uzanımında yer alan Ganos fayı, Orta Eosen öncesi (olasılı Üst Kretase-Alt Eosen'de) oluşmuş bir paleo-tektonik hattı izler. Fayın iki yakasındaki yapılar ve korele edilebilir yeknesak Orta Eosen-Oligosen litostratigrafi birimleri, Orta Eosende fayda önemli bir hareket olmadığını, Oligosen sonlarında ise bölgede kompresyonel kuvvetlerin egemen olduğunu gösterirler. Miyosen'den itibaren Ganos fayı boyunca görülen faylanmalar ve grabenleşmeler tansiyonel kuvvetlerin egemen olduğunu kanıtlar.

ABSTRACT : There are three sedimentary sequences in the study area separated by erosional surfaces: 1. Upper Cretaceous - Lower Eocene sequence with undefined bottom and regressive upper section. 2. Middle Eocene-Oligocene sequence starting with transgressive bottom and ending with regressive top. and 3. Mio-Pliocene-Quaternary shallow marine sequence which starts with transgressive lower section. Among these only the Middle Eocene-Oligocene is sedimentologically uniform to the north and south of Saros Bay.

Five main structural features have been defined: 1 Hisarlıdağ High, 2. Enez Graben, 3. Semadirek High, 4. Saros Graben, and 5. Gelibolu Block. The two highs and Gelibolu Block are pre-Miocene anticlinal structures. Enez and Saros grabens developed in synclines between the anticlines. Mio-Pliocene sequence makes transgressive onlaps on the flanks of structural highs- Enez Graben was filled by Miocene and younger sediments, but Saros Graben is still active and deepening.

Ganos Fault located on the extension of the right lateral North Anatolian Fault follows a pre-Middle Miocene (probably Upper Cretaceous-Lower Eocene) paleo-tectonic zone. Structures and the uniform Middle Eocene-Oligocene lithostratigraphic units on both sides of the Ganos Fault indicate no significant slip along the fault during Middle Eocene. However, at the end of Oligocene compressional forces affected the area. Normal faulting and grabens show the domination of tensional forces following Miocene.

GİRİŞ

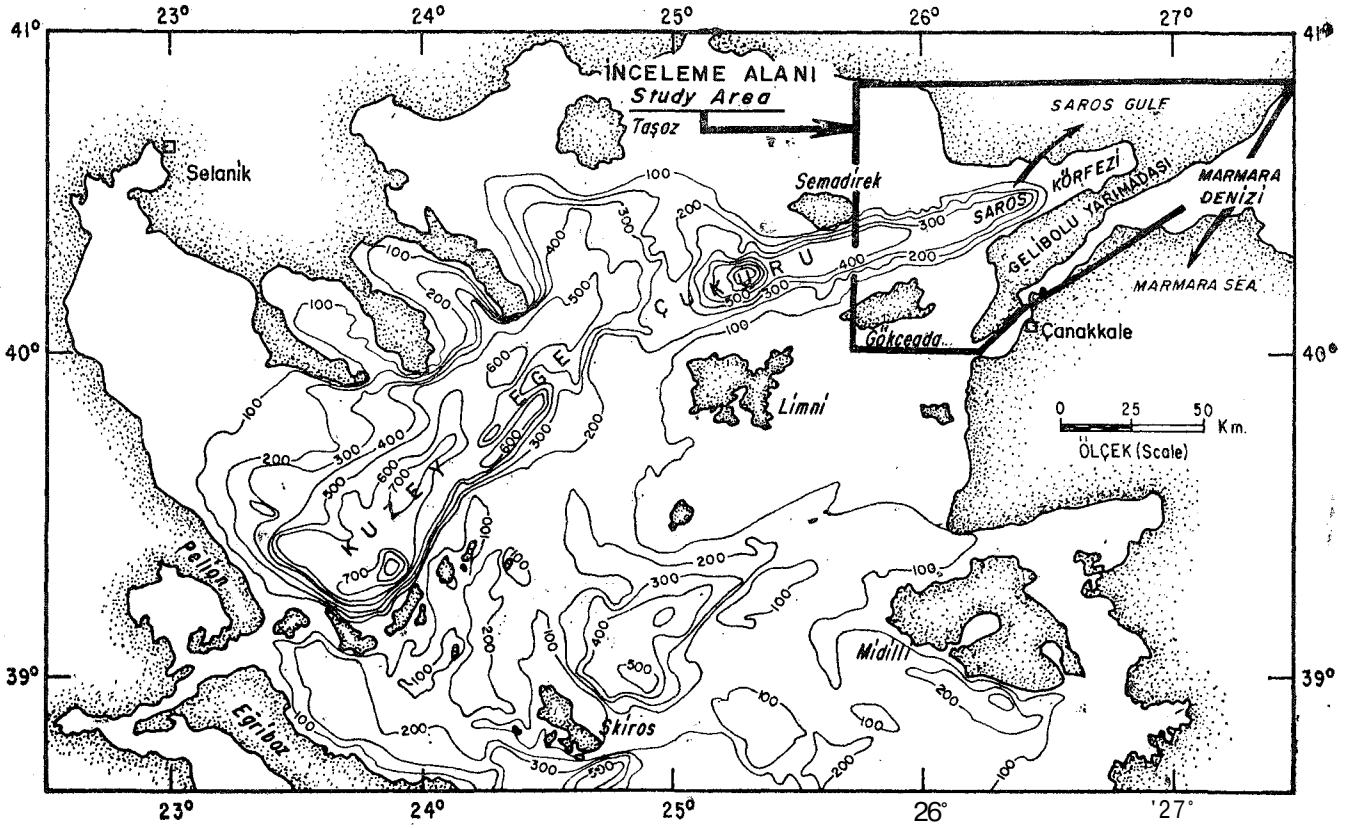
Bu makale Güney Trakya ve Gelibolu Yarımadası'ndaki saha gözlemleri ve sismik kesitlerin yorumlanmasıyla hazırlanmış olup, bölgenin hidrokarbon olanaklarının araştırılmasını amaçlayan Türkiye Petrolleri A.O. (TPAO) adına yapılan çalışmanın jeolojisi kısmını içermektedir.

Saros Körfezi ve yakın dolayında bugüne kadar birçok

petrol şirketi tarafından yapılmış jeolojik çalışmalar bulunmakla beraber, litostratigrafi birimi ayırıldıkları kavram farklılıkları nedeniyle birbirleriyle tutarsızdırlar. Çoğunlukla hızlı açıklama çalışmaları niteliğinde olup yayımlanmamış şirket raporları halindedirler.

Gelibolu Yarımadası'nda petrol aramalarını amaçlayan jeolojik çalışmalar çok eskiye dayanır. Son yıllarda Tur-

(*) Bu çalışma Türkiye Petrolleri A.O., Ankara'da yapılmıştır.



Şekil 1. Kuzey Ege Denizinin su derinliği haritası ve inceleme alanının yeri (derinlik kulaç cinsindedir).

Figure 1. Bathymetric map of the North Aegean Sea and location of the study area (depth in fathom),

kish Gulf Oil Co. bölgede ruhsat olarak Eceabat-Çanakkale yöresinde jeolojik inceleme yapmış, 1961 yılında da sahayı terk etmiştir. (Sfondrini, 1961) Daha sonra Turke Shell bölgede ruhsat olarak jeolojik incelemeler yapmış ve deniz sismikliği tasarlamış fakat bu konuda hükümetle anlaşamıyarak sahalarını terk etmiştir (Shell terk raporu, 1969).

Saros Körfezi kuzeyinde ve Gelibolu Yarımadası'nda 1972 yılında jeolojik inceleme yapan Ashland Oil of Turkey şirketi Saros Körfezinde denizde Ray Geophysical Co.'ye 471 km lik sismik profil, gravite ve magnetik ölçü yaptırmış ve daha sonra sahayı terk etmiştir (Kellog, 1972; Ashland Oil of Turkey, 1972; Brineman, 1974).

Gelibolu Yarımadası'nda karada jeolojik ve sismik çalışmalar yapan TPAO, 1974'te Kilitbahir-1 ve Gelibolu-1, 1976 da Ortaköy-1 kuyularını açmış ancak bunlar kuru kuyu olarak sonuçlanmışlardır (Önem, 1974). TPAO, 1976-1977 yıllarında Enez güneydoğusunda karada 270 km lik sismik profil, detay gravite ve magnetik değerlendirmeler yapmış, (Erol, 1978) bunun yanı sıra Saros körfezinde MTA Sismik-1 gemisine 1978 yılında 435 km ve 1980 yılında 330 km lik sismik yaptırılmıştır. Gelibolu Yarımadası'nda ise 350 km kadar kara sismikliği vardır. Bölgede gravite ile magnetik çalışmalar da tamamlanmış bulunmaktadır.

Sonuç olarak inceleme alanında jeolojik yorumlamaya yardımcı olacak, 1235 km'si denizde ve 620 km'si karada olmak üzere toplam 1856 km lik sismik kesit bulunmaktadır. Elde edilen sismik refleksiyonlar orta kalitededirler.

Multiple refleksiyon ve difraksiyonlar yorum yapmayı güçleştirmektedirler.

SU ÜSTÜ VE SU ALTI JEOMORFOLOJİK ÖZELLİKLER

Trakya havzasının güneybatısında, Ege Denizinin kuzeydoğuya uzantısı olan Saros Körfezi, kuzeyde Trakya sahili ile güneyde Gelibolu Yarımadası arasında yer almaktadır (Şekil 1). Kuzey sahili doğubatu uzanımlı olduğu halde, Gelibolu Yarımadası sahili kuzeydoğu-güneybatı uzanımlıdır. Bu iki çizgisel sahil 30 derecelik bir açıyla kesişmektedir.

Körfezin kuzeyinde Enez-Vakıf arasında genç alüvyon veya Neojen yaşlı çökellerle örtülü alanda düz veya hafif engebeli bir topografya bulunur. Bu ova kesimi kuzeydoğudan güneybatıya akan birbirine paralel birtakım derelelerle deşilmiş bir örnek arzeder.

Yaklaşık 10 km kadar genişlikteki ova kesiminin kuzeyinde, Enez doğusunda 423 m yükselteli Hisarlıdağ bulunur. Saros Körfezinin kuzeydoğusunda maksimum 676 m yükselteli olan Korudağ ile Hisarlıdağ arasında doğu-batu uzanımlı arazide yaklaşık 300 m yükselteli tepeler yer alır. Bu Hisarlıdağ-Korudağ silsilesi iç Trakya havzasının penneplen düzlüğü ile Saros Körfezi'ni ayırır.

Körfez'in kuzeydoğudaki uç kısmında Kavak Deresinin alüvyon ovası (Kavakönü Ovası) bulunur. Gelibolu Yarımadası'nın Saros Körfezi'ne paralel kuzeybatı kesimi yükselteleri 400 m'yi aşan sarp tepeliklerden oluşmuştur. Bu

tepeler Saros Körfezi sahili boyunca dik yarlar ve falezler oluşturur.

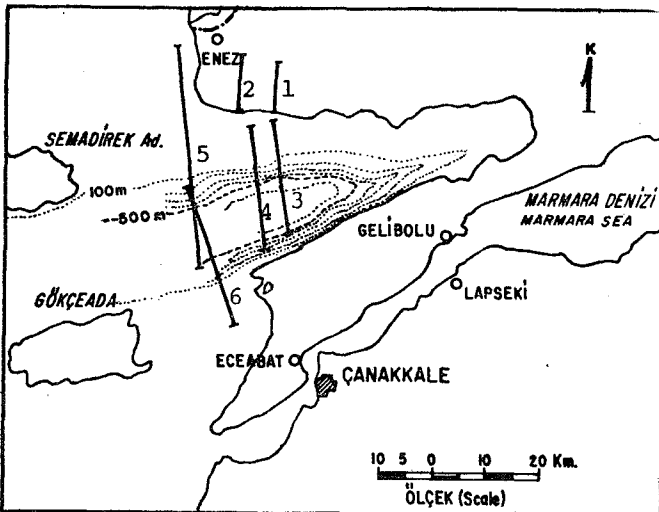
Günümüzde Saros Körfezi'ne çökel taşıyan başlıca akarsu Meriç Nehridir. Önemli olabilecek bir diğeri ise, körfeze kuzeydoğu ucunda kavuşan Kavak Deresidir. Trakya kesiminden güneybatıya akan birçok küçük dereler olduğu halde Gelibolu Yarımadası'ndan Saros Körfezi'ne akan önemli bir akarsu yoktur.

Saros Körfezi'nin sualtı topografyası kuzey ve güney kesimlerde farklı olup asimettiktir. Kuzeyde 10 km'yi aşkın bir şelfte su derinliği 100 m'den daha azdır. (Şekil 2) 100 m konturundan itibaren derinleşme, oldukça dik bir şevle olmaktadır. Bu şevde bazı sualtı heyelanlarının oluşturduğu düzensiz topografya morfolojisi görülür. Güneyde ise Gelibolu sahili boyunca şelf bulunmamakta ve deniz birdenbire derinleşmektedir. En derin yeri 660 m kadar olan teknenin tabanı yatay duran Kuvaterner katmanlarıyla örtülüdür. Gerek tekne kenarlarında gerekse teknenin iç kesiminde Kuvaterner çökellerini dahi etkilemiş fayların oluşturduğu basamaklar bulunur. Bu fayların oluşturduğu Saros grabeninin kenarları sahil çizgilerine uyumludur.

Saros grabeninin oluşturduğu tekne, batı ve güneybatıya doğru uzanarak Kuzey Ege çukurluğunu oluşturur. Bu çukurluk, Gökçeada ve Semadirek adaları arasında geçerek Yunanistan'ın doğu sahillerinde Pelion Yarımadası yakınına kadar uzanır.

JEOLOJİK ÇATI

Saros Körfezi'nin kuzeyinde yüzeyleyen birimlerle Gelibolu Yarımadası'nda yüzeyleyen birimlerin sahada incelenmesiyle ve körfezde oldukça yoğun olan deniz sismiği kesitlerinin yorumlanmasıyla jeolojik yapıya açıklık getirilmiştir. Bu amaçla Keşan-Enez arasındaki ve Gelibolu Yarımadası'nın jeolojileri aşağıda ayrı ayrı sunulmuştur. Li-



Şekil 2. Saros Körfezinin su derinliği ile Şekil 6.7.8,9, 10 ve 11 deki sismik kesitlerin buldu ru haritası.

Figure 2. Bathymetric map of Saros Bay and the locations of the seismic sections presented in Figure 6.7.8.10 and 11.

teratürde karmaşık olan stratigrafi adlamaları mümkün olduğu kadar yalınlaştırılmış veya birimler tipleri ile belirlenmeye çalışılmıştır. Yalınlaştırılmış jeolojik çatı Şekil 3'te gösterilmiş, genelleştirilmiş sütun kesit Şekil 4'te ve stratigrafi korelasyonu Şekil 5'te sunulmuştur.

Enez-Keşan Arasının Jeolojisi

Stratigrafi. Enez-Keşan arasında, temel üzerinde Alt Eosen-Oligosen ve Miyo-Pliyosen istifleri ayrıtlanmıştır.

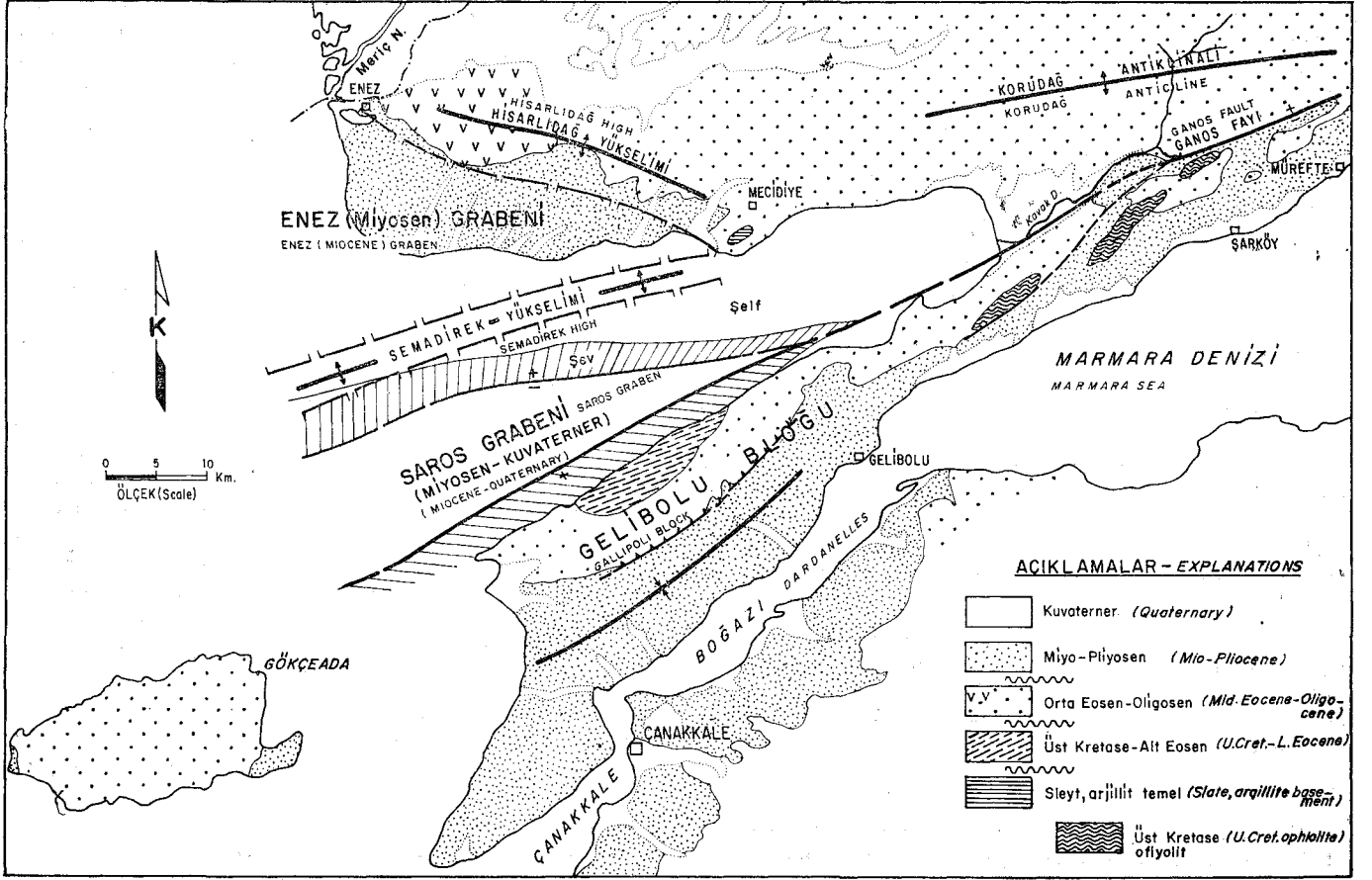
Temel. Trakya havzasının iç kesimlerinde 6-7 km yi aşan sediman kalınlığı vardır. Havzanın güneybatısında Mecidiye-Hisarlıdağ arasında. GDHKB uzanımlı Rodop masifi istikametinde uzanan temel yükseltisi üzerinde, Orta Eosen yaşlı resifal karbonat kayalarla başlayan bir istif bulunur. Mecidiye Köyü'nün üç kilometre kadar güneyinde küçük bir yüzleği bulunan «temel kayaları» killi şist, arjillit, sleyt ve metakumtaşından oluşmaktadır. Bu kayalar çok düşük metamorfizma geçirmiş olup katmanlanma ve birincil tortul yapıları kaybolmamıştır. Temelin bu küçük yüzlekte başka yüzleği bulunmayıp, yeraltında kuzeybatıya uzanımı sismik kesitler ve gravite haritalarıyla izlenebilmektedir. Gözlenen özellikleri ile Istranca masifinin devamı mı olduğu yoksa Gelibolu Yarımadası'nın güneydoğusundaki melanj tipi bir temel mi olduğu belirlenememiştir.

Temel yüzleği üzerinde 0-200 m kalınlıkta «temel selintisi» çakıltaşı bulunur. Kırmızı renkli çamurtaşı içerisinde kötü boylanmış kaotik, köşeli, temelden türeme çakıl ve bloklar bulunur. Blokların bazıları 1 m boyu kadar varabilmektedir. Alüvyon yelpazesi çökeli niteliklidirler.

Orta Eosen-Oligosen İstifi. Bu istif temel kayaları ve temel selintisi çakıltaşı üzerinde transgresif olarak başlar. Orta Eosen denizinin istilasıyla resifal kireçtaşı çökelmiştir. Bu yörede «Mecidiye kireçtaşı» ismi verilen bu birim Trakya havzası kuzeyindeki Soğucak kireçtaşının eşdeğeridir. Mecidiye kireçtaşının Trakya güneyinde yegane yüzleği Mecidiye Köyü güneyinde bulunmaktadır. Ak ve bej renkli, yer yer belirgin ve ortakalmı katmanlı, bazan belirsiz katmanlı, mercan ve alg bütümlüdür. Bağlamtaşı-tanetaşı-istiftaşı yapıllı olup Nummulites içermektedir. Tabana yakın kesimi karbonatlı kumtaşından oluşmadır. Birimin kalınlığı 100 m kadardır.

Kireçtaşı çökeli sonrası denizin derinleşmesiyle fliš benzeri «Keşan formasyonu», kireçtaşı üzerinde çökelmiştir. Keşan yöresinde ve daha doğuda kumtaşı egemen olup, denizaltı yelyaze dönemi özellikleri görülür. Katmanlar çok kalın ve tam Bouma istifi özelliği sunarlar. Arada tüf ve lav arakatıkları bulunmaktadır. Keşan'ın batı ve güney-batısında ise bu kalın kumtaşı katmanları ve proksimal türbidit özellikleri gözlenememiştir. Kumtaşı-şeyl nöbetleşmeli fliš benzeri bir istif halindedir. Trakya havzasındaki denizin güneydeki yükselim üzerinde ilerlemesi sonucu bu kırıntılar Mecidiye kireçtaşı ile yanal ve düşey geçişli çökelmişlerdir. Bu nedenle yaş Üst Eosen olarak kabul edilmektedir.

Fliš tipi çökeller üzerine dereceli geçişle marn ve mil-taşından oluşma 700 m kalınlıkta «Yeni Muhacir formasyonu» gelir. Bu birim ince katmanlı, gri renkli, yüzeyde topraklı ayrışmalı, yatay laminalıdır. Yaş verici denizel fosil bulunamamış olmakla beraber eski çalışmalarda Ostracodlarla Oligosen yaşı verilmiştir.



Şekil 3. Saros Körfezi dolayının başlıca çökeltme istifleri ve ana yapıları.

Figure 3. Main sedimentary sequences and structural features of Saros Bay area.

Enez'in doğusunda 800 m kalınlığa erişebilen «Hisarlıdağ volkaniti» Yeni Muhacir formasyonu ile yanall geçişlidir ve üzerine uyumsuz olarak Miyosen çökelleri gelir.

Trakya havzasında Yeni Muhacir formasyonu üzerine dereceli gelen 350 m kadar kalın deltayık «Osmancık kumtaşları». Enez-Keşan arasında aşındırılmış olup yüzleği bulunmamaktadır.

Miyo-Pliosen İstifi. Bu istif Saros Körfezi kuzeyinde daha yaşlı birimler üzerinde uyumsuz olarak bulunur. Trakya havzası iç kısımlarında Miyosen uyumlu olarak Oligosen üzerine geldiği halde havza güneyinde bir aşınma yüzeyi üzerine gelmektedir. Bu yörede güneyden kuzeye ilerleyen bir denizin çökelleri bulunur. Altta Mactralı ve diğer lemelibranşialı, gastropodlu kireçtaşı ile başlar. Üste doğru iyi boylanmış kumtaşının egemen olduğu bir birime geçer. Arada şeyl ve kömür düzeyleri bulunur. Tatlı su, acısu ve denizel fauna nöbetleşmeleri sahil yakını (near shore) bir ortamı gösterir. Sismik kesitlerde ilerleme (prograding) yapan katmanlar ve geri aşmalı tofflap) özellikler kuzeyden güneye malzeme getiren bir delta varlığını gösterir. İstifin 1300-1500 m kadar kalınlığı vardır.

Pliosen'de de Enez yöresinde zaman zaman deniz girmeleri ile oluşmuş seviyeler bulunur. Enez kasabasında 5 m kadar kalın Ostrea yığını bunu kanıtlamaktadır.

Yapı. Kuzeyindeki ve güneyindeki arazilere göre kuzeybatı-güneydoğu gidişli sıratepeler oluşturan Hisarlıdağ-Mecidiye hattındaki temel yükselimi bugün bir antiklinoryuma tekabül etmektedir. Bunun kanatlarında birtakım daha küçük yapılar bulunmaktadır. Mecidiye yöresinde çekirdekte temel yüzlek vermektedir.

Korudağ-Ganosdağ silsilesi de benzer şekilde antiklinoryum halindedir, ancak bu antiklinoryum Trakya havzasının derin kesimlerindeki çökellerin kıvrımlanmasıyla oluşmuş olup, Trakya havzasının güney şelfi üzerinde değildir.

Hisarlıdağ antiklinoryumunun güney kanadı, eksenine uyumlu olan kuzeybatı-güneydoğu doğrultulu bir normal fayla kesilmiş olup, güney blok alçalmış kuzey blok yukarıya hareket etmiştir. Sismik kesitlerde çok belirli görülen bu fay Oligosen kayalarını kestiğine ve Miyosen çökelleri ile örtülmüş olduğuna göre Üst Oligosen-Alt Miyosen yaşında olmalıdır. Bu ana fayın güneyinde Miyosen çökellerini de etkilemiş, güney blokları alçalan birtakım tali normal faylar, ve kuzeydoğu-güneybatı uzanımlı küçük kıvrımlar bulunmaktadır (Şekil 6ve 7).

Korudağ antiklinoryumunun güney kanadı da, sağ yanall atımlı Kuzey Anadolu Fayının batı uzanımında olan Ganos fay zonu ile kesilmiştir. Hava fotoğraflarında. Sa-

YAŞ AGE	KAYA BİRLİMLERİ LITHO. UNIT		LİTOLOJİ LITHOLOGY	KALINLIK THICKNESS	ÇÖKELME ORTAMI DEPOSITIONAL ENVIRONMENT	
	ENEZ Area	GELİBOLU Area				
MIYO - PLİYOSEN Mio - Pliocene		CONKBAYIRI Fm.		300	(Alüvyon yelpazesi) Alluvial fan	
	ERGENE GRUBU Ergene Group	ALÇITEPE Üyesi, Mbr.		200-300	Regresif Regressive	Deltayık Deltaic
		KILITBAHIR Üyesi, Mamber		300-800	Gelgit Tidal	
		PIRNALLI Üyesi, Mamber		200-300	Transgresif Transgressive	
OLİGO-MİYOSEN Oligo - Miocene		ARMUTBURNU Fm.		500	(Menderesli akarsu) Meandering river	
	OSMANCIK KT. Osmançık Sst.	ANAFARTALAR Fm.		500-700	Regresif, deltayık Regressive deltaic	
	YENİMUHACIR Fm.			300-500	Dış sahil, Prodelta Offshore, prodelta	
ORTA-ÜST EOSEN Middle - Upper Eocene		BURGAZ Fm.		1000-1200	Derin su Deep marine, turbiditic	
	KEŞAN Fm.			1000-1200	Derin su Deep marine, turbiditic	
	MECİDİYE KÇT. Mecidiye Sst.	TAYFUR KÇT. Tayfur Sst.		10-100	Resifal - Transgresif	
PALEOSEN - ALT EOSEN Paleocene - Lower Eocene	Filit Slayt	FIÇİTEPE Fm.		1000	(Menderesli akarsu) Meandering river	
	Meta Kumtaşı (Temel)	KARABURUN Üyesi, Mamber		200	Regresif Regressive	
				300	Dış sahil Offshore	
	Filit Slate Meta Sst. (Basement)	KARAĞAÇ Fm.		1000-1500	Derin Deniz Türbidit - Denizaltı yelpazesi Deep marine, Turbidite Submarine fan	
ÜST KRETASE U. Cretaceous		LÖRT KÇT. Lört Sst.		100	Pelajik Pelagic	

Şekil 4. İnceleme alanının genelleştirilmiş sütun kesiti.
Figure 4. Generalized stratigraphic columnar section of the study area.

ros Körfezi'ne dökülen Kavak Suyu alüvyonunda fayın izlenmesi günümüzde de aktif olduğunu gösterir.

Gelibolu Yarımadası'nın Jeolojisi

Stratigrafi. Gelibolu Yarımadası'nda genellikle güneydoğuya eğimli yaklaşık 5000-6000 m kalınlıkta sedimanter kayalar bulunur. Bu istifli oluşturan birimler Yarımada'nın uzun eksenine uyumlu yüzlemler halinde sıralanırlar. Trakya havzasındaki iki çökeltme istifi karşılık Gelibolu Yarımadası'nda üç çökeltme istifi görülür. Üstteki Orta Eosen-Oligosen ve Miyosen çökeltme istifleri Trakya Havzasındaki korele edildiği halde en alttaki Üst Kretase-Alt Eosen çökeltme istifi Trakya havzasında bilinmemektedir. En alttan üste doğru istiflerin özellikleri aşağıda özetlenmiştir.

Üst Kretase-Alt Eosen İstifi. Gelibolu Yarımadası'nın dik falezli kuzeybatı sahilinde, en altta Üst Kretase yaşlı

«Lört kireçtaşı» yüzeyler. Ayrışma yüzeyinde ak renkli olan ve 100 m kadarlık bir kesimi görülebilen bu birimin tabanı görülememektedir. İnce orta katmanlı, taze kırık yüzeyde gri renkli olan bu killi ve siltli kireçtaşı Globotruncana ve diğer pelajik fauna içermektedir, istifin böyle bir fasiyesle başlaması beklenmediğinden daha altta başka birimlerin de bulunabileceği düşünülür.

Lort kireçtaşı üzerinde yuvarlak çakıllı fakat kaotik olan 60 m kadar kalın bir çakıltaşı ile başlayan Paleosen-Alt Eosen yaşlı «Karağaç formasyonunun fliš tipi çökeltileri» bulunur.

Eski çalışmalarda alt kesimdeki çakıltaşı Alt Eosen'in transgresif taban çakıltaşı sanılmışsa da bunun üzerindeki türbiditik kumtaşı-şeyl katmanları arasında da benzeri çakıltaşı seviyeleri bulunmaktadır. Bunlar Üst Kretase'den beri Alt Eosen'de devam eden derin deniz çökeltiminin olisostromal çakıltaşlarıdır. Bu fliš benzeri çökeltiler, tekrarlanan denizaltı yelpazelerinin kumtaşı, şeyl ve çakıltaşlarından oluşmuşlardır. Bu birim yaklaşık 1500-2000 m kalınlıktadır.

Fliš benzeri birimin üst kesimi tanelerinin küçülmesiyle «silttaşı ve marn»dan oluşma 300 m kalınlıktaki başka bir asbime geçer. Prodelta çökeli olan bu birim üzerine deltayık veya yalın regresif kumtaşlarından oluşan 200 m kalın «Karaburun üyesi» gelir. Daha üstte 1000 m kalınlıkta kırmızı çamurtaşı ile arada kumtaşı ve çakıltaşı mercceklerinden oluşma flüviyal «Fiçitepe formasyonu» ile en alttaki çökeltiler son bulur.

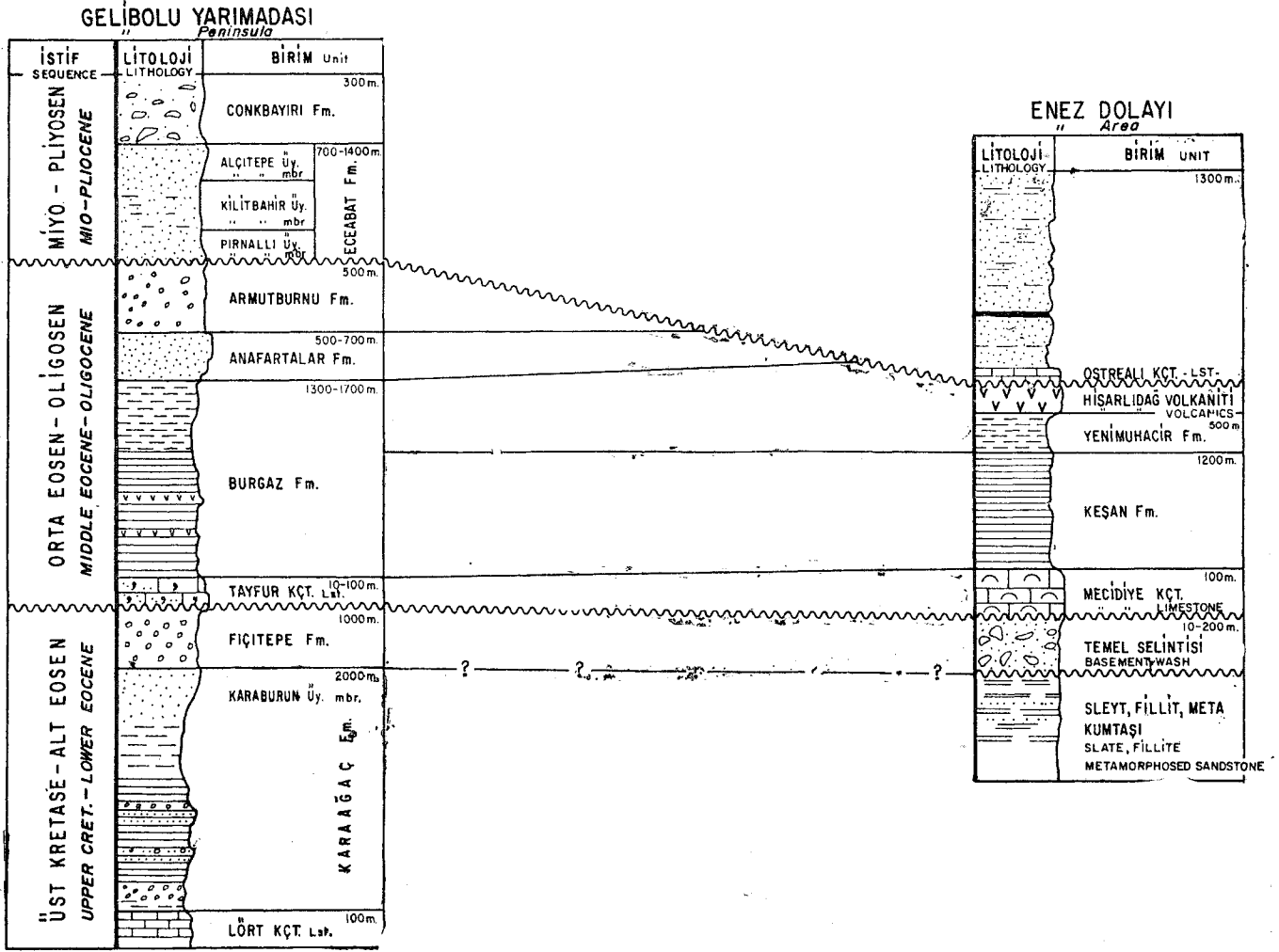
Orta Eosen-Oligosten İstifi- Üst Kretase-Alt Eosen çökeltme döneminin en üst birimi üzerine Orta Eosen denizini. transgresyonu ile Trakya havzasında bilinen istife benzer bir istifin çökeltimi başlamaktadır- Saros Körfezi kuzeyindeki Mecidiye kireçtaşıma karşın Gelibolu Yarımadası'ndış. yer yer resifal özellikli yer yer kumlu, Nummulites'li ve Alveolina'lı 10-100 m kalın «Tayfur kireçtaşı», istifin transgresif en alt kesimini oluşturur. Gelibolu yarımadasının güneydoğusunda Kilitbahir-1, Gelibolu-1, kuyularında aynı birim Üst Kretase melanji üzerine transgresif olarak gelişir.

Kireçtaşı çökeltimi sonrası daha üstte denizin derinleşmesiyle fliš benzeri olan «Burgaz formasyonu» çökeltmiştir 1300-1700 m kalınlıkta olan bu birimde volkanik arakatlıklar bulunmaktadır. Bu birim de Trakya havzasındaki Üst Eosen yaşlı Keşan detritiklerine karşılık gelir.

Burgaz formasyonunun üst kesimine doğru silttaşı ve marn egemen olmakta kumlu katmanlar azalmaktadır. Prodelta ortamına ait bu çökeltiler üzerine de üste doğru kum taneleri artan ve irileşen, kömür katkılı deltayık 700 m kadar kalınlıkta olan «Anafartalar formasyonu» gelmektedir.

Bu ikinci çökeltme dönemi de en üste gelen 500 m kalınlıktaki flüviyal Armutburnu formasyonu ile son bulur.

Miyo-Pliyosen İstifi. İstifin «Eceabat formasyonu» olarak bilinen 700-1400 m lik denizel kesimi Armutburnu flüviyal çökeltileri üzerine gelen iyi boylanmış, sarı renkli, fazla sıkılaşmamış, gevşek, ufandır transgresif «Pırnallı üyesi» kumtaşlarıyla başlar. Gelibolu Yarımadası'nda altındaki birim üzerinde geçişli görünürse de Şarköy kuzeyinde eski aşınma yüzeyleri üzerinde aşıl uyumsuz ola-



Şekil 5. Gelibolu Yarımadası ile Enez dolayının litostatigrafik korelasyonu.

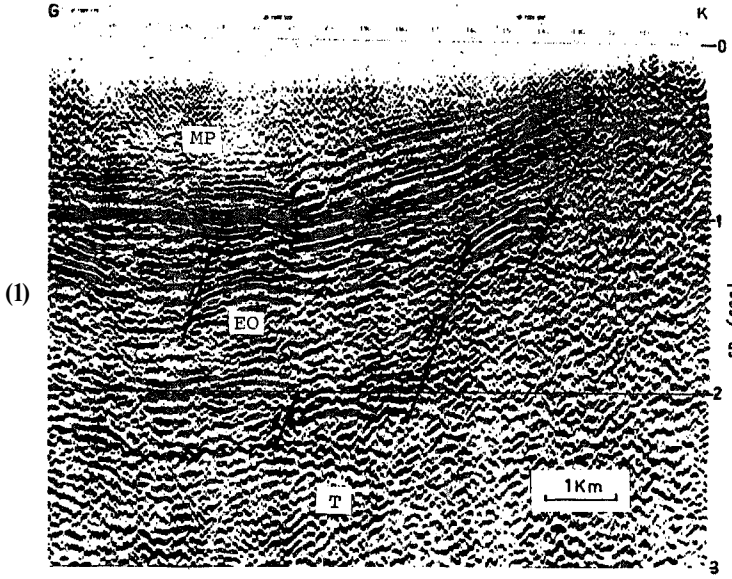
Figure 5. Lithostratigraphic correlation of Gelibolu Peninsula and Enez areas.

rak bulunmaktadır. 2-5 m kalın kumtaşı dönemleri arasında ince şeyl arakatıkları bulunur. Mürefte yöresinde ince linyit katmanları içerir. Birim Gelibolu Yarımadası'nda üste doğru hep siğ denizel çökeller olarak devam eder. İstifin orta seviyelerindeki «Kilitbahir üyesi»nde şeyl bir miktar artarsa da en üst kesimindeki «Alçitepe üyesi»nin regresif kumtaşları ile son bulur. Bu siğ denizel kesimde Ostrea'lı, lamallibranchia'lı, gastropod'lu siğ acısu faunası bulunur. Yer yer tatlısu arakatıkları da olağandır. Büyük ölçekli çapraz katmanlanmalı oolitic seviyeler, oolitic bar oluşumlarını yansıtır. Denizel Eceabat formasyonunun en alt kesimi transgresif kumtaşları, orta kesimi gelgit arası ve gelgit altı çökelleri en üst kesimi de regresif kumtaşlarından oluşmuştur. Miyo-Pliyosen istifinin üst kesimi 300 m kalın fluvial «Conkbayırı formasyonu» ile son bulur. İçerisinde kaotik çakıltaşlarının çok olduğu bu kırmızı renkli birimde, suyla taşınmalı (water laid) alüvyon yelpazesi çökelleri egemendir. Arada döküntü akması (debris flow) tipinde yelpaze çökelleri de bulunur.

Yapı. Gelibolu Yarımadası jeolojik olarak kuzeyinde-

ki Ganos fayı ile ve onun Saros Körfezi'ndeki güneybatıya uzantısı ile sınırlanır. Yarımada kuzeydoğu-güneybatı uzanımlı bir monoklinal kıvrım yapısıyla temsil edilir. Yarımada boyunca uzanan monoklinal kıvrım ekseninin orta kesimlerinde dikleşen ve hatta devrik duran kanatta kuzeybatı kesim ters faylanmayla güneydoğu blok üzerine itilmiştir. Yarımada'nın ana yapısı bu monoklin ile ters faydır.

Ortaköy-Şarköy-Mürefte kuzeyinde eksenleri kuzey-doğu güneybatı uzanımlı olan ofiyolit yüzlekleri vardır. Eski çalışmalarda bunlar faylarla yükselmiş horstlar halindeki temel yüzlekleri olarak yorumlanmışlardır. Halbuki, Alt Eosen-Oligosen çökeltme dönemi esnasında çökeller arasına tektonikle ve çekim kaymasıyla yerleşmiş egzotik bloklardır. Sahada sedimanlar arasında görülen yüzlekleri olduğu gibi Ortaköy kuzeyinde ofiyolit yüzleği üzerinden geçen bir sismik kesitte de temel olmayıp altında sedimanların bulunduğu görülür. Ortaköy kuzeyindeki ofiyolit yüzleklerinin Miyosen çökelleri ile dokanağında kuzeydoğu güneybatı gidişli faylar görülür.



Şekil 6. Şekil 2 de işaretlenmiş 1 nolu sismik kesit. T, temel; EO, Orta Eosen-Oligosen istifi; MP, Miyo-Pliyosen istifi.

Figure 6. Seismic profile 1 whose location is shown in Figure 2. T, basement; EO, Lower Eocene-Oligocene sequence; MP, Mio-Pliocene sequence.

Gelibolu Yarımadası'nın kuzeybatı kenarında mostra veren Üst Kretase-Alt Eosen çökel istifi, üstündeki Orta Eosen-Oligosen çökel istifinin temelini oluşturduğu halde, Yarımada'nın güneydoğusunda açılan Kilitbahir-1, Gelibolu-1 kuyularında ve Ortaköy-Şarköy-Mürefte yörelerinde, Üst Kretase yaşlı melanj nitelikli kayalar Orta Eosen-Oligosen çökel istifinin temelini oluştururlar. (Saner, 1982) Bu kadar kısa mesafede 3000 m kalınlıktaki alttaki istifin incelik kamalanacağını gösterir hiçbir sedimantolojik bulgu olmadığına göre bu çökel istifi, melanjın bir yığılma dilimi olmalıdır. Belki Gelibolu Yarımadası'nda görülen monoklinal kıvrım ve ters fay temelindeki iki farklı litoloji dilimi arasındaki bu dokanağın yeniden hareketi sonucu oluşmuştur.

Saros Körfezi'nin Jeolojisi

Saros Körfezi'nde yapılmış sismik kesitlerde görülen refleksiyon seviyeleri, körfez kuzeyindeki kara alanları ile korele edilebilmektedir (Şekil 8, 9,10 ve 11). Ganos fayının büyük düşey atımı ve Saros grabeni içerisinde yoruma yetersiz refleksiyonlar, Gelibolu Yarımadası'yla doğrudan korelasyonu güçleştirmiştir. Saha gözlemlerine ve sismik yorumlamaya dayanılarak stratigrafi ve yapı ilişkileri Şekil 12'de gösterilmiştir.

Saros Körfezi'nin genişliği 10 km'yi aşan, 50-100 m derin kuzey şelfi üzerinde oldukça yatay ve sakin duran Kuvaterner sedimanları vardır. Şelfin güneyindeki şevde ve grabenin tabanında ise, en üstteki genç çökellerin dahi güncel aktif faylarla basamaklar halinde alçaldıkları ve grabenleşmenin devam ettiği görülür.

Saros Körfezi'ndeki günümüzde grabenleşen teknenin kuzeyinde bir diğer graben olan Enez grabeni bulunur.

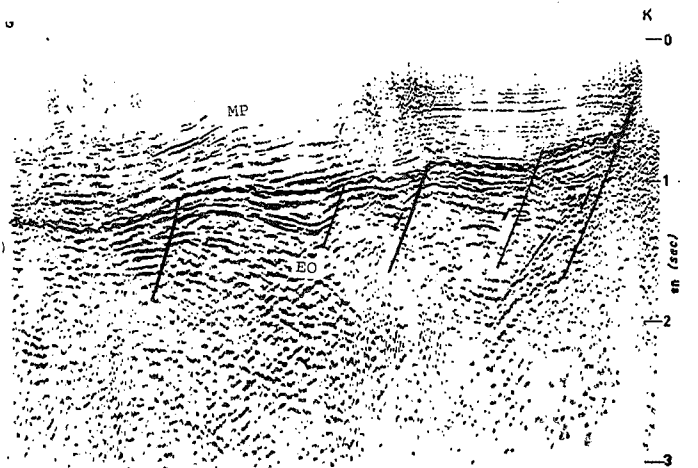
Enez grabeni Miyosen ve Kuvaterner çökelleri ile dolmuş olup Saros Körfezi'nin kuzey şelfini oluşturur. Kuvaterner çökellerinin yatay ve sakin oluşu, günümüzde aktif faylanma bulunmadığını gösterir. Enez grabeninin bir kısmı Saros Körfezi'nin kuzey şelfi altında bir kısmı da Enez-Mecidiye arasındaki kara kesiminde Neojen çökelleri altında devam eder. Enez ile Saros grabenleri arasındaki Semadirek paleotopografya yükselimi ile ayrılırlar. Enez Grabeni kuzeyde ise Hisarlıdağ yükselimi ile sınırlanır.

Mecidiye güneyindeki temel yüzleğinden itibaren sismik kesitlerle yapılan korelasyonlarla Enez grabeni altında temel izlenebilmektedir. Burada da Mecidiye yöresindeki ve Gelibolu Yarımadası'ndaki gibi temel üzerinde Orta Eosenin transgresif Mecidiye kireçtaşının bulunması beklenmektedir. Altta temel oluşturulan kaya tipinin, Mecidiye Köyü yakınındakiyle benzerli sleyt, arjillit tipinde olması olasıdır. Gelibolu Yarımadası'nda Tayfur kireçtaşı altında görülen Üst Kretase-Alt Eosen çökel istifinin Enez grabeninde varlığını kanıtlayıcı sismik refleksiyonlar görülemez.

Enez grabeni içerisinde, Mecidiye kireçtaşı ile başlayan ve Güney Trakya'daki ile benzerlik gösteren bir çökel istifi beklenir. Enez doğusunda 800 m kadar kalınlıktaki Hisarlıdağ volkanitleri Enez grabenine doğru incelmekte ve sedimanlarla nöbetleşmektedir. Enez yakınındaki sismik kesitlerde Miyosen çökelleri altından refleksiyon alınmayışı bu volkanik yaygı nedeniyledir.

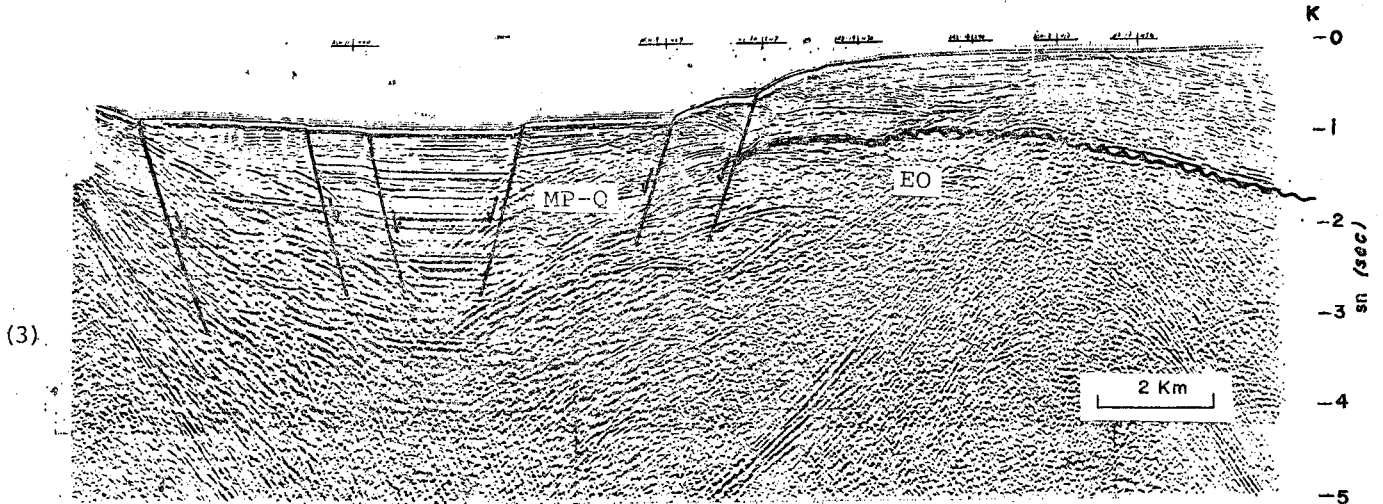
Hisarlıdağ yükseliminde Miyosen erozyonu Oligosen'in regresif Osmançık kumtaşlarını ve Yenimuhacır birimini süpürdüğü halde, Enez grabeni içinde bu birimlerin korunmuş olması beklenebilir.

Enez grabeninde, Miyo-Pliyosen çökelleri bir uyumsuzluk yüzeyi üzerine taban aşması (bottomlap) yaparlar. Bu çökeller Hisarlıdağ ve Semadirek yükselimleri üzerine de üst aşma (conlap) yapmaktadırlar. Sismik kesitlerde çukurluğu dolduran çökellerin başlangıçta çökelmeye yaşıyor-



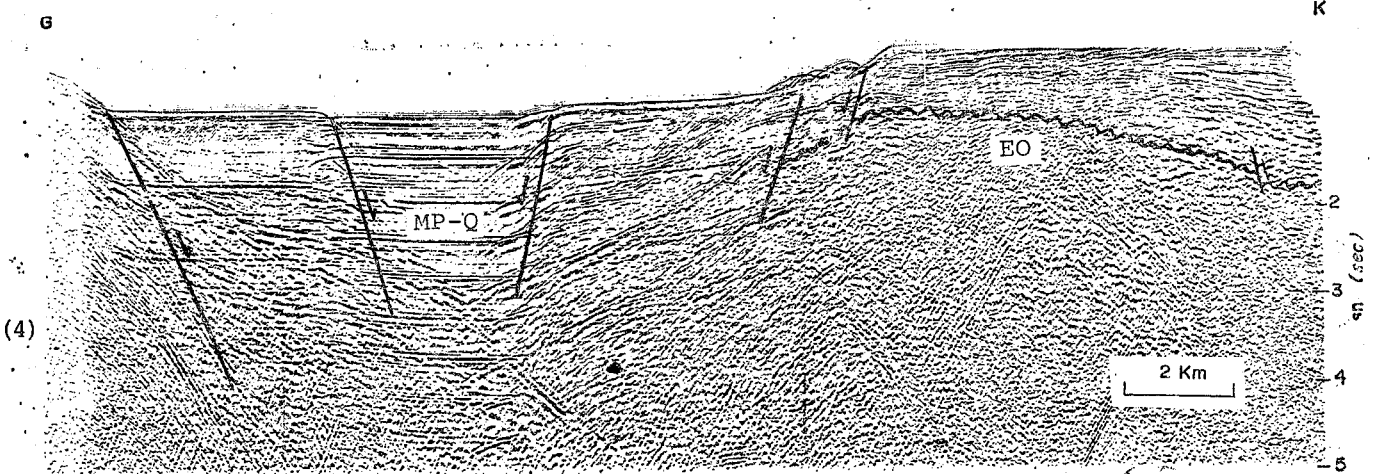
Şekil 7. Şekil 2de işaretlenmiş 2 nolu sismik kesit, EO.

Orta Eosen-Oligosen; MP, Miyo-Pliyosen istifi.
Figure 7. Seismic profile 2 whose location is shown in Figure 2. EO, Middle Eocene-Oligocene, MP, Mio-Pliocene sequence.



Şekil 8. Şekil 2 de işaretlenmiş 3 nolu sismik kesit. EO, Orta Eosen-Oligosen. MP-Q, Miyo-Pliyosen-Kuvaterner istifi.

Figure 8. Seismic profile 3 whose location is shown in Figure 2. EO, Middle Eocene-Oligocene. MP-Q, Mio-Pliocene-Quaternary sequence.



Şekil 9. Şekil 2 de işaretlenmiş 4 nolu sismik kesit. EO, Orta Eosen-Oligosen; MP-Q, Miyo Pliyosen-Kuvaterner istifi.

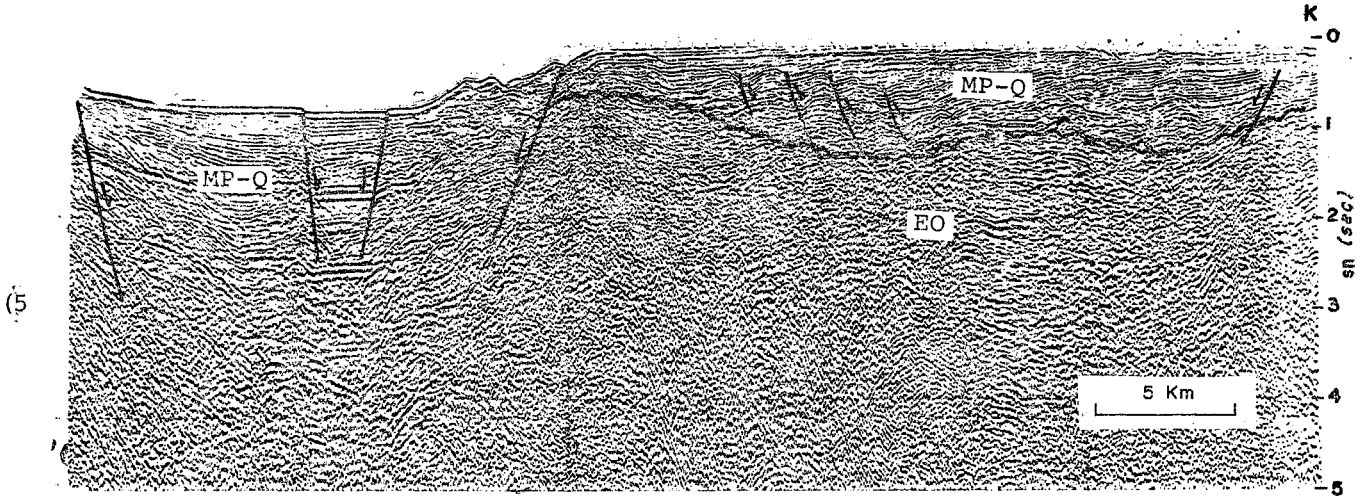
Figure 9. Seismic profile 4 whose location is shown in Figure 2. EO, Middle Eocene; MP-Q, Mio-Pliocene-Quaternary sequence.

mal faylarla kesildiği, sonraları ise faylanmaların durmasıyla çukurluğun yatak genç katmanlarla örtüldüğü görülür. Enez grabeninde görülen çökelmeyle yaşıt normal faylanma, eskiden var olan bu çukurun Miyosen'de grabenleşmesini sürdürdüğünü kanıtlar. Kara alanında gözlenen Miyo-Pliyosen istifi en altta lemallibranchia'lı kireçtaşı ile başlar, fakat 50 m sonra üstte kırıntılar egemen olur. Yer yer şeyl ve kömür arakatıkları içeren bu kumtaşları zayıf sıkılaştırılmış haldedirler. Gerek kara ve gerekse deniz sismik kesitlerinde ilerleme (prograding) yapan sedimanların geri aşma (offlap) ve taban aşma (bottomlap) takımları görülür. Meriç deltası yöresinde birbirleri üzerinde uyumsuz duran mercekssel geri aşma takımları vardır. Bunlar Enez çukurluğunun kuzeyden beslendiğini gösterirler. Meriç deltasının Miyo-Pliyosen'den günümüze dek mevcut olduğu ve çökel sağladığı sonucuna varılmaktadır.

Kuvaterner çökelleri günümüzdeki Meriç deltası ve diğer bazı küçük akarsularla ilgilidirler. Özellikle grabenleşmenin günümüzde de aktif olduğu Saros grabeninin dibinde yatay ve kalın Kuvaterner çökelleri bulunur. Bunlar kuzey şelften graben çukurluğuna erişmişlerdir, güneyden çökel beslenmesi ise yok denecek kadar azdır. Saros grabeni içerisinde yatay Kuvaterner çökelleri altındaki daha yaşlı çökellerin sismik kesitlerde izlenmeleri, refleksiyon tekrarlanmaları (multiples) nedeniyle mümkün olamamıştır.

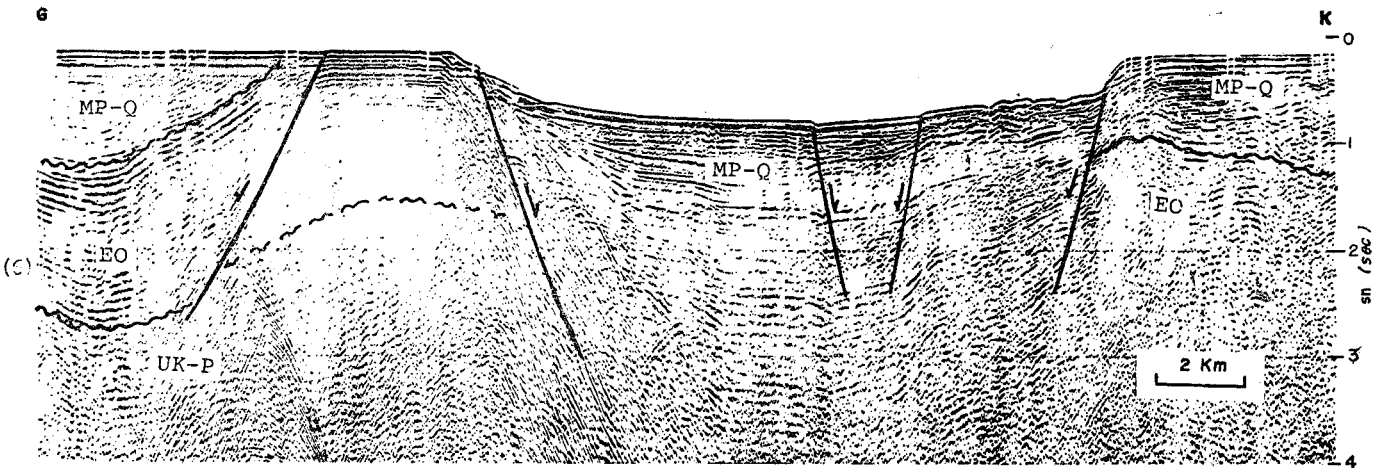
SONUÇLAR VE TARTIŞMALAR

Saros Körfezi dolayında başlıca üç çökel istifi ayırtlanmıştır: 1. Üst Kretase-Alt Eosen istifi, 2. Orta Eosen - Oligosen istifi, ve 3. Miyo-Pliyosen Kuvaterner istifi. Bunlardan Üst Kretase-Alt Eosen istifi civarda yeknesak yayı-



Şekil 10. Şekil 2 de işaretlenmiş 5 nolu sismik kesit. EO, Orta Eosen-Oligosen, MP-Q, Miyo-Pliyosen-Kuvaterner istifi.

Figure 10. Seismic profile 5 which is shown in Figure 2. EO, Middle Eocene-Oligocene sequence, MP-Q, Mio-Pliocene-Quaternary sequence.



Şekil 11. Şekil 2 de işaretlenmiş 6 nolu sismik kesit. UK-P, Üst Kretase-Alt Eosen istifi; EO, Orta Eosen-Oligosen istifi; MPQ, Miyo-Pliyosen Kuvaterner istifi.

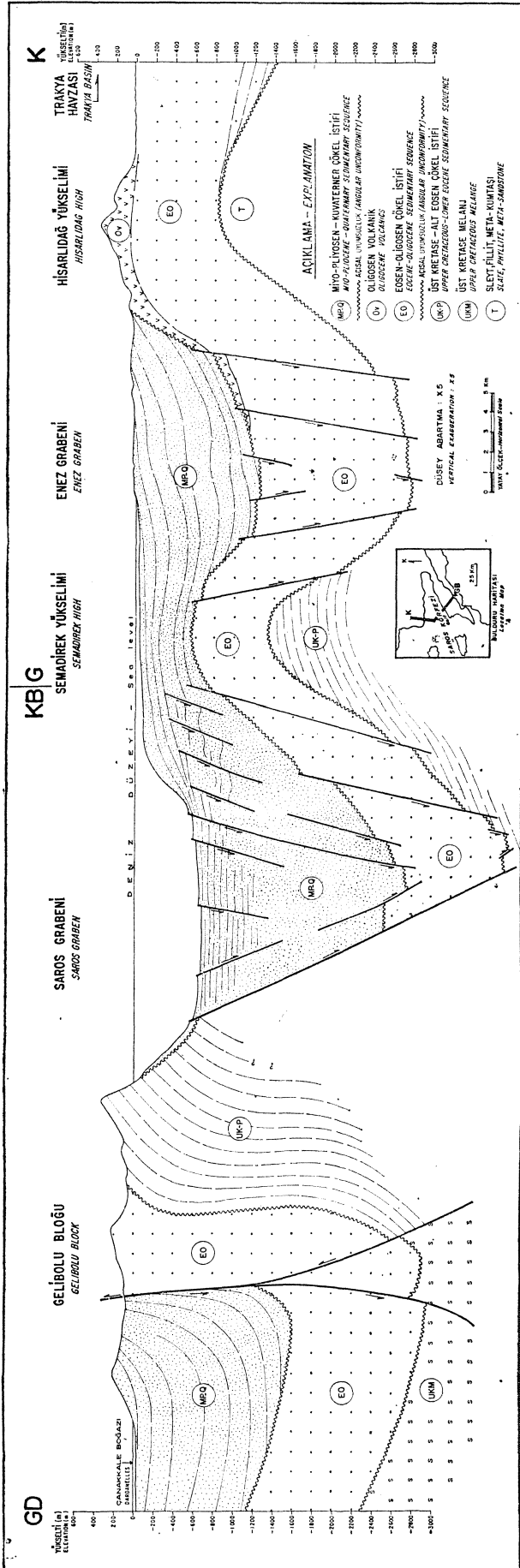
Figure 11. Seismic profile 6 which is shown in Figure 2. UK-P, Upper Cretaceous-Lower Eocene sequence; EO, Middle Eocene-Oligocene sequence; MP-Q, Mio-Pliocene-Quaternary sequence.

lımlı olmayıp, daha genç istiflerin temelini oluşturan Üst Kretase yitim karmaşığı prizmasının bir dilimi halindedir. Orta Eosen-Oligosen istifi yörede bitevil ve korele edilebilir çökme özellikleri gösterir. Miyo-Pliyosen istifi ise litolojik yanal yeknesaklık göstermemekle beraber çökme fasiyesleri ile korele edilebilmektedir. Buna göre Orta Eosen'de denizin transgresyonu ile Trakya havzası genişlemiş ve derinleşmeye başlamış, Oligosen'den sonra ise regresyonla bazı alanlar su üzerine yükselmiştir. Yükselen alanlar üzerine Miyosen çökelleri transgresif aşma yaparken, su üzerine çıkmamış alanlarda ise Oligosen üzerine uyumlu gelmiştir.

Trakya havzası Orta Eosen ve sonrasında kuzeyde Istranca masifi üzerinde, güneyde ise Üst Kretase yaşlı yi-

tim karmaşığı üzerinde gelişmiş, kurulu yayönü havza tipindedir (Saner, 1982). Oligosen sonlarında kompresyonel kuvvetlerin egemen olmasıyla havza güneyindeki Hisarlıdağ, Semadirek, Gelibolu, ve Korudağ antiklinalleri oluşmuştur. Miyosen'den itibaren Saros bölgesinde tansiyonel kuvvetlerin egemen olmasıyla kıvrım kanatlarındaki boşalım faylanmaları (release faults) senklinallerin graben haline gelmesini sağlamıştır.

Sağ yanal atımlı Kuzey Anadolu Fayının batı uzanımını oluşturan Ganos fay zonunda da benzer atım beklenmesine rağmen gözlenmesi mümkün olamamıştır. Le Pichon Kuzey Ege Grabeninin açılmasını iki yandaki levhacıkların rotasyonel hareketiyle açıklamıştır (Le Pichon ve diğerleri, 1973; Bingöl, 1976 dan). Belirtilen dönme eksenini



ve yönüne göre Ganos fayında göreceli rölatif olarak sol yanal atım beklenirdi ki Kuzey Anadolu Fayı ile tutarsızlıklar ortaya çıkardı. İnceleme alanında doğrultu atım komponenti gözlenememiş olup yukarıda anlatıldığı şekilde kıvrım kanatlarındaki normal faylanmalar belirgindir. Günümüzde aktivitesini sürdüren Ganos fay zonunda, Mürefte kuzeyinde kuzeybatı blok yükselmiş, Saros Körfezi'nde ise çatallanan iki kol arasındaki blok çökmüş kenarlar yükselmiş haldedir.

KATKI BELİRTME

Bu çalışma TPAO Arama Grup Başkanlığının Trakya hidrokarbon arama programı çerçevesinde yapılmıştır. Yazar, her türlü teşvik ve olanakları sağlayan Sayın Okan Özdemir, yazının basılmasına izin veren TPAO Genel Müdürlüğü Arama Grubu Başkanı Sayın Ozan Sungurlu'ya teşekkürü borç bilir.

DEĞİNİLEN BELGELER

Ashland Oil of Turkey, 1972, Marine geophysical survey

of offshore Turkey, Gulf of Saros, Ashland Oil of Turkey, by Ray Geophysical Division: Petrol İşleri Genel Md, Rapor no 2, 18 s.

Brineman, H.J., 1974, Relinquishment report: Gulf of Saros Area, Turkey, Ashland Oil of Turkey. Petrol İşleri Genel Md. Rapor no. 3, 22 s.

Bingöl, E., 1976, Batı Anadolunun jeotektonik evrimi: MTA Mecm, 86, 21 s.

Erol, V., 1978, Enez civarı gravite ve manyetik değerlendirmesi ve sismik yorum ile karşılaştırması: TPAO Rapor no. 1274, 8 s.

Kellog, E.H., 1972, Geology and Petroleum prospects: Gulf of Saros and Vicinity Southwestern Thrace, Ashland Oil of Turkey: TPAO Rapor no. 902, 121 s.

Le Pichon, X., Francheteau, J., Bonnin, J., 1973, Plate Tectonics: Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam-London-New York, 300 s.

Önem, Y., 1974, Gelibolu yarımadası ve Çanakkale dolayının jeolojisi: TPAO Rapor no. 877, 30 s.

Saner, S., 1982, Batı Pontidlerin ve komşu havzaların oluşumlarının levha tektoniği kuramıyla açıklanması. M.T.A. Enst. Dergisi, 93/94, 19 s.

Sfondrini, G., 1961, Surface geological report on AR/TGO/1/537, 538 Eceabat and Çanakkale areas, Turkish Gulf Oil Comp.: TPAO Rapor no. 1429, 9 s.

N.V. Turkse Shell'in 1969, I No. lu Marmara petrol bölgesinde AR/NTS/837, 838, 839 hak sıra no. lu arama sahalarına ait terk raporu: TPAO Rapor no. 1408, 5 s.

Yazının Geliş Tarihi .21.9.1984
Yayma Verildiği Tarih : 3.1.1985

Şekil 12. Saros Körfezi dolayının yorumlanmış jeolojisi enine kesiti.

Figure 12. Interpreted geological profile of Saros Bay area

Loftusia anatolica MERİÇ'in Neo-Tetis içinde yayılımı

Distribution of *Loftusia anatolica* MERİÇ in Neo-Tethys

ENGİN MERİÇ, İT.Ü. Maden Fakültesi Jeoloji Bölümü. İstanbul.

ÖZ : Maastrichtiyenin tipik organizmalarından biri olan *Loftusia anatolica* MERİÇ'in Ortadoğu ve kuzeydoğu Akdeniz yöresindeki yayılımı ve bu yayılımda rol oynayabilecek başlıca etkenler tartışılmaktadır.

ABSTRACT : The distribution of *Loftusia anatolica* MERİÇ which is one of the typical organism of Maastrichtian in the Middle-East and Northeastern Mediterranean regions and principle agents which may play an important role on this distribution are discussed.

Within the central part of the Neo-Tethyan domain two subzones can be discerned, viz the Middle-East and the Northeast Mediterranean on the basis of species differentiation of *Loftusia*'s, *Loftusia anatolica* MERİÇ has been discovered in both these subzones. Different *Loftusia* species and degree of diversity suggest that SE Turkey was near the equator (0-15°N) during the Maastrichtian, whereas northern, western and central Turkey was farther north (15-30°N). These results are in good agreement with recent palaeotectonic/palaeogeographic reconstructions of the Mediterranean/Middle-East regions.

GİRİŞ

Bilindiği gibi Maestrihtiyen, Kambriyenden sonra denizel alanların yeryuvarı üzerinde en yaygın ve paleontoloji ile ilgilenen yerbilimcilerce tartışmasız kabul edildiği gibi, denizel omurgasız canlı yaşamının en zengin olduğu bir zaman dilimidir. Diğer taraftan, iklimsel koşulların canlı yaşamını doğrudan etkilediği de günümüzde kabul edilen bir gerçektir. Örneğin: Üst Kratase sırasında iklimsel koşullara bağlı olarak Orta Avrupa çevresinde Neo-Tetis kuzey kolunda deniz suyunun sıcaklığının 15-23°C ye yükselmesi, daha güney enlemlerde yaşayan cins ve türlerin kuzeye doğru yayılmalarına neden olmuştur Brinkmann, 1966; Kummel, 1970, Mintz, 1972; Barron ve diğ., 1981).

Türkiye'de de Maestrihtiyen yüzlekleri geniş bir yayılım göstermekte ve bunlar içinde bulunan sığ denizel fasiyeslerde iri foraminiferler, mercanlar, ekinidler, pelesi-

podlar ve gastropodların oluşturduğu zengin bir fauna gözlenmektedir.

Bu araştırmanın temel amacı, Maestrihtiyen yaşlı sığ denizel çökellerde rastlanan *Loftusiidae*, *Lepidorbitoididae* ve *Orbitoididae*'lerin yayılım ve dağılımlarında görülen değişimlerin nedenlerinin ortaya konmasıdır.

COĞRAFİ DAĞILIM

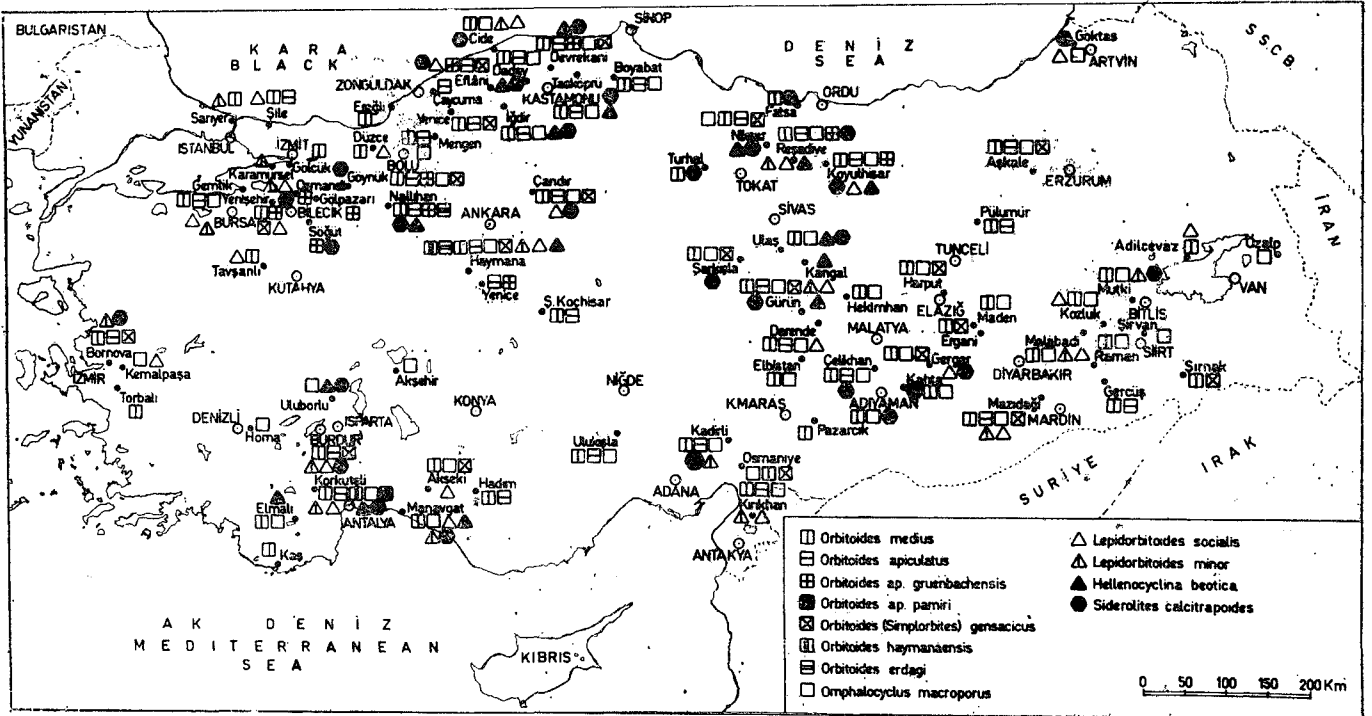
Maestrihtiyeni simgeleyen *Orbitoides medius* (d'ARCIAC), *O. apiculatus* SCHLUMBERGER, *O. apiculatus gruenbachensis* PAPP, *O. (Simplorbites) gensacicus* (LEYMERIE), *Omphalocyclus macroporus* (LAMARCK), *Lepidorbitoides socialis* (LEYMERIE), *L. minor* (SCHLUMBERGER), *Hellenocyclina beotica* REICHEL ve *Siderolites calcitrapoides* LAMARCK gibi iri foraminiferler Türkiye ve Akdeniz çevresinde sığ deniz fasiyesinde gelişmiş istiflerde bol miktarda bulunurlar.

Türkiyede; Van (Özalp), Siirt (Şırnak-Kozlu-Malabadi-Raman-Şirvan), Bitlis (Mutki-Adilcevaz), Mardin (Germav-Mazıdağı-Gercüş), Diyarbakır (Ergan), Elazığ (Harput-Maden), Adıyaman (Merkez-Kahta-Gerger-Çelikhan), Malatya (Darende-Hekimhan), Maraş (Pazarcık-Elbistan), Hatay (Kırıkhan), Adana (Osmaniye-Kadirli), Niğde (Ulukışla), Konya (Hadim-Akşehir), Antalya (Elmalı-Korkuteli-Kaş-Manavgat-Akseki), Burdur (Merkez), Isparta (Uluborlu), Denizli (Homa), Kütahya (Tavşanlı), İzmir (Bomova-Torbali Kemalpaşa), Erzurum (Aşkale), Artvin (Göktaş), Tunceli (Pülümür), Ordu (Fatsa), Sivas (Gürün-Ulaş-Koyulhisar-Kangal-Şarkışla), Tokat (Reşadiye-Niksar), Sinop (Boyabat), Kastamonu (Taşköprü-Devrekani-Daday-Cide-İğdir), Zonguldak (Ereğli-Çaycuma-Yenice-Eflani), Bolu (Göynük-Mengen-Düzce), Ankara (Haymana-Nallıhan-Yenice-Çandır-Şereflikoçhisar), Bilecik (Osmaneli-Söğüt-Gölpazarı), Bursa (Gemlik-Yenişehir), İzmit (Gölcük-Karamürsel) ve İstanbul (Şile-Sarıyer) *Orbitoides medius* (d'ARCHIAC), *O. apiculatus* SCHLUMBERGER, *O. apiculatus gruenbachensis* PAPP, *O. apiculatus pamiri* MERİÇ, *O. (Simplorites) gensacicus* (LEYMERIE), *O. haymanaensis* MERİÇ, *O. erdagi* MERİÇ, *Omphalocyclus macroporus* (LAMARCK), *Lepidorbitoides socialis* (LEYMERIE), *L. minor* (SCHLUMBERGER), *Hellenocyclina beotica* REICHEL ve *Siderolites calcitrapoides* LAMARCK gözlenmiştir (Şekil 1) (Akartuna, 1962 a ve b. 1968; Akkuş, 1970; Altınlı, 1963 a ve b; Atan, 1969; Baykal, 1942, 1954 ve 1964; Blumenthal, 1956; Buser ve Cvetic, 1973; Demirkol, 1979; Demirtaşlı ve Pison, 1965; Dizer ve Meriç, 1972 ve 1983; Erk, 1942; Eroskay, 1965; Kalafatçoğlu, 1962; Kala-

fatçoğlu ve Uysallı, 1964, Kendiroğlu, 1971; Ketin, 1947, 1950, 1955, 1962; Koçyiğit, 1980; Kurtman, 1973 ve 1978; Martin, 1969; Meriç, 1965 a. 1967, 1973, 1974 a, 1978 ve 1980; Önalın, 1979; Öztürk, 1981, Pisoni, 1967; Seymen, 1975; Sirel, 1973; Sirel ve Gündüz, 1978; Stchepinsky, 1946; Tansel, 1980; Terlemez ve Yılmaz, 1980; Tokay, 1955; Tromp, 1941; Üşenmez, 1974; Yılmaz, 1980; Yüksel, 1970). Böylelikle, söz konusu foraminiferlerin Anadolu'da coğrafik olarak geniş bir yayılıma sahip olduğu anlaşılmaktadır. Denizlerin sığ kesimlerinde yaşamlarını sürdüren bu organizmaların o dönemdeki tüm sığ denizlerde aynı koşullarda yaşadıkları düşünülemez. Günümüzde de açıkça görüldüğü gibi, bölgesel olarak bunlar içinde ekolojik farklılıkların bulunması doğaldır.

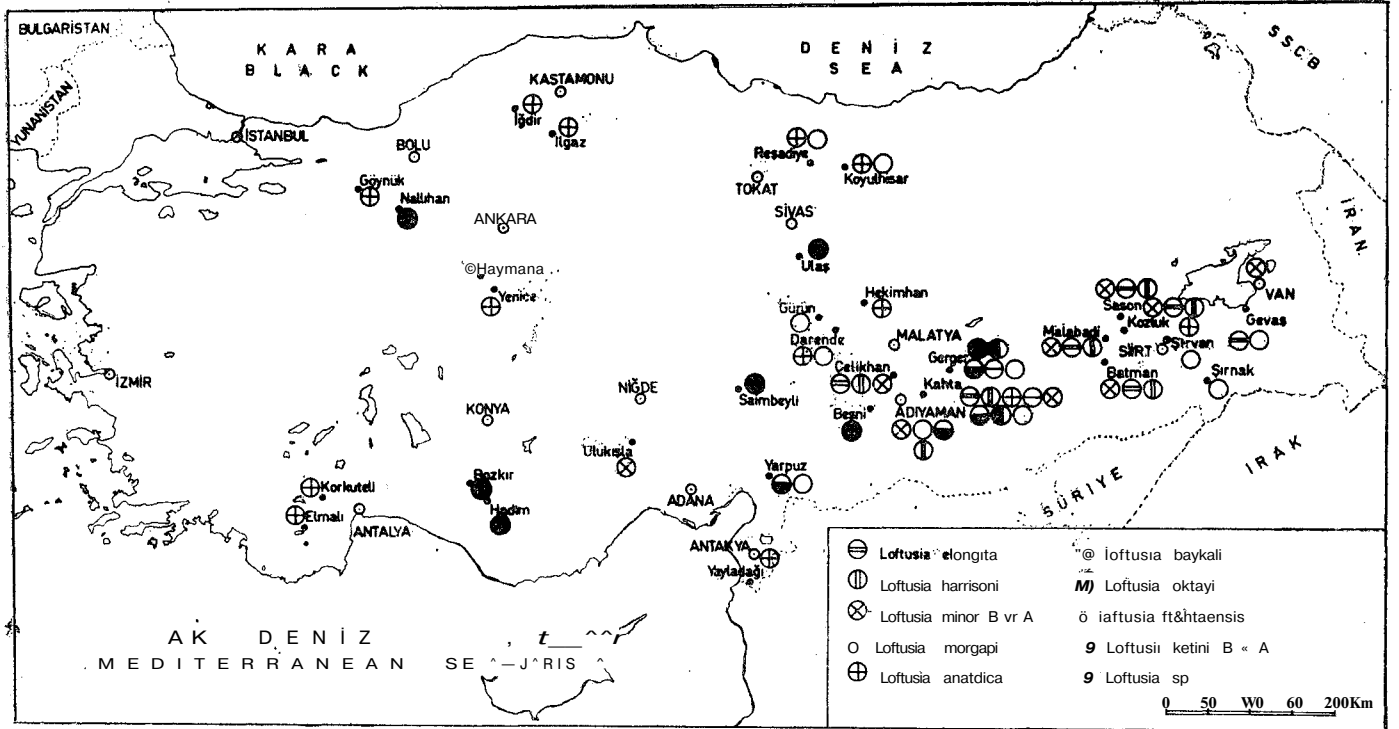
Orbitoididae ve Lepidorbitoididae'lerin dışında yine Maestrihtiyende sığ denizel koşullarda yaşamını sürdüren farklı *Loftusia* türleri olarak *L. elongata* COX, *L. harrisoni* COX, *L. minor* B ve A COX, *L. persica* BRADY, *L. coxi* HENSON, *L. morgani* DOUVILLE, *L. anatolica* MERİÇ, *L. baykaly* MERİÇ, *L. oktayi* MERİÇ, *L. kahtaensis* MERİÇ, *L. ketini* B ve A MERİÇ, *L. occidentalis* MILOVANOVICH'den söz dlebilir-

Türkiyede; Van (Kürzot-Gevaş), Siirt (Batman-Sason-Kozluk-Malabadi-Şırnak-Şirvan), Adıyaman (Merkez-Kahta-Gerger-Besni-Çelikhan), Sivas (Gürün-Koyulhisar-Ulaş), Tokat (Reşadiye), Antakya (Yayladağı), Adana (Saimbeyli-Yarpuz), Niğde (Ulukışla), Konya (Bozkır-Hadim), Ankara (Haymana-Yenice-Nallıhan), Kastamonu (Ilgaz-İğdir), Bolu (Göynük), Antalya (Elmalı-Korkuteli) çevresin-



Şekil 1. Orbitoidae, Lepidorbitoididae ve Calcarinidae familyalarına ait türlerin Türkiye'deki coğrafi dağılımı.

Figure 1. Geographical distribution of various species of Orbitoididae, Lepidorbitoididae and Calcarinidae families in Turkey.



Şekil 2. Loftusiidae familyasına ait türlerin Türkiye'deki coğrafi dağılımı.

Figure 2- Geographical distribution of various species of Loftusiidae family in Turkey.

de *Loftusia elongata* COX, *L. harrisoni* COX, *L. minor* B ve A COX, *L. morgani* DOUVILIE, *L. anatolica* MERİÇ, *L. baykali* MERİÇ, *L. oktayi* MERİÇ, *L. kahtaensis* MERİÇ, *L. ketini* B ve A MERİÇ ile *Loftusia* sp. saptanmıştır (Şekil 2) (Altınlı, 1954; Blumenthal, 1956; Lokman, 1946; Meriç, 1965 a ve b; 1967, 1974 b. 1975, 1979 ve 1980; Meriç ve Moşap. 1977; Önalın-1979; Seymen, 1975; Tansel, 1980; Ternek, 1953, Toker, 1976; Tolun, 1963; Tolun ve Ternek. 1952).

Türkiyede gözlenen bu dokuz türün coğrafik olarak dağılımı incelendiğinde bazı önemli değişiklikler görülür. İran, Irak, Suriye vb. Ortadoğu ülkelerine benzer olarak (Cox, 1938; Henson, 1948) doğu ve güneydoğu Anadolu-da *L. elongata*, *L. harrisoni*, *L. minor* B ve A *L. morgani* geniş bir yayılıma sahiptir. Tarafımızdan bulunan *L. baykali*, *L. oktayi* ve *L. kahtaensis*'de benzer şekilde yine güneydoğu Anadolu'da ancak belirli alanlarda saptanmıştır. *L. ketini* B ve A ise Orta Anadolu'ya özgü bir türdür. Değınilen bu sekiz türün dışında kalan *L. anatolica* (Şekil 2) de görüldüğü gibi hem kuzey de hemde güney Anadolu'da yayılım göstermektedir. Kuzeyde Sivas-Tokat-Kastamonu-Bolu; güneyde Siirt-Adıyaman-Malatya-Antakya-Antalya ve Orta Anadolu'da ise, Ankara dolaylarında bulunan bu tür batıya doğru yayılım gösteren tek *Loftusia* türü olmaktadır ve Türkiye dışında Yugoslavya ile İtalyada da saptanmıştır (Milovanovich. 1935; Molinari ve diğ., 1984).

Yine, bu konu ile ilgili bir kanıt olarak *L. anatolica* ile birlikte rastlanılan *Hellenocyclus beotica* REICHEL ve *Orbitoides apiculatus gruenbachensis* PAPP gösterileribilir (Şekil 3).

Orbitoides spiculatus gruenbachensis ilk kez güney Avusturyada (Gruenbach) bulunmuştur (PAPP, 1955). Bu tür izlendiği tüm yerlerde aynı litofasiyede (kumlu kireçtaşı) gözlenir ve Türkiye'de batıdan doğuya doğru Bursa (Yenişehir), Bilecik (Söğüt-Osmaneli-Gölpazarı), Bolu (Göynük). Ankara (Nallıhan-Yenice), Zonguldak (Eflani), Kastamonu (Devrekani), Tokat (Reşadiye) ve Sivas (Koyulhisar) dolaylarında bulunur. Coğrafik açıdan. *Orbitoides apiculatus gruenbachensis*'e belirli bölgelerde rastlanılması, bu türün özel koşullar altında yaşamını sürdürdüğü, güneydeki sığ denizel kesimlerde söz konusu özelliklerin bulunmaması nedeniyle yaşama olanağı bulamadığı ileri sürülebilir.

Kuzey Türkiye'de Kastamonu (Daday-İğdir-Devrekani-Taşköprü), Ankara (Nallıhan-Haymana), Tokat (Reşadiye-Niksar), Sivas Ulaş-Koyulhisar-Gürün-Kangal); güneyde Antalya (Elmalı-Korkuteli-Manavgat) ve Isparta (Uluborlu) çevresinden rastlanılan *Hellenocyclus beotica* türü'de *Orbitoides apiculatus gruenbachensis* gibi sınırlı bir yayılıma sahiptir.

Orbitoides apiculatus gruenbachensis ve *Hellenocyclus beotica* ile birlikte gözlenen *Loftusia anatolica* ise onların yayılım alanları dışında Antakya (Yayladağı), Malatya (Hekimhan-Darendе), Adıyaman (Kahta) ve Siirt'de (Kozluk) diğer *Loftusia* türleri ve Maestrihtiyenin tipik iri bentik foraminiferleri ile birlikte gözlenmektedir.

SONUÇ VE TARTIŞMA

Doğu ve batı Anadolu'da bulunan Maestrihtiyen yaşlı farklı bentik organizma toplulukları bu bölgelerde farklı yaşam koşullarının varlığını açıkça ortaya koymaktadır.

Orbitoides medius, O. apiculatus, O. (Simplorbites) genciacus, Omphalecyclus macroporus, Lepidorbitoides socialis, L. minor ve Eiderolites calcitrapoides yeryuvarı üzerindeki Maestrihtiyen yüzleklerinin büyük bir bölümünde izlenirler. Bu nedenle hertürlü ortamsal koşullara uyum sağlayabilen cins ve türler olarak yorumlanabilirler.

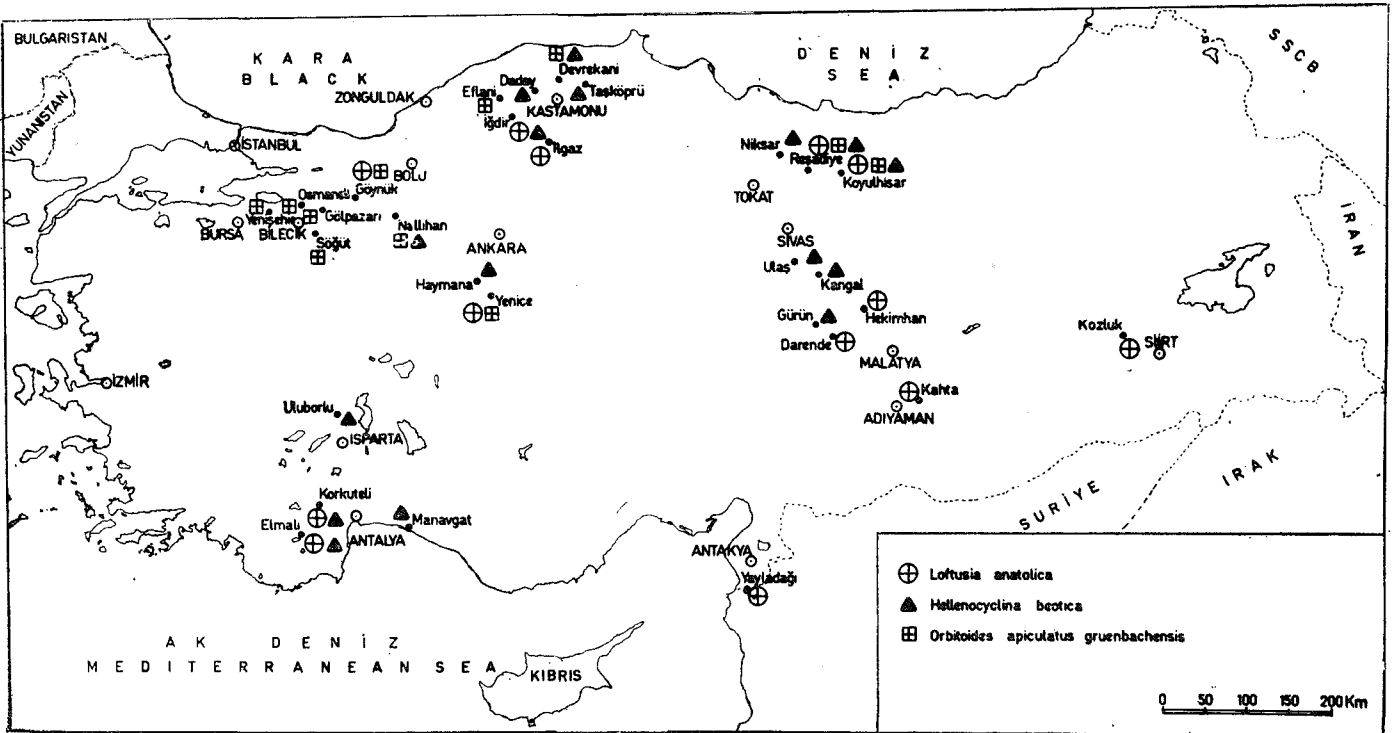
Farklı **Orbitoides** türleri Orta Amerika, Akdeniz çevresi, Ortadoğu, Hindistan ve kuzey Madagaskar'da oldukça geniş bir yayılıma sahiptirler. Bunlardan yalnız **O. (Simplorbites) genciacus** ve **Glypeorbis mamillata** ile **Lepidorbitoides**'ler doğu yarı küresine sınırlı kalmışlardır. **Pseudorbitoides, Vaughanina, Sulcorbitoides, Asterorbis** cinsleri ise Orta Amerika bölgesi gibi batı yarı küresine özgü tiplerdir. Yine, Orbitoidal foraminiferler ile birlikte gözlenen **Siderolites** cinsi, Avrupa, Ortadoğu ve Hindistan yarımadasında yayılım gösterir, batı yarı küresinde ise izlenmez. Orbitoidal foraminiferler özellikle genç Kretase'nin sığ denizlerinde yaşamışlardır. Bunların, ekolojik olarak, ılıman, subtropikal ve tropikal bölgelerde mercan resiflerinin, rudist topluluklarının ve Alglerin bulunduğu ılık ve sığ suları tercih ettikleri kabul edilmektedir (Dilley, 1971). Orbitoidal foraminiferler Kretase başında egemen bir cins olarak gözlenen **Orbitolinalar**a göre daha sınırlı, Alveolinidae familyasına göre de benzer bir yayılım göstermektedir.

Bu foraminiferlerin Akdeniz çevresi ve Ortadoğudaki yayılım özellikleri ayrıntılı olarak incelendiğinde yukarıdakilere benzer bir durum gösterir.

Orbitoides apiculatus gruenbachensis'in kuzey ve orta Anadolu ile Batı Karpatlarda yaygın olması (Salaj ve

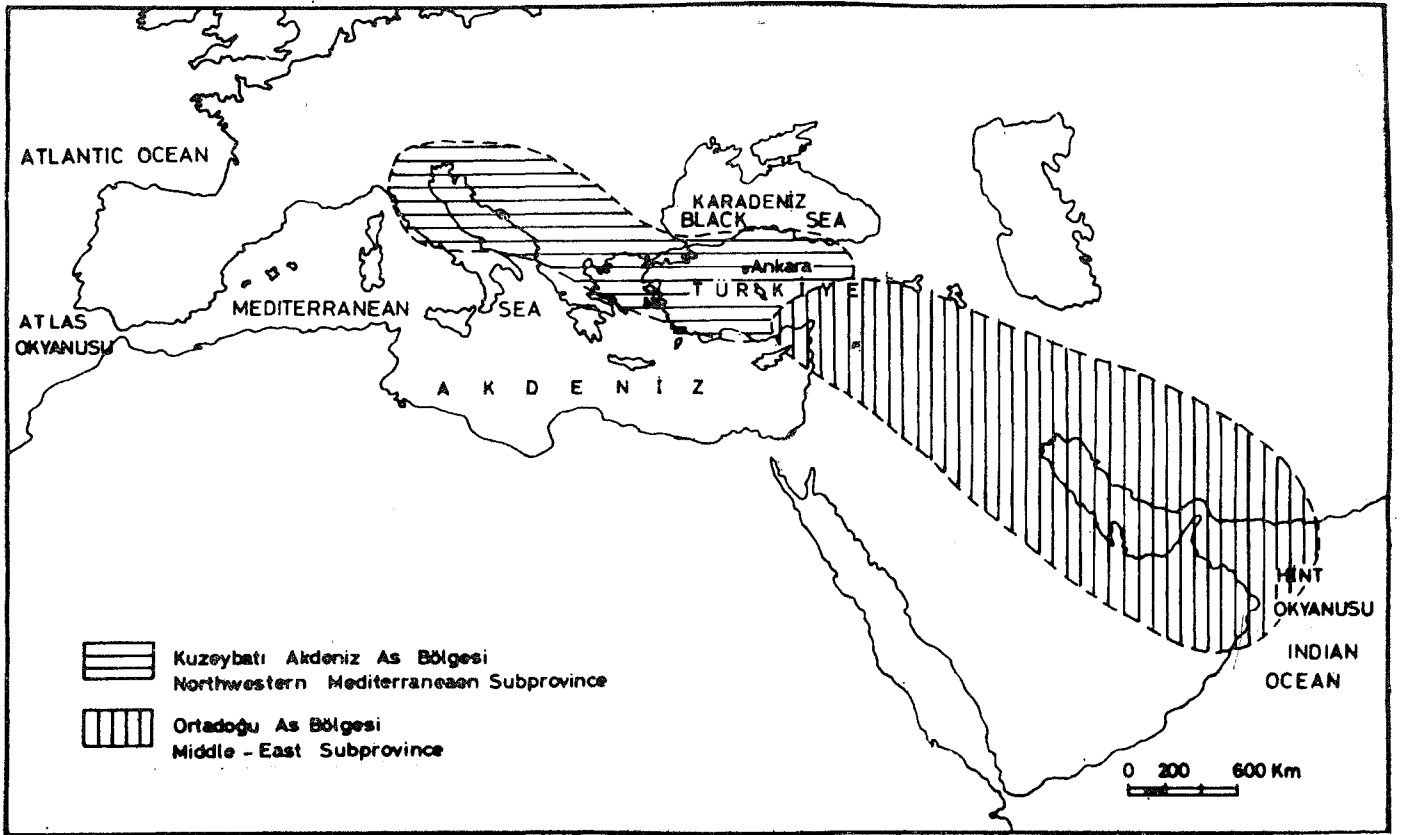
Samuel, 1966), doğu ve güneydoğu Anadolu, Ortadoğu ve güney Avrupada bulunmaması bu alt türün belirli koşulları tercih ettiğini ortaya koymaktadır. Yine, **Türkiyede** sınırlı alanlarda gözlenen ve ilk olarak orta Yunanistanda bulunan **Hellenocyclina beotica**'da (Reichel, 1949) yaklaşık benzer bir yayılım sunmakta ve özellikle **Türkiyede O. apiculatus gruenbachensis** ile birlikte rastlanılmaktadır (Şekil 3).

Loftusia cinsinin **L. elongata, L. harrisoni, L. minor B ve A. L. baykali, L. oktayi, L. kahtaensis, L. morgani** türleri ise yalnız Ortadoğu ülkeleri ile doğu Türkiye'de bulunurlar. Batı Anadolu ve Avrupa'da bu güne kadar rastlanılmamışlardır- Bu nedenle söz konusu **Loftusia** türlerinin daha güney enlemlerde ve daha sıcak sığ deniz bölgelerde yaşayabildikleri düşünülmelidir. **Loftusia** cinsinin tek ve yaygın türü olarak **L. anatolica** ise, diğerlerine göre yersel ortam farklılıklarına kendisini daha kolaylıkla uydurmuş, ve böylelikle Neo-Tetis içinde yaşamını sürdürerek doğudan batıya doğru yayılmıştır. Fakat, bölgelere göre bu türde bazı değişiklikler gözlenmektedir. Örneğin; güneydoğu ve orta Anadoludaki örnekler fazla sarımlı ve iri kavkılıdır. Kuzeybatı Anadolu ile İtalya örnekleri ise küçük kavkılı ve az sarımlıdır. Yugoslavya örneklerinin'de hemen hemen aynı özellikleri taşıdığı eldeki yayınlara dayanılarak ileri sürülebilir (Milovanovich, 1935). Küçük kavkılı ve az sarımlı olan örneklerin normal yaşam süresinin, diğer bölgelerde yaşayanlara göre daha kısa olduğu ve bu nedenle kavkının gelişmediği düşünülebilir. Bu konuda iklimsel koşullardaki değişikliklerin, özellikle ısı azalmasının etkin bir rol oynadığı muhakkaktır. Bu nedenle



Şekil 3. Loftusia anatolica, Orbitoides apiculatus gruenbachensis ve Hellenocyclina beotica'nın Türkiye'deki coğrafi dağılımı.

Figure 3. Geographical distribution of Loftusia anatolica, Orbitoides apiculatus gruenbachensis and Hellenocyclina beotica in Turkey.



Şekil 4. Üst Kretase (Maestrihtiyen) deki başlıca Loftusia as bölgeleri.

Figure 4. Principal subprovinces of Loftusia in Upper Cretaceous (Maestrichtian).

Neo-Tetis'in kuzey ve güney kollarında Kretase sonunda aynı iklim koşullarının egemen olmadığı, güney kolunda tropikal, kuzey kolunda ise subtropikal koşulların hüküm sürmüş olduğu varsayılabilir. Yine, ısı dışında dip ve beslenme koşulları ile tuzluluk değişimlerinin de organizmaların yaşam ve yayılmada etken nedenler oldukları bir gerçektir. Bu görüşün ışığında, kuzeye çıkıldıkça ısının azalmasına paralel olarak tuzluluk değerinin de düşmesi muhakkaktır.

Gordon (1973) tarafından Maestrihtiyen'deki denizlerde egemen akıntı yönünün doğudan batıya olduğu ileri sürülmüştür. Günümüz denizlerinde organizmaların akıntılarla yayılmalarına benzer olarak Maestrihtiyen'de de Loftusia larvalarının akıntılar ile doğudan batıya doğru yapıldığı fakat, bunlardan yalnız *L. anatica*'nın o bölgedeki yaşam koşullarına uyum sağladığı ve çoğaldığı, diğerlerinin ise yok oldukları düşünülebilir.

Sonuç olarak:

1 — Loftusia cinsinin asıl yaşam bölgesinin Ortadoğu ve kuzeydoğu Akdeniz bölgesi olduğu anlaşılmaktadır. Ayrıntıda, tür farklılığına göre bu bölge biri Ortadoğu, diğeri ise kuzeydoğu Akdeniz olarak iki as bölgeye ayrılabilir (Şekil 4).

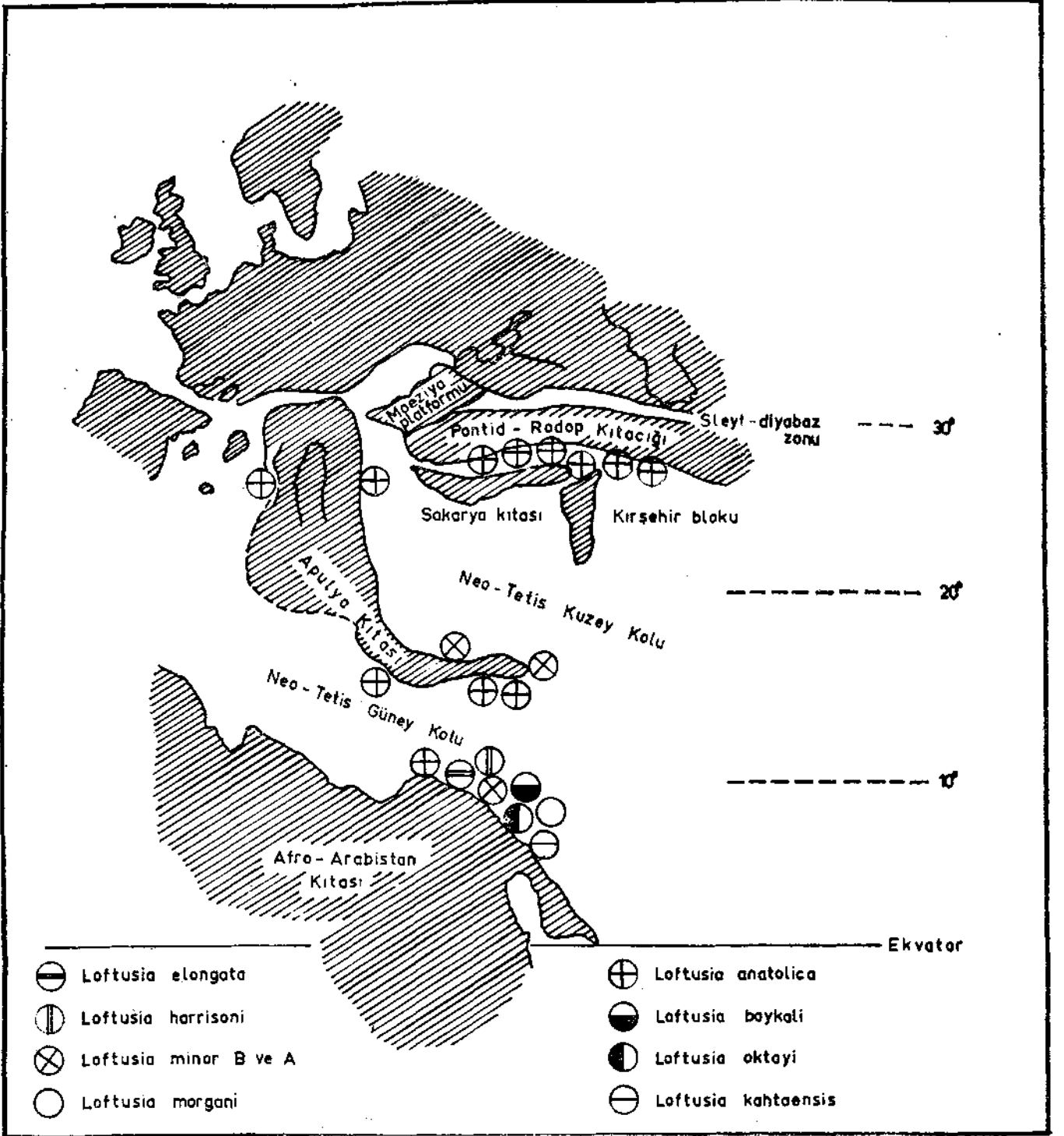
L. persica, *L. elongata*, *L. harrisoni*, *L. minor* B ve *A. L. morgani*, *L. baykali*, *L. oktayi*, *L. kahtaensis* ve *L. coxi* ile karakterize edilen Ortadoğu as bölgesi içinde güneydo-

ğu ve doğu Türkiye, Suriye, Irak, İran, Katar, Suudi Arabistan ve Umman yer alır. *L. anatica*, *L. occidentalis* ile *L. ketini* B ve A'nın bulunduğu ikinci as bölge içinde ise batı ve orta Anadolu ile Yugoslavya ve İtalya bulunmaktadır. Bu iki as bölgenin sınırı Türkiye içinde kalmakta ve *L. anatica* her iki bölgede de yayılım göstermektedir.

2 — Maestrihtiyen'de akıntı sisteminin doğudan batıya olduğu göz önünde tutularak, Neo-Tetis içinde *Loftusia*'nın doğudan batıya doğru yayıldığı anlaşılmaktadır.

3 — Anadolu'nun çeşitli coğrafik kesimlerinden yazar tarafından toplanmış örneklerle literatürden elde edilmiş olan bulgular Smith, Hurley ve Briden, 1981 ile Şengör, Yılmaz ve Sungurlu, 1984'ün harita ve verilerinden yararlanılarak Şengör (sözlü görüşme, 1984) tarafından düzenlenen Maestrihtiyen paleocoğrafya haritasına uygulandığında (Şekil 5), gerek metin içinde ve gerekse bu bölümün 1 ve 2 nci maddelerinde varsayım olarak tartışılan bulguların ne derece tutarlı olduğu bir kez daha ortaya çıkmaktadır.

Şekil 5 deki durum incelendiğinde güneydoğu Anadolu bölgesinin Maestrihtiyen'deki ekvatorial bölgeye son derece yakın olduğu ve 0-10° enlemleri arasında yer aldığı görülür. Bu nedenle, bu bölgeden derlenmiş olan örnekler gerek tür ve gerekse boyut yönlerinden çok fazla açılım göstermişlerdir. Ayrıca, kuzey, orta ve batı Anadolu bölgelerinde izlenen *L. anatica*, *H. beotica* ve *O. apicula-*



Şekil 5. Maestrihtiyen paleocoğrafyası içinde başlıca Loftusia türlerinin yayılımı (Paleocoğrafya haritası A.M.C. Şengör tarafından düzenlenmiştir).

Figure 5. Distribution of the principal species of Loftusia within the palaeogeography of Maastrichtian age (The palaeogeographical map was compiled by A.M.C. ŞENGÖR).

tus gruenbachensis'in coğrafik olarak daha soğuk bölge koşullarına (Neo-Tetis'in kuzey kolu, 15-30° enlemleri arası) kendilerini uydurabilmiş cins ve türler oldukları'da böylece anlaşılmaktadır.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Akartuna, M., 1962 a. Çaycuma-Devrek-Yenice-Kozcağz bölgesinin jeolojisi: İst. Üniv. Fen Fak. Monografileri. IV.
- Akartuna, M., 1962 b. İzmir-Torbali-Seferihisar-Urla bölgesinin jeolojik etüdü. İst. Üniv. Fen Fak. Monografileri, 18.
- Akartuna, M., 1968, Armutlu yarımadasının jeolojisi. İst. Üniv. Fen Fak. Monografileri: 20.
- Akkuş, M., 1970, Darende-Balaban Havzasındaki (Malatya ESE Anadolu) litostratigrafik birimler ve jipsli formasyonların yaşı hakkında yeni bilgiler: M.T.A. Enst. Derg., 75, 1-14.
- Altınlı, İ. E., 1954, Siirt güneydoğusunun jeolojisi: İ.Ü.F.F. Mecm., seri B, 19 (D), 1-31.
- Altınlı, İ. E., 1963 a, 1/500000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritası, Erzurum Paftası.
- Altınlı, İ. E., 1963 b, 1/500000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritası, Cizre paftası.
- Atan, O. R., 1969, Eğribucak-Karacaören (Hassa)-Ceylanlı-Dazevleri (Kırıkhan) arasındaki Amanos dağlarının jeolojisi: M.T.A. Enst. yayını no: 139.
- Barron, E. J., Harrison C.G.A. Sloan I.I. J. L. ve Hay W. W., 1981, Paleogeography, 180 million years ago to the present. Eclogae geol. Helv., 74 (2), 443-470.
- Baykal, F., 1942, Şile mıntıkasının jeolojisi İ.Ü.F.F. Mecm. seri B, 7, 166-233, 1-7.
- Baykal, F., 1954, Eflani-Ulus arasındaki Kretase-Tersiyer arazisi ve ekzotik bloklar (kuzeybatı Anadolu): İ.Ü. F.F. Mecm., seri B, 19 (3), 191-201.
- Baykal, F., 1964, 1/500000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritası, Sivas paftası.
- Blumenthal, M. M., 1942, Sinop vilayeti, Boyabat Havzası petrol yataklarının jeolojik tespiti: M.T.A. Enst. yayını, seri A, no: 6.
- Blumenthal, M. M., 1956, Yüksek Bolcardğin kuzey kenar bölgelerinin ve batı uzantılarının jeolojisi: M.T.A. Enst. yayını, seri D, no: 7i
- Brinkmann, R 1966, Abriss der geologie: Zweiter Band, Historische Geologie. Ferdinand Enke verlag, Stuttgart
- Buser, S. ve Cvatic, S., 1973, Türkiye'deki Murgul bakır yatağı yöresinin jeolojisi M.T.A. Enst. Derg. 81, 22-45.
- Cox, P., 1937, The genus Leftusia in south western Iran. Eclogae geol. Helv., 30, 431-450, 33-37.
- Demirkol, C. 1979, Üzümlü-Tuzaklı (Bilecik) dolayının jeolojisi: Türkiye Jeol. Kur. Bült. 20 (1), 9-16.
- Demirtaşlı, E. ve Pisoni, C., 1965, Ahlat-Adilcevaz bölgesinin jeolojisi (Van gölü kuzeyi): M.T.A. Enst. Derg., 64, 22-36.
- Dilley, F. C., 1971, Cretaceous foraminiferal biogeography; in Middlemiss, F. A. Rowson, P. F., and Nevall, G. (ed.). Faunal provinces in space time. Geological Journal, Special Issue, 4, 169-190, Proceeding of the 17th International University Geological Congress. Seel House Press, Liverpool.
- Dizer, A. ve Meriç, E., 1972, Kuzeybatı Anadolu'da Kretase-Eosen sınırının mikroorganizmalar ile tespiti: T. BAK tarafından desteklenen 33 no'lu proje.
- Dizer, A. ve Meriç, E., 1983, Kuzeybatı Anadolu'da Üst Kretase-Paleosen biyostratigrafisi: M.T.A. Enst. Derg. 95-96, 149-163.
- Erk, S., 1942, Etude glogologique de la région entre Gemlik et Bursa (Turquie): M.T.A. Enst. yayını, seri B, no 9.
- Eroskay, S. O., 1965, Geology of Paşalar George Gölü Paşaları Area. İ.Ü.F.F. Mecm. seri D. 30 (3-4), 135-175, 1-9.
- Gordon, W. A., 1973, Marine life and ocean surface currents in the Cretaceous: Journal of Geology, 81. (3). 269-284.
- Henson, F. R. S., 1948, Larger imperforat foraminifera of south-western Asia. Families Lituolidae, Orbitolinidae and Meandropsinidae: Brit. Mus. Nat. History Mem., London.
- Kalafatçıoğlu, A. ve Uysallı, H., 1964, Beypazarı-Nallıhan-Seben civarının jeolojisi: M.T.A. Enst. Derg. 62, 1-11.
- Kalafatçıoğlu, A., 1962, Tavşanlı-Dağardı arasındaki bölgenin jeolojisi ve serpantin ile kalkerlerin yaşı hakkında not: M.T.A. Enst., Derg. 58. 38-46.
- Kendiroğlu, Z., 1971, Hekimhan-Hasançelebi-Deveci bölgesinin jeolojisi (Malatya): İ.Ü.F.F. Yüksek Jeoloji Diploma çalışması.
- Ketin, İ. 1947, Elazığ bölgesi jeolojisinin ana çizgileri: İ.Ü.F.F. Mecm. seri B. 12 (4). 255-267.
- Ketin, İ. 1950, Ergani-Eğil bölgesinde yapılan jeolojik araştırmaların tektonik neticesi. İ. Ü.F.F. Mecm., seri B. 15 (2). 134-152.
- Ketin, İ., 1955, Zonuldak doğusunda Ovacuma bölgesinin jeolojisi hakkında: İ.Ü.F.F. Mecm., seri B, 20 (3). 147-154.
- Ketin, İ. 1962 1/500000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritası, Sinop paftası.
- Koçyiğit, A., 1980, Hoyratı gölü yöresinin (Afyon-İsparta) stratigrafik ve tektonik özellikleri: Doçentlik tezi (yayımlanmamış).
- Kummel, B., 1970, History of the earth: W. H. Freeman and Company, San Fransisco.
- Kurtman, F., 1973, Sivas-Hafik-Zara ve İmranlı bölgesinin jeolojik ve tektonik yapısı: M.T.A. Enst., Derg., 80. 1-32
- Kurtman, F., 1978, Gürün bölgesinin jeolojisi ve tektonik özellikleri: M.T.A. Enst., Derg. 91. 1-12
- Lokman, K., 1946, Kürzot petrol madeni ve havalisi: M.T.A. Enst. Derg., 35. 95-101.
- Martin, C., 1969, Akseki bölgesindeki bir kısım Toroslara stratigrafik ve tektonik incelenmesi. M.T.A. Enst. Derg., 72, 158-175.
- Meriç, E. 1965 a- Kahta-Nemrut dağı arasındaki bölgenin jeolojik ve paleontolojik etüdü: İ.Ü.F.F. Mecm., seri B, 30 (1-2), 55-107, 1-20.
- Meriç, E. 1965 b. Sur deux nouvelles especes de Loftusia et un nouveau genre Asterosomalina: Rev. de Micropaléont., 8 (1), 45-52, 1-2.

- Meriç, E., 1967, Türkiye'yi bazı Loftusiidae ve Orbitoididae'ler hakkında: İ.Ü.F.F. Mecm., seri B, 32 (1-2), 1-58, 1-36.
- Meriç, E., 1973, Mutki (Bitlis) güneyindeki sınırlı bir Üst Maestrihtiyen mostrasının varlığı hakkında: İ.Ü.F.F.Mecm., seri B, 38 (1-4), 49-51, 1.
- Meriç, E., 1974 a, **Orbitoides apiculatus** SCHLUMBEAGER **pamiri** n. ssp. du Maestrichtien supérieur du Taurus Lycien (Turquie): Revista Espanola de Micropaleontologia, 6 (1), 135-144, 1-4.
- Meriç, E., 1974 b, **Loftusia** cinsinin Göynük (NW Türkiye) dolayında bulunuşu: İ.Ü.F.F. Mecm., seri B, 39 (3-4), 227-232.
- Meriç, E., 1975, Loftusiidae familyasının Türkiye'deki coğrafi dağılımı. TB.T.A.K.V. Bilim Kongresi, İzmir, 161-169.
- Meriç, E., 1978, **Dizerina**, a new genus from the Upper Maastrichtian of north eastern Turkey: Micropaleontology, 24 (1), 97-108, 1-4.
- Meriç, E., 1979, **Loftusia katini** (Foraminifere) nouvelle espèce du Maestrichtian: Revista Espanola de Micropaleontologia, 11 (3), 509-516, 1-2.
- Meriç, E., 1980, **Pseudomphalocyclus blumenthali**, a new genus and species from the Upper Maastrichtian of southern Turkey: Micropaleontology, 26 (1), 84-89, 1-2.
- Meriç, E., ve Mojab, F., 1977, World-wide geographical distribution of the species of the foraminiferal genus **Loftusia**: İ.Ü.F.F. Mecm, seri B, 42 (1-4), 143-155.
- Milovanovich, B., 1935, **Loftusia morgani**. DOUVILLE iz Mastrihijena Istoncne Serbije: Geoloski an B. P. XII, 2, str. 246-252, Beograd.
- Mintz L. W., 1972, Historical Geology. The sciences of a dynamic earth: Cahrls E. Merrill publishing Company, Ohio.
- Molinari, P. V., Tilia, Z. A. ve Meriç, E., 1984, Donne's biostratigraphiques sur la succession Senonienne des Monti Lepini. (Appenino Centre-meridonal) (Baskıda)
- Önalın, M., 1979, Elmalı-Kaş (Antalya) arasındaki bölgenin jeolojisi: İst. Üniv. Fen Fak. Monografileri, no. 29.
- Öztürk, A., 1981, Homa-Akdağ (Denizli) yöresinin stratigrafisi: Türkiye Jeol. Kur. Bült., 24 (1), 75-84.
- Papp, A., 1955, Orbitoides aus der Oberkreide der Ostalpen (Gosauschichten): Österr. Akad., math, naturw-ki., Sitzber. Vienna, 164 (6-7), 303-315, 1-3.
- Pisoni, O., 1967, Kaş (Antalya ili) bölgesinin jeolojik etüdü: M.T.A. Enst, Derg., 69, 42-49.
- Reichel, M., 1949, Sur un nouveau Orbitoidé du Crétacé supérieur hellénique: Eclogae geol. Helv., 42 (2), 480-485.
- Salaj, J. ve Amuel, O., 1966, Foraminifera der Westkarpaten-Kreide (Slowakei): Bratislava.
- Seymen, İ., 1975 Kelkit vadisi kesiminde Kuzey Anadolu-Fay Zonunun tektonik özelliği. 1-192, Tez (yayımlanmamış) .
- Sirel, E., 1973, Cide Maestrihtiyenindeki yeni **Cuvillierina** türünün tanımı: Türkiye Jeol. Kur. Bült., 16 (2), 69-76, 1-2.
- Sirel, E. ve Gündüz, H., 1978, Sivas Maestrihtiyenindeki **Sivasella** n. gen. (Foraminifer) cinsinin tanımı: Türkiye Jeol. Kur. Bült. 21 (1), 67-75, 1-3.
- Stchepinsky, V., 1946, Fossiles caractéristiques du Turquie: M.T.A. Enst., yayını.
- Şengör, A. M. C, Yılmaz, Y. ve Sungurlu, O., 1984 Tectonics of the Mediterranean Cimmerides: **Nature** and Evolution of the western termination of Palaeo-Tethys: in J. E. Dixon and A.H.F. Robertson eds. Geological Evolution of the Eastern Mediterranean, Geol. Soc. London, Spec. pub., 13, 117-158.
- Smith, A. G., Hurley, A. M. ve Briden, J. C, 1981, Phanerozoic paleocontinental world maps: Cambridge University press, 1-102,
- Tansel, İ., 1980, Nallıhan ve dolayının biyostratigrafi incelemesi. Yerbilimleri, 5-6, 31-47.
- Terlemeç, İ. ve Yılmaz, A., 1980, Ünye-Ordu-Koyulhisar-Reşadiye arasında kalan yörenin stratigrafisi: Türkiye Jeol. Kur. Bült., 23 (2), 179-191.
- Ternek, Z., 1953, Van gölü güneydoğu bölgesinin jeolojisi: Türkiye Jeol. Kur. Bült., 4 (2), 1-27.
- Tokay, M., 1955, Filyos çayı ağızı-Amasra-Bartın-Kozcağz-Çaycuma bölgesinin jeolojisi: M.T.A. Enst., **Derg.**, 46-47, 58-70.
- Toker, V., 1976, Stratigraphical studies of the area located between Nallıhan and Bozyaka villages along the Sorgun river: Communications de la Faculte des Sciences de l'Univ. d'Ankara, seri C, 19. 1-63, 1-5.
- Tolun, N., 1962, 1/500000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritası Mardin paftası,
- Tolun, N. ve Ternek, Z., 1952, Mardin bölgesinin jeolojisi: Türkiye Jeol. Kur. Bült., 3 (2), 1-14.
- Tromp, S. W., 1941, The stratigraphical distribution of the genera **Orbitoides** and **Omphalocyclus** in S-E Turkey: M.T.A. Enst, Derg., 3/24, 361-370.
- Üşenmez, Ş., 1974, Çandır (Kalecik) civarının jeolojisi M.T.A. Enst. Der., 83, 30-46.
- Yılmaz, O., 1980, Daday-Devrekani masifi kuzeydoğu kısmi biyostratigrafi birimleri ve tektoniği. Yerbilimleri, 5-6, 101-135.
- Yüksel, S., 1970, Etude géologique de la région d'Haymana (Turquie centrale). Tez (yayımlanmamış).

Yazının Geliş Tarihi :13.11.1984

Düzeltilmiş Yazının Geliş Tarihi :6.11.1984

Yayıma Verildiği Tarih :13.11.1984

Malatya güneydoğusundaki Maden magmatik kayaçlarının jeolojisi ve tektonik ortamına jeokimyasal bir yaklaşım

Geology of the Maden magmatic rocks, southeast Malatya, and a geochemical approach to their tectonic setting.

MUSTAFA ÖZÇELİK, Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Ankara.

ÖZ . Malatya güneydoğusundaki Poluşağı sahasında Maden Karmaşığına ait kayaçlar Pütürge Masifi üzerinde tektonik dokanakla yer alır. Orta Eosen yaşlı Maden Karmaşığı alttan üste doğru kireçtaşı, kalkşist, kırmızı-şist, aglomera ve volkanik kayaçlarla bunları kesen yarı derinlik kayaçlarından oluşur.

Kimyasal süreklilik gösteren volkanik kayaçlar, özellikle hareketlenmeyen iz element içeriklerine (Ti, Zr, Y, Nb, La, Ce) dayanılarak bazalt, andezit ve az miktarda dasit olarak sınıflandırılmıştır. Yarı-derinlik kayaçları gabro ve plajiogranittir. Poluşağı magmatik kayaçlarının hareketlenmeyen iz ve bir kısım ana elementler kimyası, bunların tipik bir toleyitik kayaç dizisi olduğunu ortaya koyar. Poluşağı toleyitik bazalt ve gabrolar hem okyanusal toleyitlerle hem de ada yayı toleyitleriyle yakın kimyasal benzerlikler gösterirler. Daha az farklılaşmış bazalt ve gabrolar okyanusal toleyitlerle ve daha fazla farklılaşmış bazalt ve gabrolarsa ada yayı toleyitleriyle yakın benzerlik sergilerler.

Jeokimyasal ve jeolojik olgular, Poluşağı kayaç dizisinin Orta Eosende, olasılıkla Pütürge Masifi kuzeyinde yer alan, Maden Marjinal Baseni'nin okyanusal kabuğu üzerinde gelişen ve henüz ilk aşamalarında olan erginleşmemiş ensimatik bir ada yayı volkanizmasının ürünü olduğunu ortaya koymaktadır.

ABSTRACT : Rocks of the Maden Complex in the Poluşağı area (southeast Malatya) lie over the Pütürge Massif with a tectonic contact. The Maden Complex of Middle Eocene age is locally composed from bottom to top of limestone, calc-schist, red-schist, agglomerate, volcanics and the intruding hypabyssal rocks.

The volcanic rocks which exhibit smooth chemical continuity are classified as basalt, andesite and **minor** dacite **based** mainly on immobile trace element concentrations (Ti, Zr, Y, Nb, La, Ce). The hypabyssal rocks are gabbro and plagiogranite. The immobile trace and some major element chemistry of the Poluşağı magmatic rocks clearly demonstrates that the rock suite is typically tholeiitic. The Poluşağı tholeiitic basalts and gabbros exhibit chemical characteristics of oceanic tholeiites as well as island arc tholeiites. The less differentiated basalts and gabbros are chemically more akin to oceanic tholeiites and the more evolved basalts and gabbros to island arc tholeiites.

Geochemical and geological considerations lead to the conclusion that the Poluşağı rock suite was **produced during** the initial stages of an ensimatic immature island arc volcanism developed on the oceanic crust of the Middle Eocene Maden Marginal Basin located probably to the north of the Pütürge Massif.

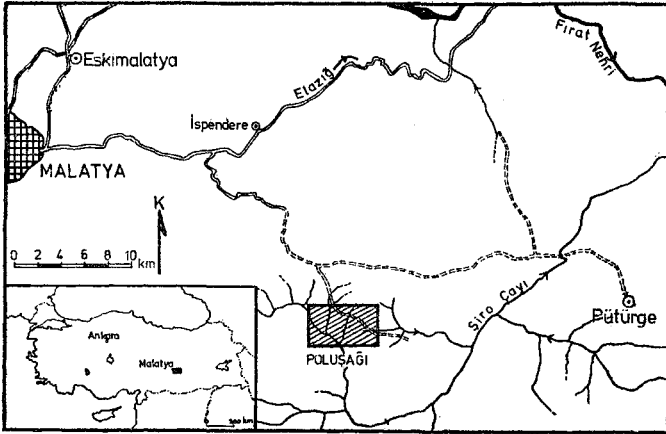
GİRİŞ

Son yıllarda Doğu Toroslar ve Güneydoğu Anadolu sürüklenim kuşağı yoğun ve ayrıntılı bir jeolojik araştırmaya konu olmuş ve bu konuda pek çok yazı yayımlanmıştır. Bu kuşak içerisinde Malatya güneydoğusundan başlayıp kuşak boyunca doğuya doğru uzanan, genelde Eosen yaşlı Maden karmaşığı hakkındaki ayrıntılı yerel/genel bilgiler ve konuyu içeren kaynaklar önceki çalışmacılar tarafından (örneğin: Perinçek, 1979; Perinçek ve Özkaya, 1981; Yazgan, 1981, 1983, 1984; Yazgan ve diğ., 1983) verilmiştir. Bu nedenle tekrar ayrıntılı olarak ele alınmayacaktır.

Maden karmaşığının en çok çalışılan ve en yaygın yüzlekler veren kesimleri Pütürge Masifi kuzeyi, Ergani-Ma-

den civarı ve daha doğuda Sason-Baykan yöresidir. Ergani-Maden - Elazığ-Hazar ve Malatya Pütürge civarındaki Maden karmaşığı kayaçları yaygın volkanik, volkanoklasik, volkanosedimanter ve yer yer de yan-derinlik kayaçları içerirler. Ancak Maden volkanizmasına ait magmatik kayaçların niteliği ve oluşuktan tektonik ortam konusunda genel olarak kabul edilen bir görüş henüz ortaya çıkmamıştır. Genel özellikleriyle aym magmatik ve tektonik ortam Paçaları olarak gözükür. Ergani-Maden, Elazığ ve bu çalışmada incelenen sahayı da kapsayan Malatya güneydoğusundaki Maden volkanikleri konusunda farklı görüşler mevcuttur.

Yazgan (1983, 1984), Maden volkanizmasının İran'a kadar uzanan bir ölçekte hem sub-alkalen hem de alka-



Şekil 1. Yerbulduru haritası
Figure 1. Location map

len olduğunu belirtir. Diğer yandan volkanizmanın, Malatya-Elazığ yöresindeki niteliğinin kalkalkalen (Michard ve diğ., 1982; Yazgan ve diğ., 1983) veya toleyitik eğilimli kalkalkalen (Yazgan, 1981; Yazgan, 1983, 1984) olduğu ve Ergani-Maden civarındaki niteliğinin ise toleyitik olduğu belirtilmektedir (Erdoğan, 1977, 1982).

Maden volkanizmasının olduğu tektonik ortam da çeşitli yörelerdeki detaylı çalışmalara rağmen bir bütün-lük sergilememektedir. En azından birbirinden farklı olarak kabul edilecek 5 tektonik ortam önerilmiştir:

1) Okyanus sırtı ortamı. İleri ve diğ. (1976) Ergani bakır yataklarını Kıbrıs tipi olarak saptarken, oluşum için okyanus sırtı açılma ortamını önermişlerdir.

2) Ensialik ada yayı volkanizması: Perinçek ve Özkaya (1981) Maden ve Yüksekova karmaşıklarının tamamen kıta kabuğu eklentisi üzerinde gelişmiş ada yayı malzemesi olabileceğini kabul ederken, Yazgan (1981) jeokimyasal bir yaklaşımla Maden magmatiklerinin kalın olmayan bir kıta kabuğu (Pütürge Masifi) üzerinde geliştiği sonucuna varır.

3) Yay ardı basen/marjinal basen ortamı: Bu görüş Şengör ve Yılmaz (1981) tarafından benimsenirken, Perinçek ve Özkaya (1981) tarafından bir seçenek olarak kabul edilir.

4) Marjinal basen/ada yayı karmaşık ortamı. Bu öneri ilk defa Erdoğan (1977, 1982) tarafından Ergani-Maden yöresindeki Maden «grubu» kayaçları için ileri sürülmüştür. Özçelik (1982) Malatya güneydoğusundaki ve Hempton (1984) Elazığ-Sivrice civarındaki Maden volkanikleri için aynı ortamı önerirler.

5) Kıta içi (intercontinental) basen ortamı: Perinçek (1979) Maden karmaşığının kıta içi yerel bir basende oluştuğunu belirtir. Michard ve diğ. (1982) ve Yazgan (1983, 1984) tarafından savunulan diğer bir görüşe göre Maden volkanizması post-orojenik olarak Pütürge ve Bitlis metamorfikleri ile Afrika-Arap kıtası arasında gelişen kıta içi bir dalım sonucu ortaya çıkmıştır.

Bu çalışmada Maden volkanizmasının Malatya güneydoğusunda yer alan bir kesimindeki (Şekil 1) magmatik ve ilgili kayaçlar incelenmiştir. Çalışmanın amacı sahadaki

Maden volkanik ve yarı-derinlik kayaçlarının jeolojik konumunu belirterek, kayaçların jeokimyasal sınıflandırılması, magma tipinin saptanması ve oluştukları tektonik ortamın yorumlanmasıdır. Bu şekilde Maden karmaşığının niteliğinin ve tektonik ortamının bölgesel boyutta yapılacak yorumlarına katkıda bulunulacağı ümit edilmektedir.

Yöntem

Bu incelemenin büyük bölümü bir doktora çalışmasının (Özçelik, 1982) parçasıdır. Tüm örnekler jeolojik harita çalışmaları sırasında sahadan alınmış, ince kesitleri yapılmış ve 129 örnek kimyasal olarak analiz edilmiştir. Ana ve iz element analizleri Philips PW 1400 tipi bir X-ışını spektrometresi ve tek bir rodyum tüpü aracılığı ile uluslararası standartlar kullanılarak aynı anda gerçekleştirilmiştir. Normatif parametre hesapları için $Fe_2O_3/FeO=0.3$ sabit oranı kullanılmıştır. Daha ayrıntılı bilgi Özçelik (1982) tarafından verilmektedir.

JEOLOJİ

Kayaç birimleri ve stratigrafisi

İnceleme alanındaki kayaçlar birbirlerinden tektonik bir hatla ayrılan farklı yaşlara ait iki gruba ayrılırlar: temeli oluşturan yaşlı kristalen kayaçlar (Pütürge Masifi) üzerindeki Orta Eosen yaşlı volkanikler, volkano-sedimanter ve sedimanter kayaçlarla, volkanikleri kesen bazik ve asidik sokulular (Maden Karmaşığı). Maden karmaşığına ait birimler yer yer Pütürge metamorfiklerini uyumsuzlukla örter (Perinçek, 1979; Yazgan, 1981, 1983, 1984) ancak çalışılan sahada dokanak tektoniktir (Yazgan, 1972).

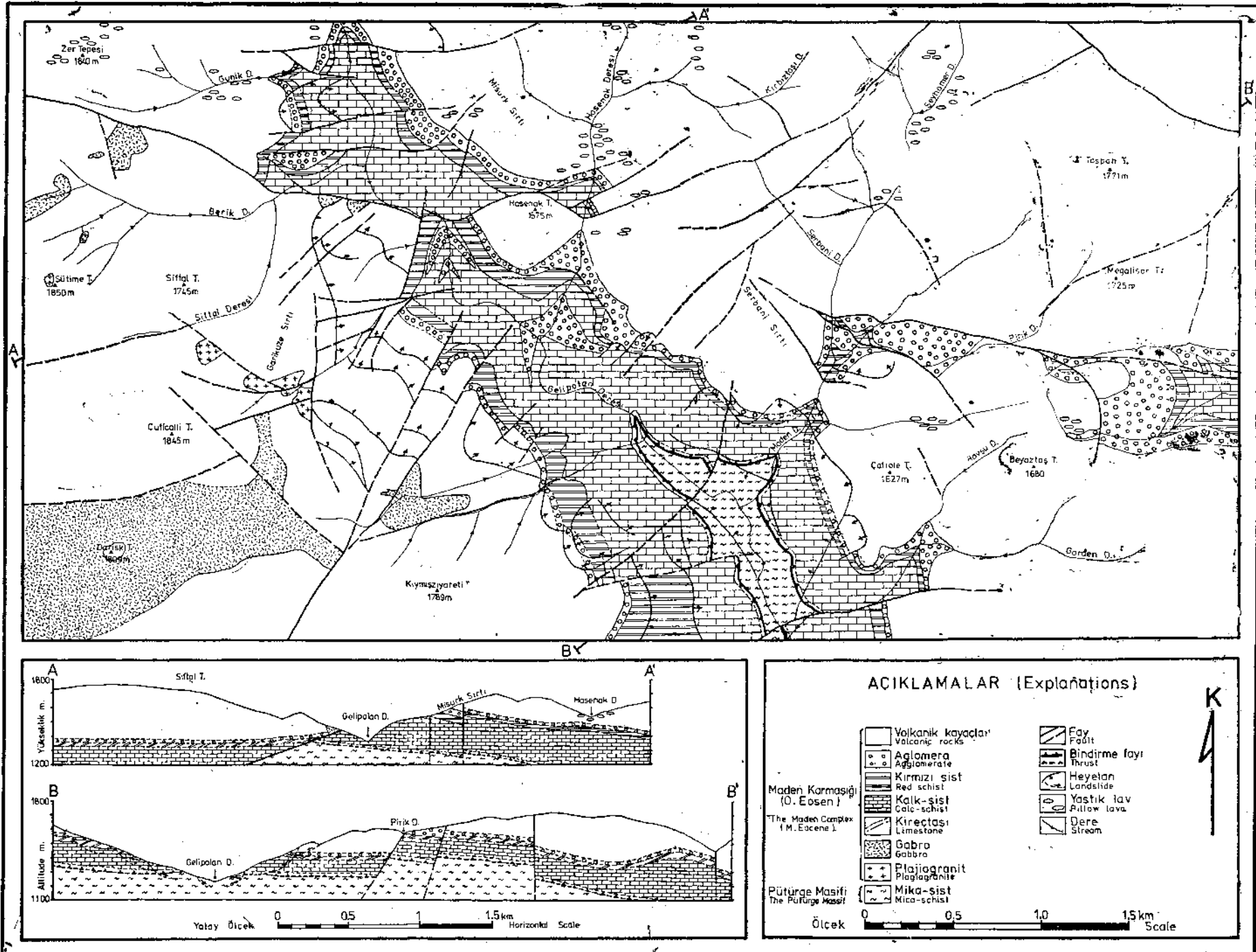
Bu bölümde sahanın jeolojisi (Şekil 2) ve kayaçların petrografik özellikleri detaylı yorumlardan kaçınılarak verilmeye çalışılmıştır.

Pütürge Metamorfikleri. Haritalanan sahada Gelipolan vadisinin güneydoğusunda düşük kotlarda yüzeylenirler. Yazgan (1972), yöresel metamorfikleri yukarıdan aşağıya doğru olmak üzere 3 bölüme ayırır. Arkozik grovıklar, Üst mika-şistler ve Alt mika-şistler. Bunlar içinde bulunan karbonca zengin seviyelere dayanarak çalışılan saha civarındaki metamorfiklerin sedimanter kökenli olduğunu savunur. Harita alanındaki metamorfik kayaçlar granat, beyaz-mika, biyotit ve kuvars içeren mika-şistlerdir ve Yazgan (1972) tarafından tanımlanan Altmika-şistlere dahil edilebilirler.

Maden Karmaşığı. Alttan üste doğru aşağıdaki birimleri kapsar.

Kireçtaşı. 10 m. kalınlığa kadar varan gri renkli bir kireçtaşı Pütürge metamorfiklerinin üzerinde tektonik bir dokanakla yer alır. En alt kesimlerinde köşeli ve boylanmamış, Pütürge metamorfiklerine ait çeşitli boyutta parçalar karbonatlı ve kumlu bir hamurla tutturulmuştur. Hamur içerisinde 5 mm boyunda polikristalen kuvars taneleri ve rekrystalize nümülit parçaları yaygındır. Yer yer bu kesimde kireçtaşı boylanmamış ve iri taneli bir kumtaşı görünümündedir. Bu kataklastik doku üst seviyelere doğru azalarak yok olur ve birim metamorfik kırıntılardan yoksun, normal rekrystalize ve fosilli kireçtaşına döner. Yazgan (1972) nümülitlerin Orta Eosen yayı verdiğini belirtir.

Kalk-şist. Kireçtaşı uyumlu olarak gri-açık yeşil renkli ve 200 m. kadar kalınlık gösteren kalk-şiste geçer. Şistozitesi, kendini renk, dokuve tane boyu farklılıklarıyla



Şekil 2. Sahanın jeolojik haritası ve kesitleri

Figure 2. The geological map and cross-sections of the studied area.

ortaya koyan tabakalanma düzlemlerine paralel olarak gelişmiştir. Detritik ve klastik özellikler gösteren bu birim esas olarak kalsit, kuvars ve beyaz-mika minerallerinden oluşur. Genel olarak çok ince taneli olan kalk-şistteki kuvars taneleri çoğunlukla 50 mikrondan daha küçüktür ama 200 mikrona varan taneler de mevcuttur. 50 m. kalınlığa kadar varan aglomera mercekleri içerirler.

Kırmızı-şist. Kalk-şist dereceli olarak, çok ince taneli, aynı derecede şistozite gösteren kahverengi, pembe, kırmızı ve morumsu şistlere geçer. Ortalama kalınlığı 50 m. civarındadır. Başlıca hematit olmak üzere bol miktarda demir-oksit içerir. Kalk-şiste oranla daha az karbonat ve daha fazla çok ince taneli kuvars ihtiva eder. Tatabakalanmaya paralel gelişen şistozite genelde beyaz-mika minerallerinin ürünüdür. Diğer mineraller klorit, prehnit, pumpelleyit ve epidottur. Kırmızı-şist 10-15 mikron kadar ince olabilen iyi boylanmış detritik malzemeli bantlardan, tüf merceklerinden ve ender ojit tanelerinden oluşur.

Aglomera. Haritalanan sahadaki aglomera birimi kırmızı-şist üzerinde kalınlığı 20-50 m. arasında değişen sürekli bir seviye oluşturur. Esas olarak üzerinde yer alan lavlarla aynı malzemeden oluşmuştur. 30-40 cm ye varan lav parçaları hematitik ve karbonatlı bir hamurla tutturulmuştur. Yaygın bileşenleri devitriyfe volkanik cam, klorit, albit ve bazan da ojit ve pumpeleyittir.

Volkanik kayaçlar. Koyu-yeşilimsi renklerin hakim olduğu, ince taneli ve genelde fenokristallerden yoksun olan volkanik kayaçlar haritalanan sahadaki en yaygın kayaç birimini oluştururlar (Şekil 2). İki ayrı tipte izlenirler: yastık-lavlar ve akıntılar.

1) Yastık lavlar. Volkanizmanın denizaltı volkanizması olduğunu vurgulayan bu tip lavlar sahanın kuzeydoğu yarısında yüzeylenirler. Hasenak Deresi civarında yastık-lavların boyutları 2 m. ye erişir. Yastıkların kenar kesimleri yaygın olarak kloritleşmiştir ve yastıklararası boşluklar genel olarak kırmızı renkli çamurtaş ve çörtler ile dolguludur.

2) Lav akıntıları. Volkanikler esas olarak akıntı şeklinde bulunurlar. Farklı akıntıların sahada tanımlanması mümkün olmamakla birlikte, lav istifi içerisinde yer yer rastlanan ince ve bazan kısmen sürekli seviyeler oluşturan çört ve çamurtaş çökelleri volkanizmanın sürekli fakat zaman zaman bu çökellerin oluşmasına fırsat veren sakin dönemleri de olduğuna işaret eder.

Volkanik kayaçlar çapı 1 cm. ye varan gaz boşlukları içerirler. Boşluklar kuvars, klorit, kalsit, prehnit, pumpelleyit, epidot ve pirit gibi ikincil mineraller tarafından doldurulmuştur.

Volkanikleri oluşturan ana mineraller plajioklas, klinopiroksen (ojit), amfibol, klorit, kuvars ve kalsittir. Tali minerallerse epidot, prehnit, pumpelleyit, manyetit, pirit, sfen ve az da olsa hematittir. Bir kısmı tipik metamorfik minerallerin gelişmesiyle birlikte kayaçlar yaygın alterasyona uğramıştır. Alterasyondan sadece magmatik kalıntılar olarak klinopiroksen ve plajioklasların (albit) primer dokusu korunabilmiştir.

Klinopiroksen bütün volkanik kayaçlarda bulunmaz. Bir kısım volkanikler klinopiroksence zenginken diğerleri yoksun ve aynı zamanda albitleşmiş plajioklasca daha zengindirler. Bu anlamda volkanikleri iki kategoriye ayırmak mümkündür:

a) Klinopiroksen içeriği en az %1-2 olanlar.

b) Klinopiroksenden yoksun ve plajioklas kabaca % 30 dan fazla olanlar .

Bu çok kaba saha kriterleri, daha sonra açıklandığı üzere, yapılan kimyasal sınıflandırmadaki bazalt ve andezitlere denk düşmektedir.

Volkaniklerin üzerini sahanın daha kuzeyinde aglomeralar örter (Yazgan, 1972).

Volkanikler içerisinde ve sahanın esasen kuzeydoğu yarısında sülfid cevherleşmeleri mevcuttur. Cevherleşme çeşitli yönleri ve ayrıntılarıyla başka bir yazıda ele alınacaktır.

Yarı-derinlik kayaçları. Orta taneli olan bu kayaçlar sahanın batı ve güney batısında, volkanikleri kesen saçılmış yüzlekler olarak bulunurlar. Yazgan (1972) yarı-derinlik kayaçlarının lakolitik tipte olduklarını savunur. Mineral bileşenleri açısından iki tip ayrılır:

1) Bazik kayaçlar. Ana bileşenleri albitleşmiş plajioklas, klinopiroksen (ojit), amfibol, klorit ve opak minerallerdir (esasen manyetit ve ilmenit). Tali bileşenleri epidot, sfen ve ikincil kuvarstır. Tane boyu genelde 5 mm ve daha azdır, ama plajioklas taneleri yer yer 1cm. uzunluğa erişir.

2) Asidik kayaçlar. Esasen 1 cm. uzunluğa varan plajioklas tanelerinden ve kuvarstan oluşurlar. Tali mineralleri klorit, epidot, opak mineraller ve ender amfiboldür.

Yapısal jeoloji

Paleozoik Pütürge Masifi ile Orta Eosen Maden karmaşığı kayaçları arasındaki şaryajın varlığı, sahada daha önce çalışma yapanlar tarafından da kabul edilmektedir (Yazgan, 1972; Karşoğlu, 1978). Şaryaj boyunca olan hareketlenmenin boyutları bilinmemektedir.

Sahada genel olarak D-B ve KDD-GBB doğrultuları boyunca uzanan pek çok önemli ve küçük boyutlu faylar mevcuttur. Gelipolan ve Maden derelerinin dik yamaçlarındaki sedimanter birimlerde oluşan önemli sayılabilecek heyelanlar buralarda güvenilir eğim ve doğrultu ölçümlerini zorlaştırmaktadır. Diğer yerlerdeki sedimanter birimlerden, volkanikler içindeki çört seviyelerinden ve kısmen de yastık lavlardan alınan ölçümler sahanın kesitlerinin çıkarılmasında kullanılmıştır (Şekil 2). Eğim ve doğrultu ölçümleri Eosen yaşlı birimlerin 20-45° arasında değişen değerlerle genelde KD ya eğimli olduğunu göstermektedir. Sahada büyük boyutlu sayılabilecek kıvrımlar mevcut değildir.

MADEN MAGMATİK KAYAÇLARININ JEOKİMYASI

Örneklenen sahanın darlığı, Maden magmatik kayaçlarının jeolojisi, kimyasal bileşimindeki devamlılık ve dereceli geçiş (Özçelik, 1982) bu kayaçların magmatik bir birlik olarak ele alınabileceğini gösterir. Bu anlamda, bu kayaçlardan bundan sonra «Poluşağı kayaç dizisi» olarak bahsedilecektir. Bu bölümde Poluşağı kayaç dizisinin magma tipi, magmatik ürünlerinin niteliği ve oluştuğu tektonik ortam esasen kimyasal ve kısmen de jeolojik yargılamalarla belirlenmeye çalışılacaktır.

Bu çalışmada esasen Irvine ve Baragar (1971) tarafından derlenip önerilen aşağıdaki magma tipleri sınıflandırılması benimsenmiştir: Kayaç dizileri önce iki grupta toplanır; sub-alkalen kayaçlar ve alkalen kayaçlar. Sub-alkalen kayaçlar toleyitik ve kalk-alkalen dizileri kapsar. Alkalen

kayaçlar ise alkali-olivine bazalt dizisini ve şoşonitik grubu kayaçlarını içerir. Kuna (1960, 1968) in «yüksek alüminyum, bazalt dizisi»nin kalk-alkali dizinin bazı üyelerini temsil ettiği kabul edilmiştir.

Bu perspektif içerisinde Poluşağı kayaç dizisinin magmatik niteliğini incelemeye önce, dizi kimyasal olarak sınıflandırılacaktır. Çünkü yukarıda bahsedilen kayaç dizilerinin kimyasal olarak ayırt edilmesinde esas olarak dizilerdeki bazı ürünlerin kimyasal karakteri tayin edici bir rol oynamaktadır.

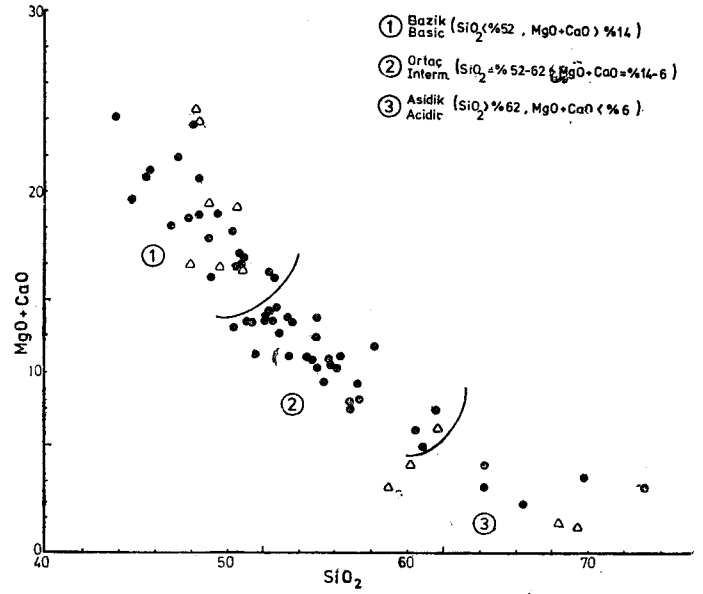
Magmatik kayaçların kimyasal sınıflandırılması

Magmatik kayaçların birincil mineral içerikleri hem yüzeysel alterasyon, hem de prehnit-pumpiellit ve yeşilist fasiyesinde metamorfik alterasyon nedeniyle yaygın bir değişikliğe uğramıştır. Dolayısıyla, düşük dereceli alterasyon koşullarına uygun kimyasal bir sınıflandırma tercih edilmiştir. Alterasyon sırasında oluşan önemli element hareketlenmeleri nedeniyle (Özçelik, 1984 b) bu sınıflandırmada sadece, hareketlenmeyen Zr, Nb, Y, La, Ce ve Ti gi-bi iz elementler esas alınmıştır.

Ana elementler kimyasına dayanan geleneksel sınıflandırmalarla, hareketlenmeyen iz elementlere dayanan sınıflandırmanın birbirine denk ve uygun olması için şu yol izlenmiştir: Önce kayaçlar petrografik çalışmalarla «en az altere», «altere» ve «çok altere» olarak gruplandırılmış ve «en az altere» kayaçlarda ana element kimyasının önemli değişikliklere uğradığı belirlenmiştir (Özçelik, 1984 b). Bu grup kayaçların ana element kimyasına dayanan bir sınıflandırmaya denk düşen hareketlenmeyen iz elementlerin eşik değerleri saptanmıştır. Bu yeni hareketlenmeyen iz element eşik değerleri, ana element kimyası önemli ölçülerde değişmiş olan diğer «altere» ve «çok altere» grup kayaçlarının sınıflandırılmasında aynen uygulanmıştır. Böylece düşük alterasyon koşullarında değişime uğramış olan tüm kayaçlar için geçerli ve geleneksel kimyasal sınıflandırmalara denk bir sistem geliştirilmiştir. Aşağıdaki ana element kullanan tüm diyagramlarda sadece «en az altere» kayaçlar kullanılmıştır.

Volkanik kayaçların sınıflandırılması. «En az altere» olmuş volkaniklerin silika miktarı % 44 - % 74 arasında değişerek volkaniklerin bazik, ortaç ve asidik bileşimler içerdiğine işaret eder. Bazik volkaniklerin ortaç volkaniklerden ve ortaç volkaniklerin asidik volkaniklerden ayırt edilmesi için kullanılan en yaygın silika eşik değerleri sırasıyla % 52 ve % 62 dir. Mg bir kısım çalışmalarda volkanik kayaçların sınıflandırılmasında kullanılmıştır. Ancak magnezyumun kayaçlar içerisinde kısmen hareketlenmiş olması ve genelde magnezyum azalmalarının benzer oranlarda kalsiyum zenginleşmesi ile telafi edilmesi ve magnezyum zenginleşmesinin aynı şekilde kalsiyum azalması ile telafi edilmesi nedeni ile (Özçelik, 1982) MgO+CaO miktarının sınıflandırmada kullanılmasının daha sağlıklı sonuçlar vereceği düşünülmüştür. Şekil 3 kayaçlardaki SiO₂ - (MgO+CaO) değişimini ve buna dayanan sınıflandırmayı göstermektedir.

SiO₂ - (MgO+CaO) diyagramındaki sınıflandırma temel alınarak; Zr, Nb, Y, La, Ce elementlerinin silika ile pozitif korrelasyon oluşturmaları ve Zr ile Ti elementlerinin en hareketsiz kalmış elementler olması nedeniyle sahadaki volkanikler için aşağıdaki kimyasal sınıflandırma önerilmiştir.



Şekil 3. SiO₂-(MgO+CaO) değişimi ve magmatik kayaçların sınıflandırılması. ● : Volkanik kayaçlar, ▽ : yarı-derinlik kayaçları.

Figure 3. Variation of SiO₂ with MgO+CaO and the subdivision of the magmatic rocks. ● : Volcanic rocks, ▽ : Hypabyssal rocks

Bazik (bazaltik) kayaçlar: (SiO₂ < % 52, MgO+CaO > % 14)

Zr	< 200 ppm
Nb	< 15 ppm
Y	< 60 ppm
La	< 13 ppm
Ce	< 30 ppm

Zr/TiO₂ % < 120 veya Zr x10³/Ti ppm < 20

Ortaç (andezitik) kayaçlar: (SiO₂ = % 52-62, CaO+MgO = % 6-14)

Zr	= 200 — 400 ppm
Nb	= 15 — 25 ppm
Y	= 60 — 90 ppm
La	= 13 — 25 ppm
Ce	= 30 — 55 ppm

Zr/TiO₂ % = 120 - 500 veya Zr x10³/Ti ppm = 20-80

Asidik (dasitik) kayaçlar: (SiO₂ > % 62, CaO+MgO < % 6)

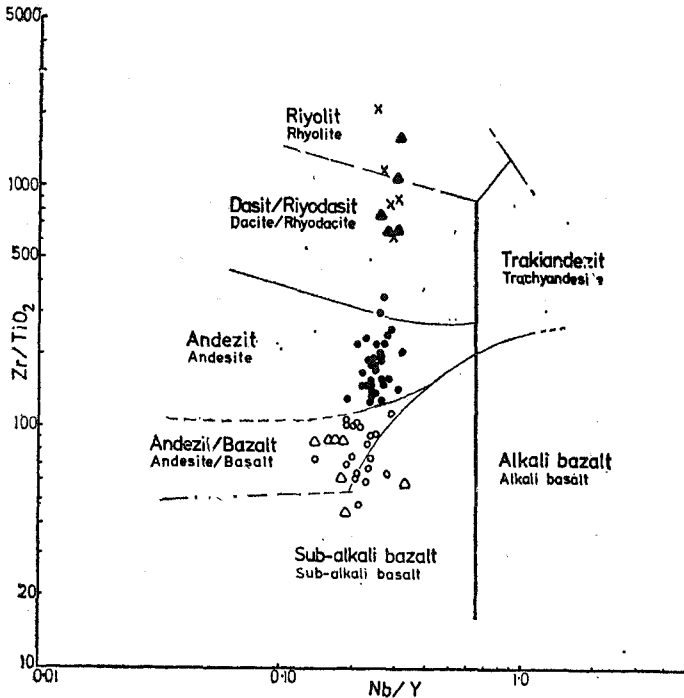
Zr	> 400 ppm
Nb	> 25 ppm
Y	> 90 ppm
La	> 25 ppm
Ce	> 55 ppm

Zr/TiO₂ % > 500 veya Zr x10³/Ti ppm > 80

Volkanik kayaç sınıflarının diğer kimyasal sınıflandırma yöntemleri ile denştirilmesi. Hareketlenmeyen iz elementler kimyası temelinde, farklı tip magmalara ait vol-

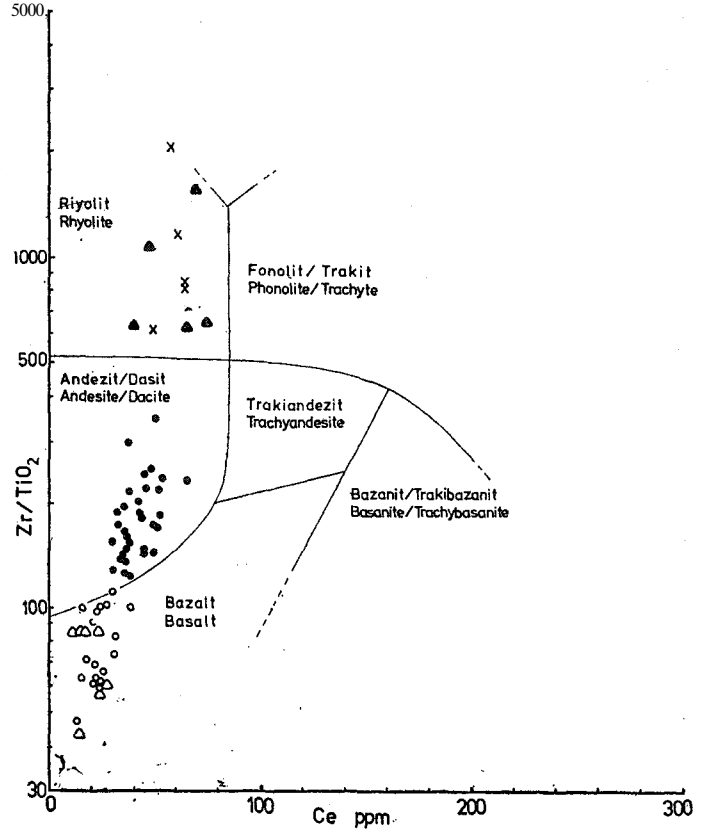
kanik ürünlerin sınıflandırılması için önemli bir yöntem Winchester ve Floyd (1977) tarafından önerilmiş ve Floyd ve Winchester (1978) tarafından bir kısım altere ve metamorfize olmuş kayalar için başarı ile uygulanmıştır. Bu sınıflandırma yöntemi Zr/TiO_2 , Nb/Y ve Ce parametrelerini kullanarak kayaları sub-alkalen ve alkalen tiplere ayırdığı gibi, bunları bazaltik, andezitik, dasitik vs. olarak ayırır. Yukarıda önerilen sisteme göre sınıflandırılmış olan Poluşağı volkanikleri Winchester ve Floyd (1977) diyagramları ile Şekil 4 ve 5 te denştirilmektedir. Volkanikler sarıh olarak sub-alkalen bölgeye düşmekte ve bazalt-andezit ayırtlanmasında tam bir uyum göstermektedirler. Hemen hemen tüm andezitlerin gerekli bölgeye düşmelerine rağmen, dasitik volkaniklerin bir kısmı, riyodasit ve riyolit gibi daha asidik kayalara ayrılan bölgelere düşmektedir. Bu açıklanabilir bir olgudur. Çünkü bu diyagramlardaki dasit ve riyolit bölgeleri kalk-alkalen dizisi kayalara dayanılarak düzenlenmiştir (Winchester ve Floyd, 1977), Halbuki daha sonra belirtileceği gibi, Poluşağı kayaç dizisi toleyitiktir ve andezit ve dasitlerin Zr içerikleri diğer benzer kayalara göre genelde daha yüksektir (Özçelik, 1984 a).

Irvine ve Baragar (1971) volkaniklerin sınıflandırılması için hem renk indisini hem de normatif plajioloklas bileşimini kullanan bir diyagram önerir ve Poluşağı volkaniklerinin bu diyagramdaki yerleri Şekil 6 da gösterilmiştir. Bütün bazaltlar, andezitlerin % 90 ı ve tüm dasit-



Şekil 4. Poluşağı magmatik kayaç sınıfları ve Winchester ve Floyd (1977) nin Zr/TiO_2 - Nb/Y ayırtaç diyagramı. O: Bazalt, • : Andezit, x : Dasit, ^- : Gabro, V: Plajio granit

Figure 4. The Poluşağı magmatic rock classes and the discriminant diagram of Winchester and Floyd (1977). O: Basalt, • : Andesite, x: Dacite, ^- : Gabbro, V: Plagiogranite



Şekil 5. Poluşağı magmatik kayaç sınıfları ve Winchester ve Floyd (1977) nin Zr/TiO_2 - Ce ayırtaç diyagramı. Semboller Şekil 4 teki gibidir.

Figure 5. The Poluşağı magmatic rock classes and the discriminant diagram of Winchester and Floyd (1977). Symbols as in Figure 4.

ler bu diyagramda düşmeleri gereken yerlere düşerler. Bu, yukarıda önerilen sınıflandırmanın geçerliliğinin bir göstergesidir. Dahası, Poluşağı andezitlerinin normal andezitlerle aynı renk indisine sahip olmalarına karşın daha sodik oldukları ve bu anlamda toleyitik andezitler bölgesine düştikleri gözlenir.

Yarı-derinlik kayaçlarının sınıflandırılması Yarı-derinlik kayaçlarının kimyasal sınıflandırılması esasen volkanik kayalar ile aynıdır ve volkanikler için kullanılan tüm diyagramlarda yarı-derinlik kayaçları da gösterilmiştir. Bu diyagramlarda bazik yarı-derinlik kayaçlarının ($SiO_2 < \% 52$) ve asidik yarı-derinlik kayaçlarının ($SiO_2 > 62$) bazalt ve dasitin kimyasal eşdeğerleri olduğu görülür. Bazaltın iri taneli yarı-derinlik eşdeğeri gabro olarak isimlendirilir ama dasitin yarı-derinlik eşdeğerinin isimlendirilmesinde bir kısım sorunlar vardır.

Mafik mineral miktarına bağlı olarak bu kayalar granodiyorit, kuvars-diyorit, tonalit ve tronjemit gibi isimler alırlar. Poluşağı asidik yarı-derinlik kayaları çok az K_2O içerirler (ortalama % 0.05) ve bunun sonucu olarakta çok düşük normatif ortoklas değerlerine sahiptir (daima % 0-3 ten küçük). Plajioloklasın normatif anortit içerikleri % 24 ve % 11.7 arasında değişir. Silika değerleri %

59 ve % 70 arasında olup, Na₂O yüksek ve kısıtlı değişim gösterir (% 7.5-8)- Ofiyolitlerle ilişkili böyle kayalara Coleman ve Peterman (1975) topluca «okyanusal plajio-granit» ismini verir ve Coleman (1977) plajio-graniti şöyle tanımlar: «Okyanusal plajio-graniti yüksek silika, düşük-orta alumina, düşük toplam demir + maznezyum ve çok düşük potasyum değerleri karakterize eder. Normatif ortoklas genelde % 4 ten azdır ve plajio-klas normatif anorit değerleri An₂₁ - An₆₁ arasındadır»

Sınıflandırılan magmatik kayaların genel kimyasal özellikleri. Bu çalışmada kimyasal analizleri yapılan ve sahada dengeli bir yayılımı olan 129 örneğin yukarıda önerilen sınıflandırmaya göre 46 si bazalt, 57 si andezit, 14 ü dasit, 7 si gabro ve 5 i plajio-granittir. Bunlar içerisinde «en az altere» olan volkanik kayaların ve yanderinlik kayalarının ortalama ana ve iz element bollukları Çizelge 1 de gösterilmiştir. Aşağıda verilen özellikler sadece bu kayaları kapsar. «Altere» ve «çok altere» kayaların ana element bollukları güvenilir olmadığı için (Özçelik, 1984 b) kapsam dışı bırakılmıştır.

Bazaltlar. Tüm örnekler % 59 ile % 27.4 arasında değişen normatif olivin içerirler. SiO₂ değerlerinin düşük olmasına rağmen bunlar pikritik-bazalt olarak tanımlanamazlar. Irvine ve Baragar (1971) pikritik-bazalt için % 25 normatif-olivini minimum olarak kabul eder ve Mac Do-

nald ve Katsura (1964) pikritik-bazaltların normatif Ab+An +Or içeriğinin % 30 dan az olduğunu belirtir. Poluşağı bazaltların hiç biri % 35 ten az normatif Ab+An+Or içermez ve 19 örnekten sadece biri % 25 ten fazla normatif-olivine sahiptir.

Bazalt örneklerinin kendi içlerinde iki grupta toplanması hem mümkün hem de kaçınılmaz görünmektedir. 6 bazalt örneği tutarlı bir şekilde daha primitif veya daha bazik olarak kendini diğerlerinden ayırmaktadır. Bu altı örnek bir grup olarak diğerlerine göre en düşük Zr, Nb, Y, La, Ce, TiO₂, P₂O₅ ve en yüksek Ni ve Cr gibi hareketlenmemiş element değerlerine sahiptir. Bu grup bazaltlardan bundan sonra «daha primitif» ve diğer bazaltlardan da «daha gelişmiş» bazaltlar olarak bahsedilecektir. «Daha primitif» ve «daha gelişmiş» bazaltların ortalama ana ve iz element değerleri Çizelge 1 de verilmektedir. «Daha primitif» bazaltlar «daha gelişmiş» bazaltlara kıyasla daha fazla K₂O, MgO, CaO ve daha az SiO₂, Na₂O, Fe₂O₃ içermektedir.

Gabrolar. Gabro örneklerinin normatif mineralojisi bazaltlarla aynı özelliklere sahiptir. Bazaltlardaki belirgin kimyasal gruplaşma gabrolar için de kalitatif olarak geçerli ve hatta daha da belirgindir. Bu nedenlerle gabrolar da «daha primitif» ve «daha gelişmiş» gabrolar olarak iki kimyasal gruba ayrılmıştır (Çizelge 1). «Daha primitif» gabrolar daha düşük Zr, Y, Nb, Ce, TiO₂, P₂O₅, Fe₂O₃, Na₂O ve daha yüksek Ni, Cr, K₂O ve MgO içerikleri ile «daha primitif» bazaltlardan bile daha primitif ve bazik olarak görünmektedirler.

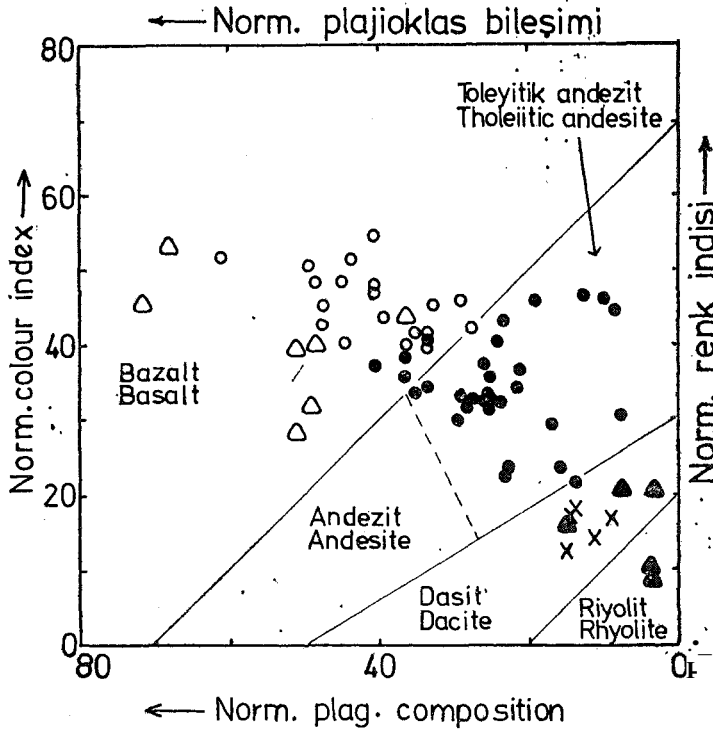
Andezitler. Bu örnekler % 14 e varan değerlerle genel olarak kuvars-normatiflerdir. 32 örneğin sadece 2 tanesi çok az da olsa normatif-olivini gösterir. Plajio-klas kompozisyonuna normatif-albit hakimdir ve ortoklas miktarı % 2 yi geçmez. 19 örnek %2-14 oranlarında normatif-korundum içerir.

Andezitlerin ortalama silika miktarı (% 54.8) Jakes ve White (1972) tarafından belirlenen ortalama töleyitik andezit (% 57.4), kalk-alkalen andezit (% 59.6) ve düşük potasyumlu andezitlerin (% 59.0) silika miktarlarından daha düşüktür. Coat (1968) ve Carmichael ve diğ. (1974) bazalt ve andezit arasında geçiş gösteren kayaları bazaltik-andezit olarak tanımlar. Deneştirme amacı ile Poluşağı andezitleri % 56 lık bir silika değerine karşılık gelen Zr = 300 ppm eşik değeriyle «bazaltik-andezitler» ve «asidik andezitler» olarak ikiye ayrılmıştır (Çizelge 1). Bazaltik-andezitler % 54 ortalama silika miktarı ile Jakes ve White (1972) de verilen düşük-silikalı andezitlere denk düşmektedir.

Poluşağı kayaç dizisinin niteliği

Poluşağı magma tipi: Sub-alkalen mi? Alkalen mi? Toplam alkali-silika diyagramı (Şekil 7) Poluşağı kayaç dizisinin sub-alkalen karakterini net şekilde ortaya koymakta ve 68 örneğin sadece 3 ü alkalen bölgeye düşmektedir.

Kayaçların sub-alkalen niteliği hareketlenmeyen iz elementler ile de pekiştirilebilir. Genelde alkalen bazaltlar sub-alkalen töleyitik bazaltlara göre Ti, Y, Zr, P ca daha zengindir (Manşon, 1968; Prinz, 1968) ve bu olgu Pearce ve Cann (1973) tarafından ikimagma tipinin ayırtılmasın-



Şekil 6. Poluşağı magmatik kayaç sınıfları ve normatif renk indisi-normatif plajio-klas bileşimi diyagramı. Semboller Şekil 4 teki gibidir.

Figure 6. The Poluşağı magmatic rock classes and the normative colour index-normative plagioclase composition diagram. Symbols as in Figure 4.

	BAZALT (BASALTS)			ANDEZİT (ANDESİTES)			DASİT (5) DACİTE	GABRO (GABBROS)			PLAJJOGRANİT (5) PLAJJOGRANİTE	
	Tüm Bazaltlar (19) All Basalts	Daha primitif (6) More primitive	Daha gelişmiş (13) More evolved	Tüm Andezitler (32) All Andesites	Bazaltik (20) Basaltic	Asid (12) Acid		Tüm Gabrolar (7) All Gabbros	Daha primitif (6) More primitive	Daha gelişmiş (2) More evolved		
SiO ₂ wt%	48.51	47.49	48.98	54.83	53.47	57.10	67.64	49.19	49.36	48.78	64.06	SiO ₂ wt%
Al ₂ O ₃	14.13	14.05	14.16	15.86	15.70	16.11	14.35	15.86	16.42	14.46	16.00	Al ₂ O ₃
Fe ₂ O ₃	12.83	12.33	13.05	11.33	11.97	10.27	7.13	10.60	9.22	14.04	7.61	Fe ₂ O ₃
MgO	9.35	10.15	8.98	7.06	7.97	5.55	1.63	10.23	11.35	7.45	1.64	MgO
CaO	9.40	10.96	8.68	3.91	4.17	3.48	2.17	8.93	9.13	8.43	2.04	CaO
Na ₂ O	3.58	3.13	3.79	4.57	4.27	5.05	6.02	2.79	2.54	3.40	7.73	Na ₂ O
K ₂ O	0.18	0.30	0.12	0.15	0.12	0.20	0.21	0.87	1.00	0.55	0.02	K ₂ O
TiO ₂	1.59	1.20	1.77	1.59	1.65	1.49	0.60	1.16	0.70	2.30	0.60	TiO ₂
MnO	0.21	0.22	0.20	0.22	0.23	0.19	0.10	0.18	0.17	0.21	0.05	MnO
S	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.01	0.00	0.02	0.00	0.05	0.00	S
P ₂ O ₅	0.23	0.16	0.26	0.44	0.43	0.46	0.15	0.17	0.11	0.34	0.25	P ₂ O ₅
Nb ppm	9	7	10	19	17	22	32	6	4	12	31	Nb ppm
Zr	128	85	147	288	255	343	571	79	56	134	495	Zr
Y	42	30	47	74	68	84	105	29	22	48	106	Y
Sr	144	122	154	120	112	132	138	237	276	140	144	Sr
La	10	7	11	18	16	21	30	7	7	9	29	La
Ce	24	18	27	42	38	50	60	19	16	25	60	Ce
Rb	4	6	4	3	3	3	3	11	13	7	1	Rb
Ba	88	70	96	99	69	149	80	185	193	164	39	Ba
Zn	78	87	83	155	158	144	131	50	48	59	0	Zn
Cu	34	43	30	50	71	16	102	35	36	30	4	Cu
Ni	42	95	18	6	6	6	0	107	140	25	1	Ni
Cr	117	254	53	29	35	19	11	205	265	54	7	Cr

Çizelge 1. «En az altere» magmatik kayaların ortalama kimyasal bileşimleri, bazalt, andezit ve gabroların alt-sınıf ortalama bileşimleri. Parantez içindeki rakamlar örnek sayılarını belirtir.

Table 1. Average chemical compositions of the subdivisions of «the least altered» magmatic rocks and the sub-classes of basalt, andesites and gabbros. Numbers in parentheses represent number of samples.

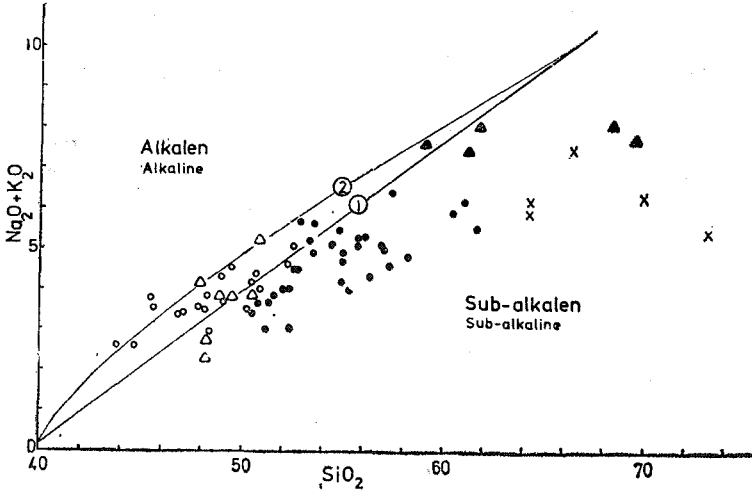
da kullanılmıştır. Buna göre bazaltların Y/Nb oranı alkalenlik yükseldikçe azalmaktadır. Oran toleyitik bazaltlarda 2 den büyük, alkalin bazaltlarda ise 1 den küçüktür. Poluşağı bazik kayalarının Y/Nb oranı ortalama 5 tir ve 3 ile 75 arasında değişerek bu kayaların sub-alkalen niteliğini gösterir.

Alkalin bazaltların toleyitik bazaltlardan ayrılmasında Floyd ve Winchester (1975) kayaların Y/Nb, Zr/P₂O₅ oranlarına ve Ti, Zr ve P gibi hareketlenmeyen iz elementler çokluğuna dayanan bir dizi diyagramlar önermişlerdir. Poluşağı kayalarının bu diyagramlardaki yerleri bu kayaların sub-alkalen karakteri ile tamamen uyum göstermektedir (Şekil 8).

Bu bölümde kullanılan diyagramlar Poluşağı kayaç dizisinin subalkalen olduğunu açık bir şekilde ortaya koymalarına rağmen bu dizinin toleyitik mi yoksa kalk-alkalen mi olduğunu açıklığa kavuşturamamaktadır. Gerçi ba-

zik kayaların Y/Nb oranları ve Şekil 8 dizinin toleyitik olabileceğini göstermektedir ama bu diyagramlardaki bölgelerin saptanmasında kalk-alkalin bazaltların ve ada yayı toleyitlerinin kullanılmamış olması (Floyd ve Winchester, 1975), Poluşağı subalkalen kayaç dizisinin hangi diziyeye ait olduğunu henüz aydınlanmadığına işaret eder.

Poluşağı sub-alkalen kayaç dizisi: Toleytik mi? Kalk-alkalen mi? Toleytik ve kalk-alkalen dizilerin ayrılmasında kullanılan en önemli faktör magmanın farklılaşması sırasında demirce zenginleşip zenginleşmediğidir (Kuno, 1968; Jakes ve Gül, 1970; Kushiro, 1979). Kalk-alkalen dizi kayalar demir zenginleşmesinden yoksunluklarıyla karakterize edilirler. Kuno (1965) toleyitik dizi farklılaşmasının giderek demirce zengin artık sıvılar oluştururken, kalk-alkalen dizinin silisçe zengin artık sıvılar ürettiğini göstermiştir. Toleytik magmalardaki demir zenginleşmesinin dereceleri de farklıdır. Coleman (1977) ofiyolitlerde demir



Şekil 7. Toplamı alkali-SiO₂ diyagramı ve Poluşağı kayaç dizisi. (1) : MacDonald (1968), (2) : Irvine and Baragar (1971). Semboller Şekil 4teki gibidir.

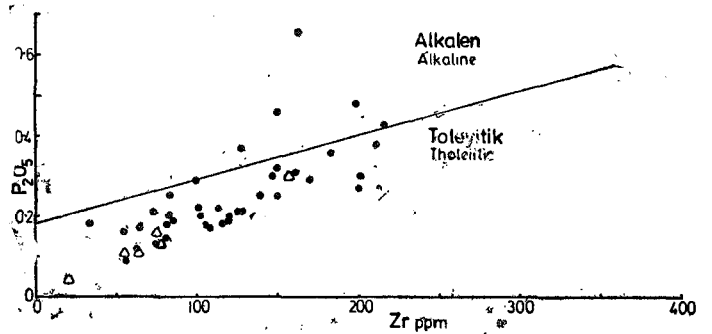
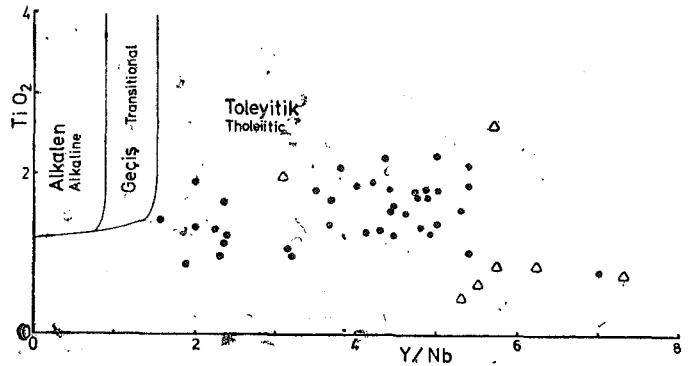
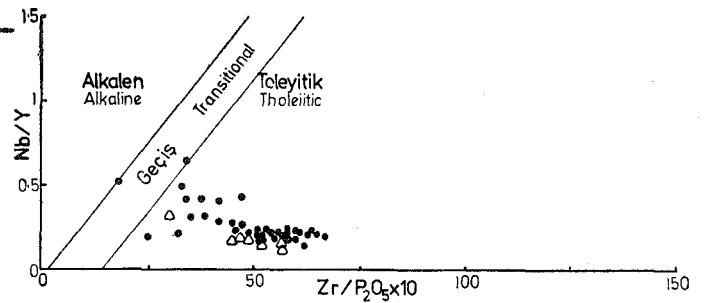
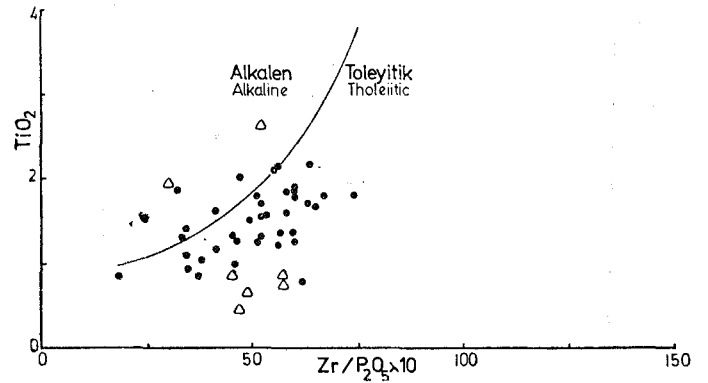
Figure 7- Total alkali-SiO₂ diagram and the Poluşağı rock suite, (1) : MacDonald (1968), (2) : Irvine and Baragar (1971). Symbols as in Figure 4.

zenginleşmesinin genelde yüksek olduğunu belirtirken, Laurent ve diğ. (1980) alpin ofiyolitlerinde zenginleşme derecesinin orta ve düşük olduğunu not ederler.

Mağmatik kayaç dizilerindeki demir zenginleşmesi genelde geleneksel AFM diyagramı ile belirlenir. Ancak AFM diyagramında sodyum, potasyum gibi Poluşağı kayaç dizisinde hareketlenmiş olma olasılığı yüksek ana elementlerin kullanılması nedeniyle diyagram Poluşağı kayaç dizisindeki demir zenginleşmesini tartışmasız olarak ortaya koyamamaktadır. Bu nedenle demir zenginleşmesi yerine hareketlenmeyen bir element olan titanın zenginleşme özelliği tercih edilmiştir. Çünkü toleyitik kayaç dizileri demir zenginleşmesiyle olduğu kadar titan zenginleşmesi ile de kalk-alkalen kayaçlardan ayırtedilebilirler (Miyashiro, 1973, 1974; Miyashiro ve Shido, 1975). Poluşağı kayaç dizisinin farklılaşma ile birlikte titan zenginleşmesi gösterdiği Zr un farklılaşma indisi olarak kullanılmasıyla çok açık olarak ortaya çıkmaktadır (Şekil 9).

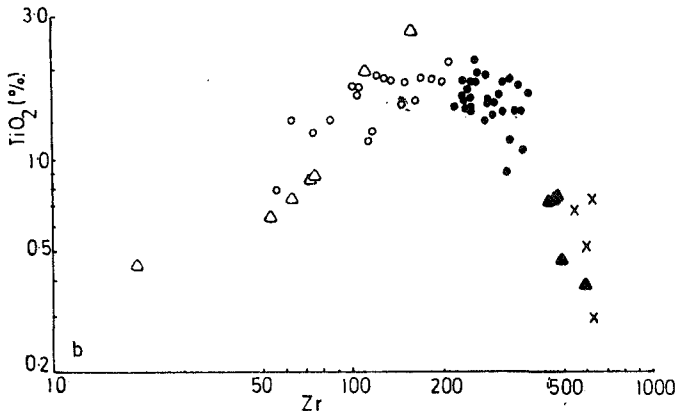
Kalk-alkalen bazalt ve andezitlerin Al₂O₃ içerikleri (%16–20) toleyitik eşdeğerlerinin Al₂O₃ miktarlarından (%12–16) genel olarak daha yüksektir. Bu kimyasal farklılık Irvine ve Baragar (1971) tarafından toleyitik ve kalk-alkalen dizilerin ayırımında kullanılan Al₂O₃ Normatif plajyoklas bileşimi diyagramında kullanılmıştır. Irvine ve Baragar (1971) bu diyagramın dizilerin ayırt edilmesinde AFM diyagramından daha etkin olduğunu iddia eder ve diyagramın esasen dizilerin bazik ürünlerinin ayırımı için geçerli olduğunu vurgularlar. Diyagram (Şekil 10) Poluşağı magmatizmasının bazik kayaçlarının toleyetik karakterini sarih olarak vurgular.

Jensen (1976) nın geliştirdiği bir üçgen diyagram toleyitik ve kalk-alkalen dizilerin demir ve titan zenginleşmesi. Al₂O₃ ve MgO içeriklerinin farklarına dayanarak, bu kayaç dizilerinin ayırımında kullanılır. Poluşağı kayaç di-



Şekil 8. Magma tipleri ayırtaç diyagramları (Floyd ve Winchester, 1975) ve Poluşağı bazik kayaçları. ● : Bazalt, ▽ : Gabro

Figure 8. Discriminant diagrams for the magma types (Floyd and Winchester, 1975) and the Poluşağı rock suite. ● : Basalt, ▽ : Gabbro



Şekil 9. Poluşağı kayaç dizisi ve titan zenginleşmesi. Semboller Şekil 4 teki gibidir.

Figure 9. Titanium enrichment in the Poluşağı rock suite. Symbols are as in Figure 4.

zisi bu diyagramda (Şekil 11) net demir-titan zenginleşmesi gösteren toleyitik bir dizi olarak ortaya çıkar.

Genel olarak toleyitik ve kalk-alkalen diziler silika ve potasyum çokluk piklerinde (mode) ve $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ oranlarında farklılıklar gösterirler. Bir kısım toleyitik kayaç dizilerindeki silika çokluk değişiminin (% 45-70) kalk-alkalen kayaç dizilerindeki silika çokluk değişimine (% 53-70 benzemesine rağmen, toleyitik kayaçların silika çokluk piki %53 ve kalk-alkalen kayaçların silika çokluk piki % 59 civarındadır (Jakes ve Gill, 1970). Aynı zamanda, toleyitik kayaçların K_2O içerikleri kalk-alkalen kayaçlara göre çok daha az ve $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ oranları daha yüksektir ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} > 4$). Poluşağı kayaç dizisinin silika miktarı %44-74 arasında değişir ve çokluk piki %54 iken potasyum içerikleri çok düşüktür (Çizelge 1) ve ortalama $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ oranı 19 dur. Kalk-alkalen dizilerin Ni (0-30 ppm) ve Cr (0-50 ppm) miktarları toleyitik dizilerin Ni (0-200 ppm) ve Cr (0-400 ppm) miktarlarından gelen olarak daha düşüktür. Poluşağı kayaç dizisi Ni ve Cr içerikleriyle (Çizelge 1) toleyitik dizilerle denkleştirilebilir.

Sonuç olarak, Poluşağı kayaç dizisinin tüm yönleriyle tipik bir toleyitik kayaç dizisi olduğu açıkça söylenebilir.

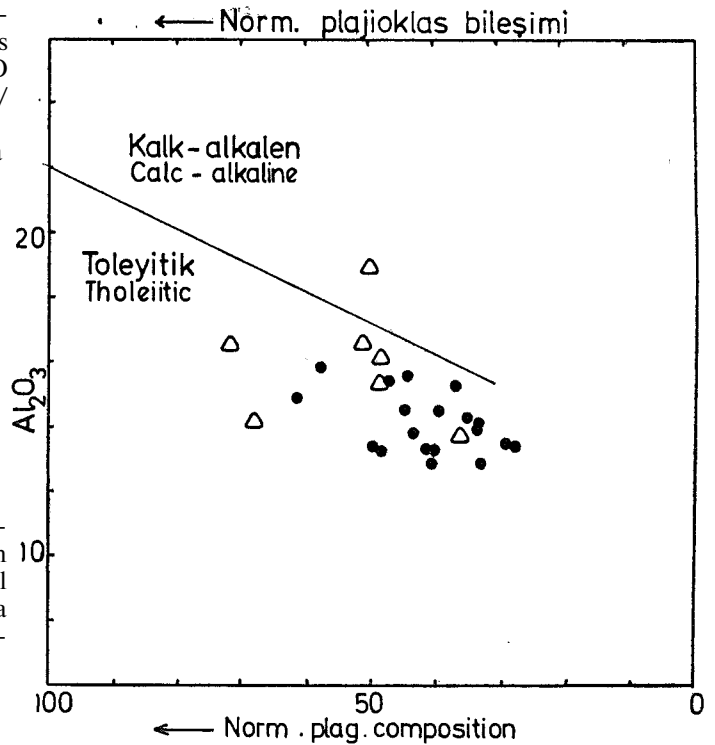
Poluşağı toleyitik kayaç dizisinin oluştuğu tektonik ortam

Levha tektoniği teorisinin dünya çapında kazandığı geçerlilik ve çeşitli volkanik kayaçların analiz sayılarında yakın geçmişte ortaya çıkan hızlı artış, magma tiplerini kimyasal yollarla çeşitli tektonik ortamlara göre sınıflandırma çabalarını da artırmıştır. Volkanik kayaçların tektonik ortamlara göre ayırtılmasında, bir ortamdan diğerine sistematik farklılıklar gösteren ve hareketsiz olan Ti, Zr, Y, Nb, P, Cr, Ni gibi iz elementlerin ve nadir toprak elementlerinin kullanılmasıyla önemli adımlar atılmıştır (Pearce ve Cann, 1971, 1973; Bickle ve Nisbet, 1972; Pearce, 1975; Floyd ve Winchester, 1975; Pearce ve Gale, 1977; Smith ve Smith, 1976; Church ve Coish, 1976). Geçmişte oluşmuş olan bazik volkanik kayaçların orijinal tektonik ortamının saptanmasındaki ilke, basit olarak bu kayaçların hareketlenmeyen iz element içeriklerinin, günümüzde bilinen tektonik ortamlarda olu-

şan benzer kayaçların aynı iz element içerikleriyle denleştirilmesidir. Açıkta ki bu yöntem tektonik ortamın jeolojik bulgularla sağlıklı olarak tayin edilemediği şartlarda başvurulacak geçerli bir yöntemdir.

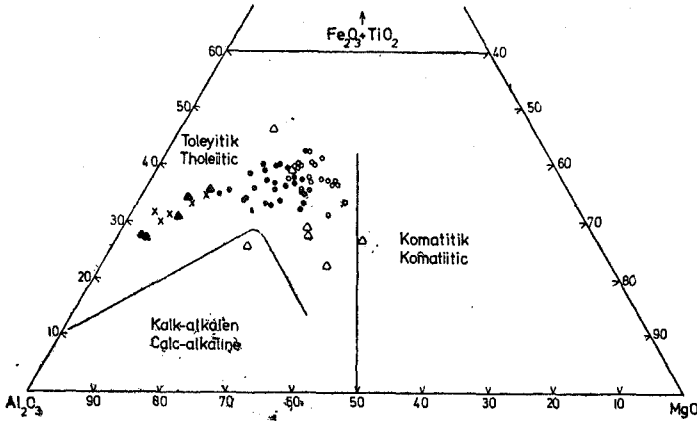
Bazik volkanik kayaçların farklı tektonik ortamlara göre sınıflandırılmasında en yaygın olarak kullanılan sistem Pearce ve Cann (1973) tarafından ortaya atılmıştır. Bu yazarlarca tanımlanan tüm tektonik ortamlar toleyitik bazalt üretebilirler. Bu yüzden Poluşağı toleyitik kayaçları için olası tektonik ortamların tümü göz önünde tutulacak ve eliminasyon yöntemiyle sonuca gitmeye çalışılacaktır.

«Levha içi bazaltları» jeokimyasal olarak «levha kenarı bazaltlarından Y ve Cr hariç diğer litofil elementlerin çoğunun miktarlarının daha yüksek olmasıyla ayırt edilirler (Pearce ve Gale, 1977). Levha içi bazaltlarının Zr ve Ti elementlerince daha zengin olup Y içeriğinin daha zengin olmaması olgusu, bu bazaltların levha kenarı bazaltlarından ayırtılmasında başarı ile kullanılmıştır (Pearce ve Cann, 1973; Pearce, 1975; Pearce ve Gale 1977). Zr/Y ve Ti/Y oranlarının kullanıldığı Şekil 12 te Poluşağı bazik kayaçları net bir şekilde levha kenarı bazaltlarına ait olan bölgeye düşerler. Ti, Zr ve Y içeriklerine dayanan üçgen diyagramda (Şekil 13) yine Poluşağı toleyitiklerinin levha içi bir tektonik ortamda üretilmiş olma ihtimali elimine edilmektedir ve analizler açık bir şekilde okyanus tabanı bazaltlarına ait olan B bölgesini kapsamaktadır. Ancak B bölgesi



Şekil 10. Al_2O_3 -normatif plajjoklas bileşimi diyagramı (Irvine ve Baragar, 1971) ve Poluşağı bazik kayaçları. ● : Bazalt. ▽ : Gabro

Figure 10. Al_2O_3 -normative plagioclase composition diagram (Irvine and Baragar, 1971) and the Poluşağı basic rocks. ● : Basalt. ▽ : Gabbro

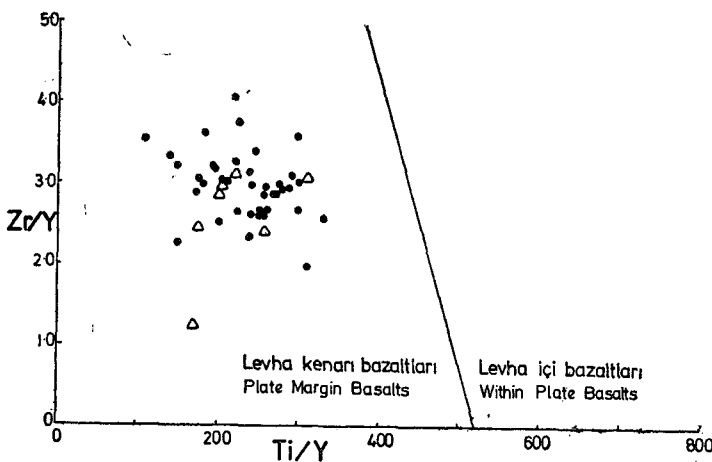


Şekil 11. Poluşağı kayaç dizisinde demir-titan zenginleşmesini gösteren üçgen diyagram (Jensen, 1976). Semboller Şekil 4 teki gibidir.

Figure 11. The iron-titanium enrichment trend in the Poluşağı rock suite shown on the triangular Jensen (1976) diagram. Symbols as in Figure 4.

aynı zamanda kalk-alkalen bazaltlara ve ada yayı toleyitlerine de aittir. Poluşağı kayaç dizisinin toleyitik olması kalk-alkalen bazalt ihtimalini ortadan kaldırırsa bile, bu diyagram kayaçların okyanus tabanında mı yoksa ada yayı ortamında mı oluştuklarına cevap verememektedir. Aynı durum yaygın olarak kullanılan Zr-Ti diyagramında da söz konusudur (Şekil 14). Poluşağı bazik kayaçları hem okyanus tabanı toleyitlerine hem de ada yayı toleyitlerine ait olan alanlarda dağılım göstermektedirler.

Ada yayı toleyitleri okyanusal toleyitler ile ana kimyasal özellikler açısından pek çok benzerlikler gösterirler, fakat onlardan daha düşük FeO, MgO, Ni, Cr, Ti, Zr, Nb ve



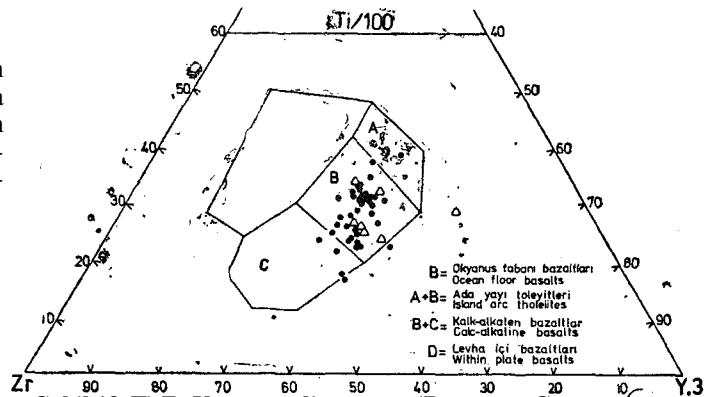
Şekil 12. Zr/Y - Ti/Y ayırtaç diyagramı (Pearce ve Gale, 1977) ve Poluşağı bazik kayaçları. • : Bazalt, ∇ : Gabbro

Figure 12. The Zr/Y - Ti/Y discriminant diagram of Pearce and Gale (1977) and the Poluşağı basic rocks. • : Basalt, ∇ : Gabbro

daha yüksek K, Rb, Ba, Sr içerikleri ile ayrılırlar (Jakes ve Gill-, 1970). Ada yayı toleyitlerinin P_2O_5 ve nadir toprak element miktarlarının da okyanusal toleyitlere göre daha düşük olduğu bilinir (Hawkins, 1980). Bu kimyasal farklılıklar bu iki tip toleyitin ayırtılmasında kritik rol oynamaktadırlar. Ancak kimyasal farklar bazaltların primitif, yani en az farklılaşmış şekillerinde daha az belirgin olup, magmatik farklılaşma ile birlikte bu iki bazaltik dizinin kimyasal farklılığı da belirginleşmektedir (Gill, 1970; Hawkins, 1980).

Yukarıda bahsedilen kimyasal farklılıklar temel alınarak, ada yayı ve okyanusal bazaltlar çeşitli diyagramlarla birbirinden ayırtelebilir. Kayaçların Zr, Ti ve Sr içeriklerini kullanan bir üçgen diyagramın bu konuda etkin olduğu bilinir (Pearce ve Cann, 1973; Pearce, 1975) ama Poluşağı kayaç dizisinde Sr'un çok hareketlenmiş bir element olması (Özçelik, 1984 a) bu diyagramın etkinliğini ortadan kaldırmaktadır.

Aynı Ti değerlerine sahip iki toleyitik bazalttan, okyanusal bazaltın Cr içeriği ada yayı bazaltının Cr içeriğinden daima daha yüksektir (Pearce, 1975; Pearce ve Gale, 1977) ve aynı durum Ni için de doğrudur. Bu olgu okyanusal



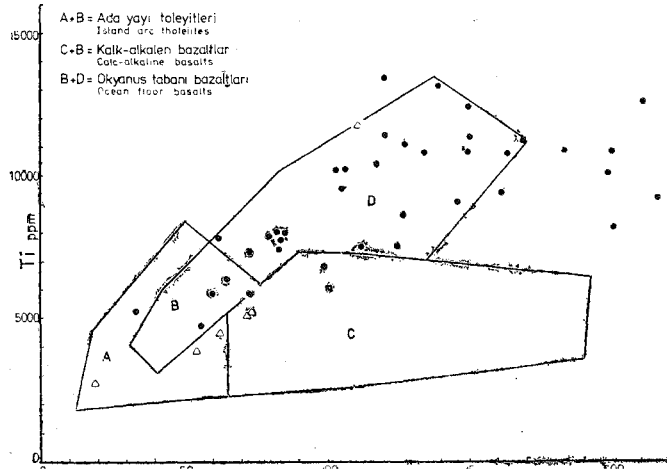
Şekil 13. Ti-Zr-Y ayırtaç diyagramı (Pearce ve Cann,

1973) ve Poluşağı bazik kayaçları. • : Bazalt, V : Gabbro

Figure 13. The Ti-Zr-Y discriminant diagram of Pearce and Cann (1973) and the Poluşağı basic rocks. • : Basalt, V : Gabbro

toleyitlerin ada yayı toleyitlerinden ayırte edilmesine yarayan çok önemli bir olgudur. Şekil 15 de 16 daki ayırım çizgileri bu gerçeğe dayanır. Bu diyagramlarda görüldüğü üzere Poluşağı bazik kayaçlarının çoğunluğu ada yayı toleyitleri alanına ve önemli bir kesimi de okyanusal toleyitler alanına düşmektedir. İğinc ve önemli olan bir gözlem ise her iki diyagramda da okyanusal toleyitler alanına düşen bazalt ve gabroların çoğunluğunun bu yazıda daha önce «daha primitif» olarak tespit edilen bazalt ve gabrolar olmasıdır. Kısaca bu diyagramlar «daha primitif» bazalt ve gabroların okyanusal toleyitlerle ve «daha gelişmiş» bazalt ve gabroların ada yayı toleyitleri ile olan kökensel akrabalıklarını vurgulamaktadır.

Poluşağı toleyitik bazalt ve gabroları okyanusal toleyitlerin veya ada yayı toleyitlerinin ana jeokimyasal özel-



Şekil 14. Zr-Ti ayırtaç diagramı (Pearce ve Cann, 1973) ve Poluşağı bazalt ve gabroları. ●: Bazalt, V: Gabro

Figure 14. The Zr-Ti discriminant diagram of Pearce and Cann (1973) and the Poluşağı basic rocks, ●: Basalt, V: Gabbro

liklerini tutarlı bir şekilde ortaya koymaktan çok birinden diğerine geçiş gösteren bir tektonik ortamın jeokimyasal karakterini yansıtmaktadır. Özellikle, «daha primitif» bazalt ve gabroların yüksek Cr ve Ni içerikleri ve «daha gelişmiş» bazalt ve gabroların giderek azalan Cr ve Ni içerikleri, açılma gösteren okyanusal kabuk tabanlı bir marjinal basenin, ada yayı gelişiminin erken aşamasına karşılık gelen bir ortama geçişini sergilemektedir.

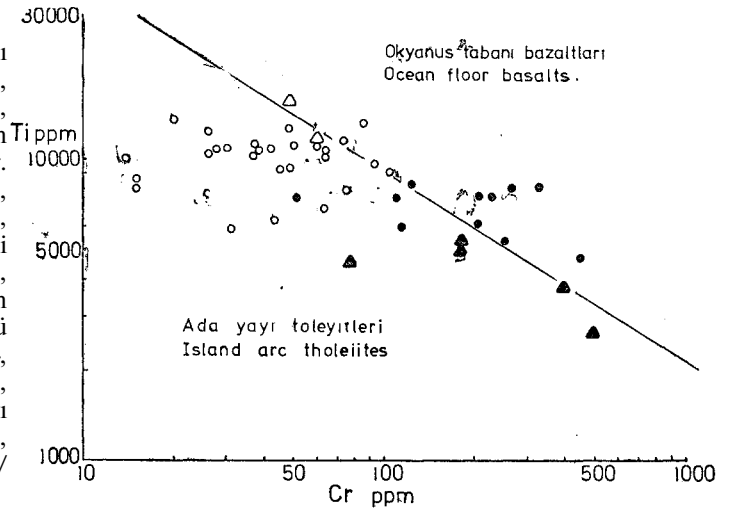
Tartışma. Yakın zamana kadar ofiyolitlerin okyanus ortası sirtlarında oluşmuş okyanusal kabuk malzemesi olduğu, yaygın olarak kabul edilen bir görüşü (kaynaklar için bkz., Coleman, 1977). Fakat okyanusal kabuk malzemesinin oluşabildiği tek ortam okyanus sırtı açılma merkezleri değildir. Okyanusal kabuk aynı zamanda yay gerisi (marjinal basen, Karig, 1971) açılma merkezlerinde, ada yaylarında, levhalararası volkanik merkezlerde ve açılma hareketli transform faylar boyunca da oluşabilir. Son dönemde, ofiyolitik karmaşıkların en azından çok önemli bir bölümünün yay gerisi ve marjinal basenlerde oluşmuş olduğu görüşü giderek yaygınlaşmaktadır (Dewey ve Bird, 1971; Dewey, 1974, 1976; Pearce, 1975; Upadhyay ve Neale, 1979; Saunders ve diğ., 1980; Hawkins, 1980; Brunn, 1983). Bir kısım ofiyolitler ada yayı karmaşıklarının temelinde (Jakes ve Gill, 1970; Miyashiro, 1973, 1975; Ewart ve Bryan, 1972; Hawkins, 1980) veya ada yayı/marjinal basen sistemlerinde (Pearce, 1975, 1980) oluşabilir.

Ada yayı gerisi veya marjinal basenlerin altındaki manto malzemesinin daha yüksek yüzebilirlik niteliği (buoyancy) nedeniyle. Dewey (1974) ve Hawkins (1976) marjinal basen litosferinin normal okyanusal litosferden daha kolay üzerleneceğini (obduction) öne sürmüşlerdir. Bu görüş, yay-yay ve yay-kıta çarpışması ihtimalinin kıta-kıta çarpışması ihtimalinden daha yüksek olduğunu belirten Saunders ve diğ. (1979) tarafından desteklenmiştir.

Bu anlamda, Poluşağı kayaç dizisinin toleyitik niteliği ve okyanusal ve ada yayı toleyitleri ile olan kimyasal akrabalıkları, bu kayaçların mutlaka okyanus ortası sırtı gibi bir tektonik ortamda oluştuğu anlamına gelmez. Kısa bir zaman önce, okyanus sırtı bazaltlarına kimyasal olarak eşdeğer bazalt örnekleri benzer kabuk açılmalarının oluştuğu yay gerisi basenlerden yüzeye çıkarılmıştır ve bir kısım ada yayı toleyitleri de bu yay gerisi basen bazaltları ile kimyasal benzerlikler göstermektedir (Hawkins, 1980). O halde Poluşağı toleyitik bazalt kayaçlarının oluştuğu tektonik ortam için, üzerinde toleyitik bir ada yayı volkanizmasının geliştiği bir marjinal basen ortamının düşünülmesi, bazaltların yukarıda bahsedilen kimyasal karakterlerini açıklamak için yeterlidir.

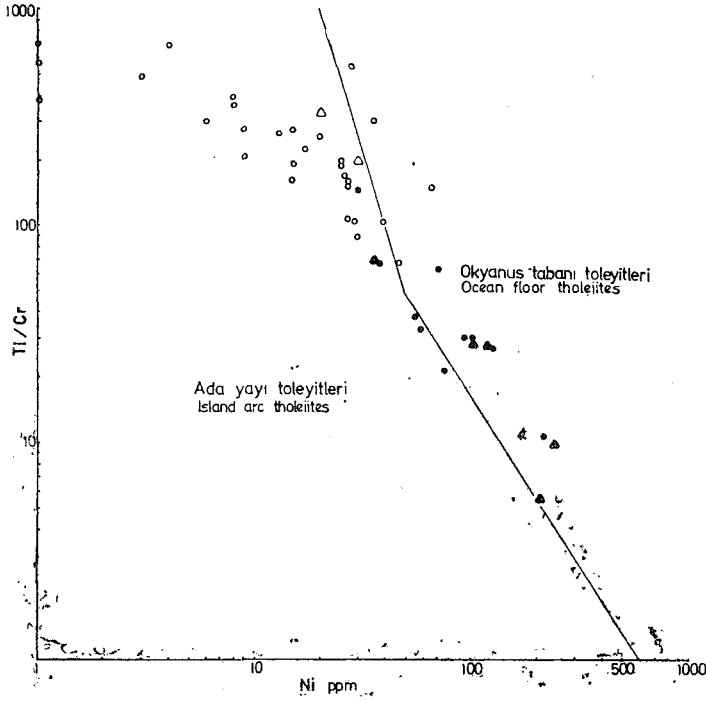
Önerilen tektonik ortam için şimdiye dek esas olarak Poluşağı kayaç dizisinin bazalt ve gabroları göz önüne alınmıştır. Diğer kayaç birimlerinin de söz konusu edilmesi bu öneriye daha fazla destek verecektir.

Poluşağı volkanik kayaçları sedimanter ve piroklastik kayaçlarla ardalanma gösterirler. Bu olgu ofiyolitik karmaşıkların en üst düzeylerinin değişmez bir özelliğidir ve benzer istiflerin günümüzdeki büyük okyanusların tabanlarında varlıkları tespit edilememiştir (Upadhyay ve Neale, 1979). Diğer yandan, ofiyolitik karmaşıkların en üst seviyelerinde gözlenen sedimanter/volkanoklastik istiflere benzer olarak yorumlanabilecek pek çok sismik seviyeler günümüzdeki marjinal basen tabanlarında saptanmıştır (kaynaklar için bkz. Upadhyay ve Neale, 1979). Sismik seviyeler civardaki muhtemel ada yayı volkanizmasının göstergesi olarak ele alınmaktadır.



Şekil 15. Ti-Cr ayırtaç diyagramı (Pearce, 1975) ve Poluşağı bazalt ve gabroları. ●: «Daha primitif» bazalt, ○: «Daha gelişmiş» bazalt, Δ: «Daha primitif» gabro, ▽: «Daha gelişmiş» gabro

Figure 15. The Ti-Cr discriminant diagram of Pearce (1975) and the Poluşağı basic rocks. ●: «More primitive» basalt, ○: «More evolved» basalt, Δ: «More primitive» gabbro, ▽: «More evolved» gabbro



Şekil 16. Ni - Ti/Cr diyagramı (Beccaluva ve diğ., 1979) ve Poluşağı bazik kayaçları. Semboller Şekil 15 deki gibidir.

Figure 16. The Ni - Ti/Cr diagram of Beccaluva et al (1979) and the Poluşağı basic rocks- Symbols as in Figure 15.

Poluşağı toleyitik kayaç dizisinin en yaygın kayaçları bazalt ve andezitlerdir. Analiz edilen ve sahada dengeli bir yayılım gösteren 117 lav örneğinin 46 sı bazalt, 57 si andezit (35 bazaltik-andezit ve 22 asidik-andezit) ve 14 ü dasittir. Bazalt/andezit ayırımı için % 54 silika eşik değeri kullanılsa bile lavların önemli bir kesimi (117 örneğin 46 sı) andezit ve dasit olarak ortaya çıkmaktadır. Bu derece farklılaşmaya uğramış kayaçların ne ada yayı volkanizma-

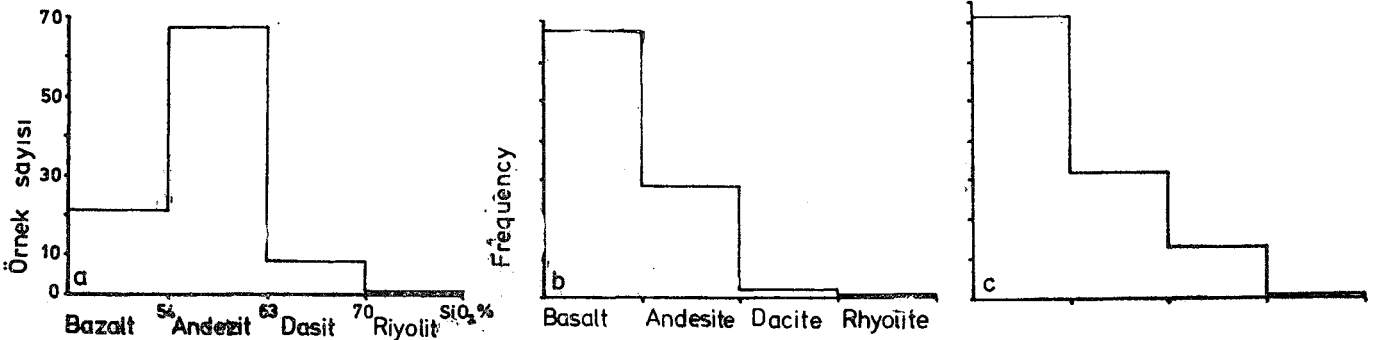
sının etkilemediği marjinal basenlerde, ne de okyanus sırtı toleyitleri içindeki varlıkları bilinmemektedir. Gerçi bir kısım asidik kayaç örnekleri okyanus tabanlarından yüzeye çıkarılmıştır (Engel ve Fisher, 1975; Coleman ve Peterman, 1975) ama bu kayaçların bazaltik kayaçlara olan oranı bugüne dek çok küçük kalmıştır. Diğer yandan, ada yayı toleyitik volkanizmalarına ait kayaç topluluklarında çok daha büyük oranlarda farklılaşmış kayaçlar izlenmektedir (Miyashiro, 1974).

Ada yayı toleyitik kayaçları, yay karmaşığının temelini oluşturur ve ada yayı volkanizmasının ilk aşamalarının (erginleşmemiş ada yayı) ürünleri olarak kabul edilirler (Jakes ve Gill, 1970; Gill, 1970; Mitchell ve Reading, 1971; Ewart ve Bryan, 1972; Miyashiro, 1974, 1975; Hawkins, 1980) Erginleşmemiş ada yayları genel olarak yüksek oranda toleyitik bazalt içerirken, erginleşmiş ada yaylarında andezitler çoğunluktadır. Şekil 17 de erginleşmemiş olarak kabul edilen South Sandwich ada yayı volkanik ürün oranları ve erginleşmiş olarak kabul edilen Lesser Antilles ada yayı volkanik ürün oranları (Baker, 1968), Poluşağı volkanik kayaçları ile denştirilmiştir. Bu denştirmenin sağlıklı olması için Baker (1968) in kullandığı silika eşik değerlerine göre (örneğin, bazalt: $\text{SiO}_2 < \% 54$) Poluşağı volkanikleri yeniden sınıflandırılmıştır. Poluşağı volkanik kayaç oranlarının erginleşmemiş ada yayı volkanik ürün oranlarıyla olan net benzerliği ortadadır.

GENEL SONUÇLAR VE TARTIŞMA

1) Paleozoik yaşlı Pütürge Masifi üzerine çalışma alanında tektonik bir dokanakla oturan Orta Eosen yaşlı Maden volkanik kayaçları ve onları kesen yan-derinlik kayaçları kimyasal olarak sınıflandırılmıştır. Hareketlenmeyen iz elementler (Zr, Nb, Y, La, Ce, Ti, P) temelinde yapılan sınıflandırma, volkaniklerin büyük bölümünün bazalt, bazaltik-andezit, bir bölümünün andezit ve daha az bir bölümünün de dasit olduğunu ortaya koymuştur. Yan-derinlik kayaçları gabro ve plajiogranittir.

2) Volkanik kayaçlar (ve yan-derinlik kayaçları) en bazikten en asidik ürünlere değin devamlı ve sistematik



Şekil 17. Poluşağı ve aktüel ada yayı volkanik ürün oranları:

- Lesser Antilles (ergin ada yayı)
- South Sandwich adaları (erginleşmemiş ada yayı)
- Poluşağı ada yayı volkanikleri

Figure 17. Comparison of proportions of volcanic rock types of modern island arcs and the Poluşağı area:

- Lesser Antilles (mature arc)
- South Sandwich Islands (immature arc)
- Poluşağı island arc volcanics

bir kimyasal evrim gösterdiğinden «Poluşağı kayaç dizisi» olarak adlandırılmıştır.

3) Poluşağı kayaç dizisi sub-alkalendir ve tüm kimyasal yönleriyle tipik bir toleyitik farklılaşma çizgisi sergiler.

4) Poluşağı kayaç dizisinin gerek kimyasal özellikleri ve gerekse bağlantılı olduğu diğer kayaçlar, dizinin Maden marjinal baseninde oluşan ensimatik bir ada yayı volkanizmasının ürünü olduğunu vurgulamaktadır. Orta Eosen yaşlı Maden baseni okyanusal kabuk tabanlıdır ve olasılıkla Hempton (1984) un önerdiği gibi, Pütürge Masifi kuzeyinde yer almıştır. Poluşağı kayaç dizisini üreten ada yayı volkanizması, gelişiminin erken bir aşamasında olan, erginleşmemiş (immature) bir ada yayı volkanizmasıdır.

Yukarıdaki sonuç. Ergani-Maden yöresinin Maden volkanik kayaçlarını, Maden baseninde gelişen ensimatik ve toleyitik bir ada yayı volkanizması ürünü olarak yorumlayan Erdoğan (1977, 1982) ve Sivrice yöresindeki Maden karmaşığı kayaçlarını ensimatik bir yay yakını basende oluşmuş olarak kabul eden Hempton (1984) ile uyum içindedir.

İncelenen sahadaki Poluşağı kayaç dizisinin kıta içi bir basende ve özellikle de kıtasal kabuk malzemesinin yine kıtasal kabuk altına daldığı bir ortamda oluştuğu şeklindeki öneriye aşağıdaki nedenlerle karşı çıkılabilir.

a) Kıtasal kabuk malzemesinin yine kıtasal kabuk altına dalmasının gerektirdiği özel tektonik şartların var olup olmadığı sorunu bir yana, böyle bir mekanizma hem kıtasal kabukta kaçınılmaz bir kalınlaşma oluşturacaktır, hem de bu tektonik ortamın oluşturabileceği magmatik işlevin Poluşağı kayaç dizisinin özelliklerini taşıyan toleyitik bir magmatizmayı geliştireceğini düşünmek oldukça zordur.

b) Maden volkanizmasının, önerilen tektonik ortamda keserek geleceği pekte ince sayılamayacak kıtasal malzeme oluşturulan Pütürge Masifinin en azından üst seviyelerini oluşturan kayaçlar alkali elementler taşıyan mineraller içerirler. Bir kısım mika-şistlerin silika içerikleri % 62-70 civarındadır ve Ba. Rb miktarları 100 lerce ppm olabilmektedir (Özçelik, 1980, yayınlanmamış analizler). Hempton (1984) Pütürge Masifinin % 80 metapelit, % 10 meta-kuvarsit ve % 5 rekrystalize kireçtaşlarından oluştuğunu belirtir. Kıtasal bir dalımın geliştireceği magmanın kıtasal kabuk kökenli asidik bir magma olma olasılığı bir yana, en azından kıtasal kabuk kontaminasyonuna uğraması çok olağandır. Halbuki Poluşağı kayaç dizisinin Sr, Ba ve özellikle Rb ve K içerikleri çok düşüktür (Çizelge 1). Volkanizma esas olarak, Sivrice yöresindeki Maden volkaniklerinde olduğu gibi (Hempton, 1984), silika içeriği düşük, bazaltik-andezitik bir volkanizmadır. Riyolit ve benzeri asidik volkanik ürünler saptanamamıştır. Bu olgular Maden volkanizmasında önemli derecede bir kıtasal kontaminasyon olasılığına ters düşmektedir.

c) Maden magmatik kayaçlarının Yazgan (1981) tarafından 0.70399 \pm 5 ve 0.70496 \pm 4 olarak verilen $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ilksel izotop oranları, bu kayaçların kıta içi bir tektonik ortamda değil, ensimatik bir ada yayı volkanizması ortamında oluştuğunu vurgulamaktadır. Ada yayı toleyitik bazalt ve bazaltik-andezitlerinde $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ oranı tipik olarak 0.7035

-0.705 arasında değişir (Carmichael ve diğ., 1974). Maden magmatik kayaçlarının $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ oranları, Yazgan (1981) in de belirttiği gibi tipik ada yayı kayaçlarının değerleridir. Ancak Yazgan (1981) benzer ilksel izotop oranları gösteren anorojenik levha içi volkanizması olasılığını ve ilksel izotop oranlarının spilitleşme ile değişebilme olasılığının da tartışılması gerektiğini ileri sürmektedir.

Maden magmatik kayaçlarının iz element kimyası göz ardı edilse dahi $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ilksel izotop oranları, bunların kıtasal levha içi toleyitler olamayacağını gösterir. Çünkü kıtasal toleyitlerde bu oran daha yüksektir. Örneğin, önemli bir kıtasal kontaminasyon dahi geçinmemiş olan Karoo kıtasal toleyitik bazaltlarında oran 0.06-0.710 arasındadır (Carmichael ve diğ., 1974). Yine aynı yazarlar, Dalradian gnayları ile kontaminasyona uğramış bir kısım kıta içi gabrolarda oranın 0.730 akadar yükseldiğini belirtirler.

Maden magmatik kayaçlarının «spilitleşmiş» olduğu gerçeği $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ilksel izotop oranlarını değiştirmiş bile olsa, bu oran, deniz suyunun $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ izotop oranının 0.709 olması nedeniyle (Spooner, 1976) ancak yükselmiş olabilir. Bunun anlamı, Maden magmatik kayaçlarındaki «spilitleş-

me» öncesi $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ oranının daha da düşük olması gerektiğidir ki bu durum kıta içi bir volkanizmayı ve kıtasal kontaminasyonu daha da az olası kılmaktadır.

KATKI BELİRTME

Bu çalışmanın büyük bölümü MTA Genel Müdürlüğü'nün mali desteği ile Durham Üniversitesi-İngiltere'de gerçekleştirilmiştir. Adı geçen kuruluşlara ve özellikle danışmanım Mr. R. Phillips'e, Dr. D. M. Hirst'e ve kimyasal analizlerin yapılmasını yönlendiren Dr. J. G. Holland ve R. G. Hardy'ye bu vesileyle teşekkür etmeyi görev saymaktayım.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Baker, P.E., 1968, Comparative volcanology and petrology of the Atlantic island-arcs: Bull. Volcanol., 32, 189-209.
- Beccaluva, L., Ohnenstetter, O. ve Ohnenstetter, M., 1979, Geochemical discrimination between ocean-floor and island arc tholeiites - application to some ophiolites. Can. J. Earth Sci., 16, 1874-1882.
- Beccaluva, L., Ohnenstetter, D., Ohnenstetter, M. ve Venturelli, G., 1977, The trace element geochemistry of Corsican ophiolites: Contrib. Mineral. Petrol., 64, 11-31.
- Bickle, M.J. ve Nisbet, E., 1972, The oceanic affinities of some alpine mafic rocks based on their Ti-ZrY contents: Jl. Geol. Soc., 128, 267-271.
- Brunn, J.H., 1983, Oceans, continents and orogens. Tectonophysics, 99, 1-29.
- Carmichael, I.S.E., Turner, F.J. ve Verhoogen, J., 1974, Igneous Petrology: McGraw Hill, N.Y., 739 s.
- Church, W.R. ve Coish, R.A., 1976, Oceanic versus island arc origin of ophiolites: Earth and Planet. Sci. Lett., 31, 8-14.
- Coats, R.R., 1968, Basaltic andesites, de: H.H. Hess ve A. Poldervaart (Ed.), Basalts, 2, Interscience, N.Y., 689-736.

- Coleman, R.G., 1977, Ophiolites-Ancient oceanic lithosphere?: Minerals and Rocks. No. 12, Springer-Verlag, 229 s.
- Coleman, R.G. ve Peterman, Z.E., 1975, Oceanic plagiogranite: J. Geophys. Res., 80, 1099-1108.
- Dewey, J.F., 1974, Continental margins and ophiolite obduction. Appalachian Caledonian system: de: C. A. Burk ve C.L. Drake (Ed), The geology of continental margins. N.Y., Springer, 933-950.
- Dewey, J.F., 1976, Ancient plate margins-some observations: Tectonophysics, 33, 379-385.
- Dewey, J.F. ve Bird, J.M., 1971, Origin and emplacement of the ophiolitic suite; Appalachian ophiolites in Newfoundland: J. Geophys. Res., 76, 3179-3206.
- Engel, C.F. ve Fisher, R.L., 1975, Granitic to ultramafic rock complexes of the Indian Ocean ridge system, western Indian Ocean: Geol. Surv. Am. Bull., 86, 1553-1578.
- Erdoğan, B., 1977, Geology, geochemistry and genesis of the sulphide deposits of the Ergani-Maden region. SE Turkey: Yayınlanmamış doktora tezi, New Brunswick Üniversitesi, Kanada. 288 s.
- Erdoğan, B., 1982, Ergani-Maden yöresindeki Güneydoğu Anadolu Ofiyolit Kuşağının jeolojisi ve volkanik kayaları: Türkiye Jeol. Kur. Bült., 25, 49-59.
- Ewart, A. ve Bryan, W.B., 1972, Petrology and geochemistry of the igneous rocks from Eua, Tongan islands. Geol.Soc Am. Bull., 83, 3281-3298.
- Floyd, P. A ve Winchester, J.A., 1975, Magma type and tectonic setting discrimination using immobile elements: Earth and Planet, Sci. Lett., 27, 211-218.
- Floyd, P.A ve Winchester, J.A., 1978, Identification and discrimination of altered and metamorphosed volcanic rocks using immobile elements: Chem. Geol., 21, 291-306.
- Gill, J.B., 1970, Geochemistry of Viti Levu, Fiji, and its evolution as an island arc: Contr. Mineral- Petrol. 27, 179-203.
- Hawkins, J.W., 1976, Petrology and geochemistry of basaltic rocks of the Lau Basin: Earth and Planet. Sci. Lett., 28, 283-297.
- Hawkins, J.W., 1980, Petrology of back-arc basins and island-arcs: their possible role in the origin of ophiolites: de A. Panayiotou (Ed), Ophiolites. proceedings of international ophiolite symposium, Cyprus. Minist. Agric. Nat. Resour. Geol. Surv. Dept. Nicosia, Cyprus, 244-254.
- Hempton, M.R., 1984, Results of detailed mapping, near Lake Hazar, Eastern Taurus mountains: de: O. Tekeli ve M.C Göncüoğlu (Ed.). Geology of Taurus Belt-Proceedings Int. Symp. Geol. Taurus belt, 26-29 Sept-1983. Ankara. Turkey, 223-228.
- Irvine, T.N. ve Baragar, W.R.A., 1971, A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks: Can. J. Earth Sci, 8, 523-548.
- İleri, S., Salancı, B., Bitem, M. ve Doğan, R. 1976, Ergani (Maden) bakır yatağı ve plaka tektoniği: Bült, 19, 133-142,
- Jakes, P. ve Gill, J., 1970, Rare earth elements and the island arc tholeiitic series. Earth and Planet. Sci- Lett-, 9, 17-28.
- Jakes, P. ve White, A.J.R., 1972, Major and trace element abundances in volcanic rocks of orogenic areas: Geol.Soc Am. Bull., 83, 29-40
- Jensen, L.S., 1976, A new cation plot for classifying subalkali volcanic rocks: Ontario Dep. Mines., Misc., Paper, 66, 22 s
- Karig, D.E., 1971, Origin and development of marginal basins in the western Pacific: J. Geophys. Res., 76, 2542-2561.
- Karşoğlu, Y., 1978, Malatya ili, Pütürge ilçesi, Poluşağı bakır sahasına ait jeoloji raporu: Yayınlanmamış rapor. MTA Arş. No: 1742. 14 s.
- Kuno, H., 1960, High alumina basalt. J. Petrol. 1, 121-145
- Kuno, H., 1965, Fractionation trends of basalt magmas in lava flows: J. Petrol, 6, 302-321.
- Kuno, H., 1968, Differentiation of basaltic magmas: de: H-H. Hess ve A. Poldervaart (Ed.), Basalts, 2, Interscience, N.Y., 623-688.
- Kushiro, I., 1979, Fractional crystallisation of basaltic magma, de: H.S. Yoder Jnr. (Ed.), The evolution of igneous rocks, 50 th ann. perspectives, Princeton Univ. Press, N.Y., 171-204.
- Laurent, R., Delaloye, M., Vaugnat, M. ve Wagner, J.J., 1980, Composition of parental basaltic magma in ophiolites: de. A. Panayiotou (Ed), Ophiolites: proceedings of international ophiolite symposium. CyprusMinist. Agric. Nat. Resour. Geol. Surv. Dept., Nicosia, Cyprus. 172-181.
- Mac Donald, G.A., 1968, Composition and origin of Hawaiian lavas: Geol. Soc. Am. Mem., 116, 477-522.
- Mac Donald, G.A ve Katsura, T., 1964, Chemical composition of Hawaiian lavas: J. Petr., 5, 82-133.
- Manşon, P., 1968, Geochemistry of basaltic rocks: Major elements: de: H-H. Hess ve A. Poldervaart (Ed.), Basalts, 2, Interscience, N.Y., 215-269.
- Michard, A., Whitechurch, H., Ricou, L.E., Montigny, R. ve Yazgan, A., 1982, Tauric subduction (Malatya-Elazığ provinces) and its bearing on tectonics of the Tethyan Realm in Turkey. Paper presented at the symposium on the Geological evolution of the Eastern Mediterranean, Sept. 1982, Edinburgh.
- Mitchell, A.H., ve Reading, H.G., 1971, Evolution of island arcs: J. Geol., 79, 253-284
- Miyashiro, A., 1973, The Troodos ophiolite complex was probably formed in an island arc. Earth and Planet. Sci. Lett., 19, 218-224.
- Miyashiro, A., 1974, Volcanic rocks series in island arcs and active continental margins: Am. J. Sci., 274, 321-355. Miyashiro, A. 1975, Classification, characteristics and origin of ophiolites: J. Geol., 83, 249-281.
- Miyashiro, A. ve Shido, F., 1975, Tholeiitic and calc-alkaline series in relation to the behaviours of titanium, vanadium, chromium and nickel: Am. J. Sci., 275, 265-277.
- Özçelik, M., 1982, The petrology and geochemistry of volcanic rocks and associated sulphide deposits of the S.E Anatolian ophiolite belt, near Malatya, Turkey: Yayınlanmamış doktora tezi. Durham Univ. İngiltere, 453 s

- Özçelik, M., 1984 a, Maden volkanizmasına ait Poluşığı toleyitik kayaç topluluğunun oluştuğı tektonik ortam T.J.K. 38. Bilim. Tekn. Kurult. bildiri özetleri, 62-63.
- Özçelik, M., 1984 b. Düşük dereceliyarışma koşullarında element hareketlenmesi ve jeokimyasal verilerin kullanımı: T.J.K. 38. Bilim. Tekn. Kurult. bildiri özetleri, 85-86.
- Pearce, J.A., 1975, Basalt geochemistry used to investigate past tectonic environments on Cyprus: Tectonophysics, 25, 41-67.
- Pearce, J.A., 1980, Geochemical evidence for the genesis and eruptive setting of lavas from Tethyan ophiolites: de: A. Panayiotou (Ed), Ophiolites: proceedings of international ophiolite symposium, Cyprus- Minist. Agric. Nat. Resour. Geol. Surv. Dept. Nicosia, Cyprus-261-272.
- Pearce, J.A. ve Cann, J.R., 1971, Ophiolite origin investigated by discriminant analysis using Ti, Zr and Y: Earth and Planet. Sci. Lett., 12, 339-349.
- Pearce, J.A. ve Cann, J.R., 1973, Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analysis. Earth and Planet. Sci. Lett, 19, 290-300.
- Pearce, J.A. ve Gale, G.H., 1977, Identification of ore-deposition environment from trace element geochemistry of associated igneous host rocks: Geol. Soc. Lond. Spec. Pub., 7, 14-24.
- Perinçek, D., 1979, Interrelations of the Arab and Anatolian plates: «Guide Book, Excursion B», First Geol. Congr. Middle East, Ankara. 34 s.
- Perinçek, D. ve Özkaya İ., 1981, Arabistan levhası kuzey kenarı tektonik evrimi: Yerbilimleri, 8, 91-101.
- Prinz, M., 1968, Geochemistry of basaltic rocks: trace elements: de: H.H. Hess ve A. Poldervaart (Ed), Basalts, 1, Interscience, N.Y., 271-323.
- Saunders, A.D., Tarney, J., Stern, C.R. ve Dalziel, I.W.D., 1979, Geochemistry of Mesozoic marginal basin floor igneous rocks from Southern Chile. Geol. Soc. Am.Bull, part 1, 90, 237-258.
- Saunders, A.D., Tarney, J., Marsh, N.G. ve Wood, D.A., 1980, Ophiolites as ocean crust or marginal basin crust: A geochemical approach: de: A. Panayiotou (Ed.), Ophiolites: proceedings of international ophiolite symposium, Cyprus. Minist. Agric. Nat. Resour. Geol. Surv. Dept., Nicosia, Cyprus, 193-204.
- Smith, R.E. ve Smith, S.E., 1976, Comments on the use of Ti, Zr, Y, Sr, K, P and Nb in the classification of basaltic magmas: Earth and Planet. Sci. Lett., 32, 114-120.
- Spooner, E.T.C., 1976, The strontium isotopic composition of seawater and seawater-oceanic crust interaction: Earth and Planet. Sci. Lett., 31, 167-174.
- Şengör, A.M.C ve Yılmaz, Y., 1981. Tethyan evolution of Turkey, A plate tectonic approach: Tectonophysics, 75, 181-241.
- Upadhyay, E.D. ve Neale, E.R.W., 1979, On the tectonic regimes of ophiolite genesis: Earth and Planet. Sci. Lett., 43, 93-102.
- Winchester, J.A. ve Floyd, P.A., 1977, Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements: Chem. Geol., 20, 325-343.
- Yazgan, E., 1972, Etude géologique et pétrographique du complexe ophiolitique de la région située au sud-est de Malatya (Taurus oriental, Turquie) et de sa couverture volcanosédimentaire: Thèse no: 1575, Univ. Genève. 236 s.
- Yazgan, E., 1981, Doğıu Toroslar'da etkin bir paleo-kıta kenarı etüdü (Üst Kretase-Orta Eosen) Malatya-Elazığ, Doğıu Anadolu: Yerbilimleri, 7, 83-104.
- Yazgan, E., 1983. A geotraverse between the Arabian Platform and the Munzur Nappes: Int. Symp. Geol. Taurus Belt, 26-29 Sept., Ankara, Guide Book for Excursion V.
- Yazgan, E., 1984, Geodynamic evolution of the Eastern Taurus (Malatya-Elazığ area, Turkey). O. Tekeli ve M.C. Göncüoğlu (Ed), Geology of Taurus Belt., Proceedings Int. Symp. Geol. Taurus Belt, 26-29 Sept., 1983, Ankara, Turkey, 199-208.
- Yazgan, E., Michard, A., Whitechurch, H. ve Montigny, R., 1983, Le Taurus de Malatya (Turquie orientale), élément de la suture sud téthysienne: Bull. Soc. géol. France, no: 1, 59-69.

Yazının Geliş Tarihi : 14.12.1984
Düzeltilmiş Yazının Geliş Tarihi : 3.11.1985
Yayıma Verildiğı Tarih : 3.11.1985

Göktepe (Ermenek- Konya) yöresinin Pb-Zn zuhurları

Pb-Zn Occurrences of the Göktepe (Ermenek-Konya) District.

MUSTAFA KUŞCU, Selçuk Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Konya.

ÖZ : Yörede değişik ortam koşullarında çökelmiş Alanya Birliği, Muzvadi Karmaşık dilimi, ve Aladağ Birliği yüzeylenir. Pb-Zn zuhurları buldukları coğrafik ve stratigrafik konum, ayrışım ve mineral parajenezlerinin farklılığı nedeniyle. Kuzey kesimi (Sarıpınar) ve Güney kesimi (Muzvadi-Berem) Pb-Zn zuhurları olarak iki ayrı grup altında incelenmiştir.

Kuzey kesiminde cevherleşmeler, Aladağ Birliği'ne ait Dumlugöze formasyonunun Üst Permian yaşlı Mizzia'lı düzeyleri ile Alt-Orta Triyas yaşlı Haydar formasyonunun tabanını temsil eden oolitik-stromatolitik kireçtaşlarında ve bu iki formasyonun geçişlerinde, çoğunlukla damarlar ve daha az tabakaya bağımlı (stratabound) olarak bulunurlar.

Güney kesiminde, Muzvadi cevherleşmeleri, Jurasik yaşlı Akpınar dolomitik kireçtaşları içerisinde ağsal damarlar şeklindedir. Berem zuhurları ise Aladağ Birliği'nin Permian, Üst Triyas ve Jurasik yaşlı formasyonlarına ait çoğunlukla dolomitik kireçtaşlarının kırık ve breşik zonlarına ya da breş çimentosu biçiminde yerleşmişlerdir.

Cevherleşmeler, Kuzey kesiminde fluoritce zenginken, Güney kesiminde fluorite rastlanmaz. Cevherleşmeleri oluşturan ilksel sülfid mineralleri sfalerit, galenit, pirit, markazit ve bunlara eşlik eden dolomit, fluorit, kalsit, kuvars, barit; ikincil mineraller ise simitsonit, seruzit, hidrozinik ve limonittir.

Pb-Zn zuhurları, KB-GD ve KD-GB doğrultulu tektonik hatlar ile ilişkili olup, bunlar boyunca yörenin naplaşması sonrasında yerleştikleri düşünülmektedir.

Pb-Zn cevherleşmeleri için magmatik-hidrotermal köken çok zayıf olasıdır. Saha ve laboratuvar gözlemleri epigenetik karakterli cevherleşmenin ya formasyon sularından kaynaklandığı veya daha önce sedimanter kayalar içerisinde dağılmış bulunan elementlerin meteorik ve yeraltı suları ile derişmesi ve bu cevherli eriyiklerin yanal ve düşey olarak mevcut kırık ve boşluklara taşınması sonucu oluştuğu düşüncesini desteklemektedir.

ABSTRACT : The Alanya Unit, Muzvadi complex slice and the Aladağ Unit occur in the study area which are formed in different environmental conditions. The ore occurrences are divided into two groups on the base of their mineral paragenesis, alterations, stratigraphic and geographic positions. These are the Northern Pb-Zn occurrences (Sarıpınar) and the Southern Pb-Zn occurrences (Muzvadi-Berem).

The Northern occurrences are found in the Mizzia bearing limestones of Upper Permian Dumlugöze Formation and in the oolitic-stromatolitic limestones of Lower-Middle Triassic Haydar Formation and also along the contacts of both formations. The ores occur mostly as veins and in some cases as stratabound lenses.

The Southern occurrences in the Muzvadi area are found in the Jurassic Akpınar dolomitic limestones as stockwork type mineralization. In the Berem area, however, the mineralization is situated in the brecciated and fractured zones of Jurassic, Upper Triassic and Permian formations of the Aladağ Unit.

The ores of the Southern part do not contain fluorite minerals while the ores of the Northern part are rich in fluorite. The ore deposits consist of primary sulfide minerals of sphalerite, galena, pyrite, marcasite, and secondary minerals of dolomite, fluorite, calcite, quartz, barite, smithsonite, cerussite, hydrozincite and limonite. The Pb-Zn deposits are commonly related to the, NW-SE and NE-SW striking tectonic lines, and were formed after the emplacement of the above mentioned units.

A magmatic-hydrothermal origin for the Pb-Zn mineralization seems unlikely. Field and laboratory observations indicate an epigenetic character for the lead-zinc deposits- The lead-zinc ores were formed either by the formation waters or by the concentration of ore-forming elements which were primarily dispersed in sedimentary rocks. by meteoric waters or ground waters. These concentrated elements then migrated and precipitated into the fractured zones and open spaces of the various units.

GİRİŞ

Bu çalışmanın konusunu oluşturan Pb-Zn zuhurları Orta Toroslar'ın batı kesiminde, Konya il sınırı içerisinde yer alan Ermenek ilçesine bağlı Göktepe bucağının kuzeybatı, batı ve güneyi ile Muzvadi köyünün güneyinde ve Antalya iline bağlı Gazipaşa ilçesinin Berem mahallesi yöresinde yer alır (Şekil 1).

Göktepe yöresini ve yakın çevresini içerisinde alan çalışmaların sayısı çok değildir. Yöre ve yakın çevresini jeolojik açıdan Blumenthal (1951), Özgül (1976), Demirtaşlı ve diğerleri (1978) ve Gedik ve diğerleri (1979) incelemiştir. Yöredeki cevher yataklarını ilk kez Ziegler (1938) incelemiş ve bunların hidrotermal-metasomatik olduğunu belirtmiştir. Yakın zamanlarda ise İnan ve Uğur (1981) bu yatakların stratabound özellikte olduğunu belirtmiş ve Orta Toros tipi olarak sınıflamışlardır.

Bu çalışmada, anılan yatakların jeolojik konumunu belirlemek amacıyla, yörede 1/25000 ölçekli jeolojik harita alınmasının yanı sıra, cevherleşmelerin tektonikle ilişkileri denetlenmiş ve seçilmiş örnekler üzerinde maden mikroskopisi araştırmaları yapılmıştır. Ayrıca çevre kayalar, yan kayalar ve zuhurlarda çeşitli elementlerin dağılımları ile bunların birbirleriyle ilişkileri araştırılmış, ve bunlara paralel olarak sfalerit, galenit ve fluorit içerisinde yer alan eser elementlerin analiz sonuçları irdelenmiştir. Tüm bu verilerin ışığı altında cevherleşmeyi sağlayan kaynak hakkında yorumlara gidilmiştir (Kuşçu, 1983).

Bu yazıda Pb-Zn cevherleşmelerinin jeolojik konumu, tektonik ile ilişkileri, geometrileri, ayrışmaları, mineralojisi ve oluşum biçimine değinilecek, cevherleşme ile ilgili diğer konular ise ayrı yayımlar kapsamında verilecektir.

GENEL JEOLJİ

İncelenen alanda birbirleriyle tektonik dokanıklı ve farklı ortamlarda oluşmuş, Paleozoyik-Mezozoyik yaşlı Aladağ Birliği (Özgül, 1976), Mesozoyik yaşlı Muzvadi karmaşık dilimi, Paleozoyik-Senozoyik yaşlı Alanya Birliği (Özgül, 1976) ve Aladağ Birliği üzerine transgresif olarak gelen Alt Miyosen yaşlı Göktepe Formasyonu gözlenir. Bu birliklerin özellikleri ve birbirleriyle ilişkileri aşağıda özetlenmiştir.

Aladağ Birliği

Blumenthal (1951) tarafından inceleme alanı çevresinde Hadim napı, yine aynı yazar tarafından (1952) Aladağlar bölgesinde Siyah Aladağ Birliği olarak adlandırılan istif, Hadim yöresinde Aladağ Birliği (Özgül, 1976), Göktepe yöresinde ise Ermenek grubu olarak (Demirtaşlı ve diğerleri, 1978) tanımlanmıştır. Yazar ise Aladağ Birliği adlanmasını benimsemiştir.

Platform tipi karbonatlardan oluşan istif, yaşlıdan gence doğru aşağıdaki formasyonları kapsamaktadır (Şekil 2).

Göksu Formasyonu (DKg). Araştırma bölgesinde Aladağ Birliği'nin tabanını oluşturan birim (Şekil 2), naplaşma nedeniyle bir bütün olarak gözlenmez. Yörede çoğunlukla en alt kesiminde kuvarsit-şeyl ardalanmasıyla başlar. Daha üstte doğru ise brakiyopodlu, mercanlı resifal kireçtaşı üzerine şeyl-kuvarsit ardalanması ile devam eder. Birim orta-kalın tabakalı, siyahımsı koyu gri kireçtaşları ve yeşilimsi gri kuvarsitler ile sona erer.

Üst Devonyen-Karbonifer yaşlı birimin litoloji özelliği ve fosil kapsamı zaman zaman derinleşen sığ deniz koşul-

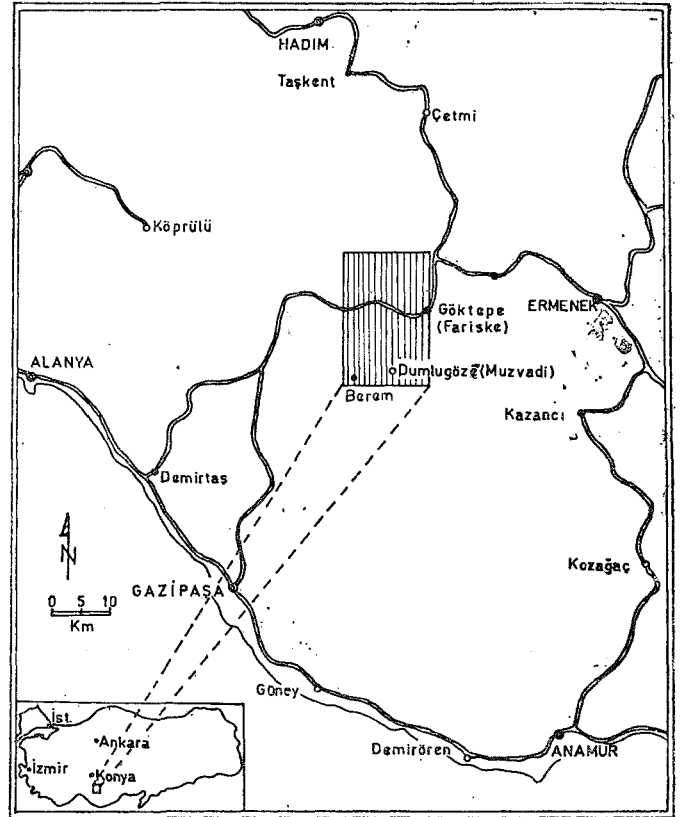
larının egemen olduğu bir çökeliği gösterir. Formasyon alttan Muzvadi karmaşık dilimi üzerine bir nap şeklinde oturmakta ve üstte Dumlugöze Formasyonu ile uyumlu olarak örtülmektedir.

Dumlugöze Formasyonu (Pd). Formasyon tabandan tavana doğru, sarımsı bordo renkli Girvenella'lı kumlu kireçtaşı, sarımsı kahverengimsi, bordo renkli, krinoidli, Fusilinella'lı kireçtaşı seviyeleri, pembemsi, kahverengimsi kuvarsit düzeyleri, orta tabakalı, gri kireçtaşı ve kuvarsit ardalanmaları içerir ve en üst düzeylerinde gri, koyu gri renkli, orta-ince tabakalı, Mizzia'lı kireçtaşları ile son bulur.

Permien yaşlı, sığ ortam koşullarında çökelen birim alttaki Göksu ve üstteki Haydar formasyonlarıyla uyumludur.

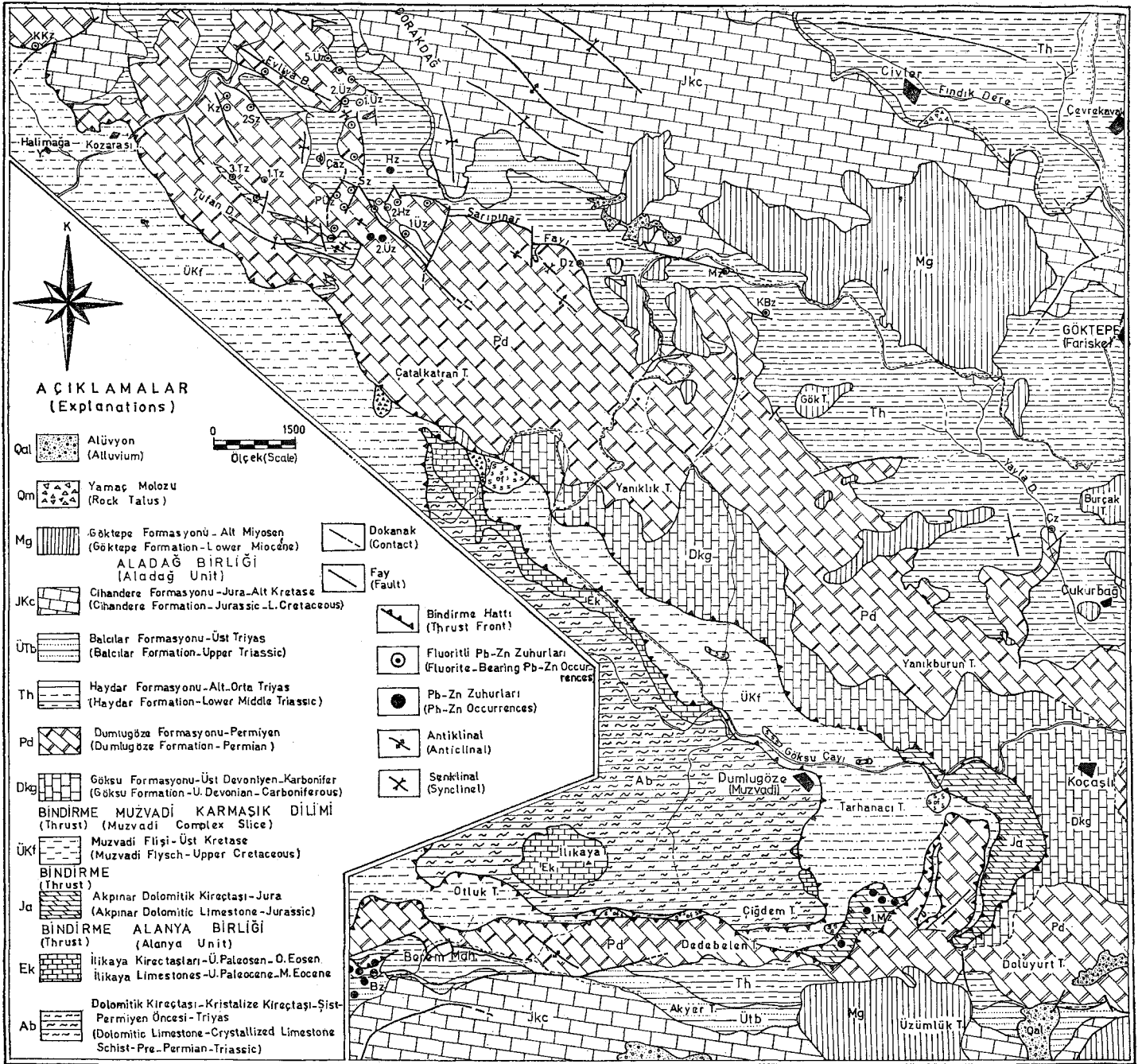
Haydar Formasyonu (Th). Formasyon altta açık grimsi-bej renkli oolitik-stromatolitik kireçtaşları ile başlar. Bu kayaların üzerine yer yer piritli, gastropodlu ve glokonili, ince tabakalı kireçtaşı düzeyleri gelir. Bunlardan sonra istif ince tabakalı, kumlu, killi kireçtaşları içeren, yeşilimsi gri, bordo renkli şeyl seviyeleri ile devam eder. Formasyonun bu kesimi üzerinde de alttan üste doğru, gastropodlu lamellibrans kavkılı, ammonitli killi kireçtaşları, kuvarsit kumtaşı düzeyleri, kumtaşı-kireçtaşı ardalanmaları ve sarımsı kahverengimsi, krinoidli kireçtaşı düzeyleri bulunur.

Litoloji özelliği ve fosil kapsamı ile sığ deniz koşullarında çökelmiş olan formasyonun yaşı Alt-Orta Triyas'tır.



Şekil 1. Yer bulduru haritası.

Figure 1. Location map.



Şekil 2. Göktepe yöresinin jeolojik haritası ve Pb-Zn zuhurları. Figure 2. Geological map of the Göktepe district and location of the lead-zinc occurrences.

Balcılar Formasyonu (Ütb). Tabanda Haydar Formasyonu ile uyumsuz olan Üst Triyas yaşlı birim, kırmızı, alaca renkli konglomeralar ile başlar. Killi kireçtaşı, kumtaşı aratabakaları içeren, kırmızı, bordo renkli şeyl düzeyleri devam eder ve en üst düzeylerindeki ince tabakalı dolomitik kireçtaşları ile Cihandere Formasyonuna geçer.

Cihandere Formasyonu (JKc). Balcılar Formasyonu ile uyumlu olan Jurasik-Alt Kretase yaşlı formasyon, alttan üste doğru sırasıyla dolomitik kireçtaşı, oolitik-pizolitik kireçtaşı ve açık gri renkli kireçtaşı düzeylerini kapsar.

Birim başlangıçta sığ deniz koşullarını yansıtırken üst kesimlerine doğru açık deniz ortamına geçmektedir.

Muzvadi Karmaşık Dilimi

Blumenthal'in (1951) Üst Kretase-Eosen yaşlı «Ayrıncı Zon» una. Brunn ve diğerlerince (1973) tanımlanan «Antalya napları»na. Demirtaşlı ve diğerlerinin (1978) Alanya masifi üzerine gelen «Eosen flişi ve içerisindeki olistolit ve olistostromları»na. yine aynı şekilde Şengün ve diğerlerinin (1978) «Üst Triyas yaşlı proksimal fliş» olarak tanım-

ladıkları birime karşılık gelmektedir. Bu dilim kendi içinde Üst Kretase yaşlı Muzvadi flişi ve Jurasik yaşlı Akpınar dolomitik kireçtaşlarını kapsar.

Akpınar Dolomitik Kireçtaşı (Ja). Muzvadi flişi üzerine itilme ile gelen, tabanında masif, gri renkli kireçtaşları, onun üzerinde koyu gri, siyahımsı, sarımsı, kahverengimsi, ince tabakalı kireçtaşları ve en üstte orta tabakalı, gri açık gri renkli dolomitik kireçtaşları birimi oluşturmaktadır.

Muzvadi Flişi (Mf). İçerisine yer yer çok büyük kireçtaşı blokları, serpantinler (Of), radyolaritler ve kamalar halinde yüzeyleyen açık gri renkli, masif, kristalize kireçtaşlarını da kapsayan birim «bloku fliş» karakterinde olup, Üst Kretase yaşlıdır (Şekil 2).

Alanya Birliği

Araştırma sahasının güney kesiminde yüzeylenen istifin (Şekil 2) tabanında mermer bantları içeren amfibol şist-granat şist-glokofan şistlerden oluşan metamorfik birimler yer alır. Şistleri, Özgül (1976) Permiyen veya Permiyen öncesi, Şengün ve diğerleri (1978) ise Alt Triyas ve daha yaşlı birimler olarak nitelerler. Şistlerin üzerinde, tabandan tavana doğru sırasıyla kristalize kireçtaşları, kalşistler ve koyu gri, siyahımsı renkli dolomitik kireçtaşları (Ab) bulunur. Özgül (1976) kristalize kireçtaşlarını Permiyen, kalk-şist ve dolomitik kireçtaşlarını Triyas kabul eder.

İncelenen alanda tabanı görülmeyen istifin bu birimleri üzerine açılmal uyumsuzlukla ilikaya kireçtaşları üstler.

İlikaya Kireçtaşları (Ek). Tabanında tamamen köşeli şist, kalkşist ve mermer çakıl ve bloklarından oluşmuş, düzensiz boylanmalı Üst Paleosen yaşlı konglomeralarla başlayan birimin üst düzeylerinde sıg ortam koşullarında gelişmiş, Alt-Orta Eosen yaşlı, açık gri renkli, Nummulitik kireçtaşları ve yeşilimsi gri şeyl düzeyleri içerir.

Göktepe Formasyonu (Mg)

Alt Miyosen (Burdigaliyen) yaşlı litolojik birim, tabanından tavanına doğru birbirleriyle yanal ve düşey yönde geçişli konglomera, marn, killi kireçtaşı, resifal kireçtaşı düzeylerini kapsar.

Göktepe formasyonu, inceleme alanında Aladağ Birliği'ne ait formasyonların üzerine gelmekte, Toroslar kuşağında ise tüm diğer birlikleri transgresif olarak üstlemektedir.

YAPISAL KONUM

Aladağ Birliği, Muzvadi karmaşık dilimi ve Alanya Birliği, incelenen alanda birbirleriyle tektonik dokanaklıdır. Aladağ Birliği, Muzvadi karmaşık dilimi üzerine; Muzvadi karmaşık dilimi ise Alanya Birliği üzerine bindirmiştir.

Toroslar'ın bu kesiminde bindirme hareketleri Orta Eosen sonu-Miyosen başlangıç aralığında gelişmiştir (Kuşçu, 1983). Nitekim Özgül (1971) Aladağ Birliği'nin hareketinin Lütesiyen sonu ve Miyosen öncesi zaman aralığında geliştiğini, Demirtaşlı (1978) Orta Toroslar'da ana tektonik deformasyonun Üst Paleosen'den önce, Batı Toroslar'da ise Eosen sonunda meydana geldiğini kabul etmektedirler.

Yörede, kıvrımların tektonik gidişinin KB-GD yönlü olduğu, kırıkların KB-GD ve KD-GB yönlerinde geliştikleri saptanmıştır.

Pb-Zn ZUHURLARI

Kuzey (Sarıpınar) ve Güney (Muzvadi-Berem) kesimi Pb-Zn zuhurları olarak iki bölümde incelenen alanda işletilen Sarıpınar yatağı dışında ekonomik değeri daha az olan çok sayıda Pb-Zn belirtisi vardır (Şekil 2).

Kuzey kesimi Pb-Zn Zuhurları

Kuzey kesiminde, KB-GD yönünde uzanan 20 km'lik bir kuşak boyunca 30 zuhur yer alır. Ancak burada cevherleşmelerden önemli görülenleri ayrıntılı olarak sırasıyla verilecektir.

Sarıpınar Zuhuru (SZ). Göktepe bucağının 15 km batısında (Şekil 2). Alt-Orta Triyas yaşlı Haydar Formasyonu ile, Permiyen yaşlı Dumlugöze Formasyonu arasında yer alan ve KB-GD doğrultusunda uzanan Sarıpınar fayının etkilediği kuşak içinde Üst Permiyen yaşlı, koyu gri renkli, Mizzia'lı kireçtaşlarının kırık, çatlak ve karstik boşluklarına yerleşmiştir. Çeşitli kalınlıklarda (1-80 cm) damar ve saçınımlar biçiminde, Sarıpınar fayına paralel bir uzanım gösteren zuhur, 200-250 m. uzunluğunda, 10-20 m genişliğe sahip bir zon üzerinde süresiz olarak izlenebilmektedir.

Sarıpınar cevher zonu orta ve kuzeybatı kesiminde genellikle makroskobik olarak sülfidli cevher minerallerinden galenit ve sfalerit izlenirken, güneydoğu kesiminde karbonatlı Pb-Zn mineralleri gözlenir. Karbonatlı cevher içerisinde özellikle galenit ve daha az sfalerit artıkları bulunmaktadır. Saydam renksiz ve süt beyaz renkli kalsit mineralleri zuhurun hemen her kesiminde yoğun bir biçimde görülür. Oksidasyon ve karstik olaylar sonucu zuhurda yer alan birincil sülfid mineralleri karbonat ve oksitlerine dönüşmüşlerdir. Bu dönüşüm sonucu cevherleşmenin üzerinde ve çevresinde sarımsı, kahverengimsi ve beyazın ege-men olduğu renk haleleri izlenir.

Pınarıstü Zuhuru (PÜZ). Sarıpınar fayını kesen KD-GB doğrultulu diğer bir fay zonu üzerinde kesikli olarak 250 m uzunluk ve 10 m genişlik gösterir. Bu zuhurda cevherli kesim, Sarıpınar zuhurunun 500-600 m kuzeybatısında yer alır (Şekil 2).

Cevherleşmeler konum olarak, Dumlugöze Formasyonunun Üst Permiyen yaşlı, koyu gri renkli, Mizzia'lı kireçtaşlarının kırıklarında yer yer 80 cm kalınlığa ulaşan damarlar, çatlak dolguları ve kireçtaşı yüzeylerinde ince kabuklar biçimindedir. Sfalerit ve galenit, şeklindeki sülfidli minerallerin oksidasyonu ile cevher damarlarında ve kireçtaşlarında yoğun karbonatlı cevher cepleri oluşurken zaman zaman da sülfidli minerallerin yüzey ve kırıklarından itibaren karbonatlaşmanın izleri belirgin bir biçimde gözlenir.

Tufandağ Zuhurları. Tufandağ'ın güneybatısında Dumlugöze Formasyonunun tavan, Haydar Formasyonunun ise taban düzeylerinde 3 adet Pb-Zn zuhuru bulunur (Şekil 2). Bunlardan ilki Birinci Tufandağ (1. TZ) Mizzia'lı kireçtaşlarında tabakaya bağımlı incecik damarlar ve kireçtaşı içerisine saçılmış mineralizasyon biçimindedir. Yaklaşık 20 m kadar KB-GD doğrultusunda uzanır. Birinci Tufandağ zuhurunun 500 m kadar kuzeyinde açık gri renkli oolitik-stromatolitik kireçtaşlarını kesen 80 cm kalınlıkta damar şeklinde İkinci Tufandağ zuhuru görülür (2. TZ). Bu zuhurda cevherli damarın konumu K30°B, 55°GB olup 9-5 m uzunluğundadır. Fakat KB-GD yönünde kesikli olarak birkaç yüz metre kadar izlenebilir. Bu yörede yer alan diğer bir cevherleşmede ikinci Tufandağ zuhurunun 1 km kadar

batısındaki Üçüncü Tufandağı zuhurudur (3- TZ). Mizzia'lı kireçtaşları ile bunun üzerine gelen oolitik-stromatolitik kireçtaşlarının geçişinde onların kırık ve çatlaklarına yerleşen cevher 50-60 cm kalınlık gösteren zonda ince damarlar halindedir. Yer yer bu damarların kalınlaştığı ve karbonatlaşmış olduğu izlenir. Çok sayıda cevher damar ve damarcığı içeren mineralize zonun yan kayaçlarla kontağı öteki Tufandağı zuhurlarında olduğu gibi keskin olup, zuhur kesikli olarak birkaç yüz metre izlenebilmektedir.

Tufandağı zuhurları, genellikle çok kırıklı ve ezik kesimlerde yer alırlar. Petrografik kesitlerde minerallerin (kalsit, fluorit, sfalerit, galenit vb) kataklastik kırıklımlı, galenitlerin sıkışma sonucu uzadığının görülmesi, cevherlerin oluşum sonrası bir tektonizma geçirdiğine işaret eder. Bundan önce verilen zuhurlarda yoğun bir biçimde izlenen fluorit mineraline burada ancak mikroskobik olarak rastlanmaktadır. Üçüncü Tufandağı zuhurunda yan kayaçtan itibaren sırasıyla kalsit-sfalerit-kalsit-galenit-karbonatlı cevher bantlarının geliştiği saptanmıştır. Ancak bu bantlı yapı yerel olup süreklilik göstermez.

Uçandere Zuhurları. Evliya Beleni ile Çorak Dağ arasında kalan Uçandere'nin her iki yamacı boyunca 5 ayrı yerde, fakat birbirleriyle ilişkili olarak düşünülen Pb-Zn zuhurları mevcuttur (Şekil 2). Bu zuhurlar Haydar Formasyonunun oolitik-stromatolitik kireçtaşları içerisine uyumsuz yerleşmişlerdir.

Birinci Uçandere cevherleşmesi (1- UZ) Evliya Beleni'nin kuzeydoğusu ile Uçandere arasında 1620 m kotundadır. Yaklaşık 15 m uzunlukta, 1 m kalınlıktaki zonda, çeşitli kalınlıktaki damarlar biçiminde izlenen cevherleşme K60° B, 35°GB konumlu ve kesiklidir. İkinci Uçandere zuhuru (2- UZ), Çeş tepe'nin yaklaşık 800-900 m kuzeybatısında Evliya Beleni ile Uçandere'nin arasında 1700 m kotunda, Birinci zuhuru 200-300 m kadar batısındadır. K85°D, 16°GD doğrultu ve eğime sahip yan kayaçları, K80°B, 80°KD konumlu cevher damarı kesmektedir (Şekil 3). Cevher damarı 45 m uzunluğa ve 0.8 m kalınlığa sahip olup, derine doğru daralmaktadır. Üçüncü, Dördüncü ve Beşinci Uçandere zuhurları KB-GD doğrultulu bir hat üzerinde bulunurlar. Dördüncü Uçandere zuhuru (4. UZ) 15 m uzunluğa ve 2 m kalınlığı ile diğer zuhurlara göre en büyük olanıdır. Dördüncü Uçandere zuhurunda fluoritce zengin cevherli zon yaygın olarak dolomitleşmiş ve silisleşmiştir.

Haydar Zuhuru. Evliya tepe'nin güneybatısı, Çeş tepe'nin güneydoğusunda, Haydar mevkiinde, Haydar Formasyonunun Orta Triyas yaşlı kısmen dolomitleşmiş, krinoidli kireçtaşlarında ve tabakaya bağımlı olarak gelişmiştir. Bu cevherleşme, bulunduğu stratigrafik konumu, kayaca yerleşimi ve gang mineralleri açısından yörede bulunan diğer zuhurlara göre daha değişik bir özellik gösterir. Yöredeki bir çok zuhurda fluorit yaygın iken bu zuhurda gözlenmez.

Esas olarak dolomitik bir gang içinde sfalerit ve galenit ile temsil edilen cevherleşme yaklaşık 1 m kalınlığa ulaşan zonda saçınımlar ve bazı kesimlerde de topluluklar halindedir.

Üçtepeler Zuhurları. Üçtepeler'in hemen kuzeybatısında ve kuzeyinde 3 ayrı yerde cevherleşme gözlenir (Şekil 2). Birinci Üçtepeler zuhuru (1- ÜZ) Haydar Formasyonunun oolitik-stromatolitik kireçtaşları içerisinde yer alırken, diğer iki zuhur Dumlugöze Formasyonunun üst kesimlerinde bulunmaktadır. Birinci zuhur, 25 m uzunluğunda yak-

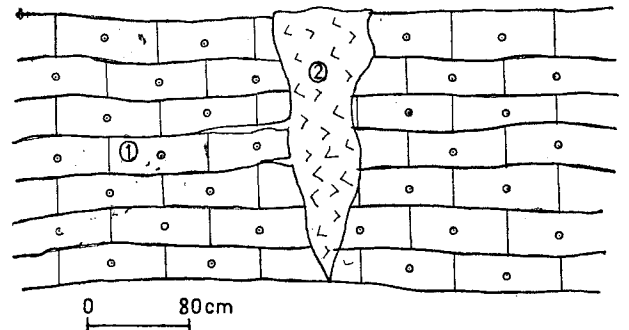
laşık 5 m genişlik gösteren bir zon boyunca dağılık cevher damarlarından oluşmuştur. İkinci ve Üçüncü Üçtepeler zuhurlarının cevher damarları tabakalar arasında, ya da tabakaların çatıklarına yerleşmiştir. Üçüncü zuhur (3. ÜZ) önemsizdir, buna karşılık diğer İkinci zuhur (2. ÜZ) 300 m uzunluk, 5-10 m genişlikteki bir zonda kesikli olarak izlenebilmektedir. Fluorit içermeyen zuhurlarda yoğun ve yaygın kalsit oluşumu görülür.

Düden Zuhuru (DZ). Düden zuhuru, Bakırsakırı'nın 700-800 m doğusunda, Bisibeleni tepenin ise 500-550 m güneyinde bulunur (Şekil 2). Cevherleşme Dumlugöze ve Haydar Formasyonlarının kontağında yerleşmiştir. Bilhassa Dumlugöze formasyonunun Üst Permiyen Mizzia'lı kireçtaşlarının içerisinde, KB-GD doğrultusunda 300 m uzunluğunda yer yer kesilerek devam eden 2-5 m genişliğindeki dolomitik, silifiye ve kalsitize bir zondadır. Zuhur KB-GD yönünde uzanım gösteren Sarıpınar fayı üzerinde yer alır. Sfalerite göre daha yoğun bulunan galenit kristalleri yan kayaca saçınımlar, damarlar ve ince çatlak dolguları şeklinde yerleşmiştir. Tektoniğin belirgin izlerini taşıyan galenitler Aydap-Gazipaşa Pb-Zn yataklarında da Ayhan (1982) tarafından belirlenen Bleischweif dokusunu kazanmışlardır.

Makam Zuhuru (MZ). Göktepe ilçesinin batısında, Göztepe-Muzvadi yolu üzerinde, Saçak tepenin güneyinde. Haydar Formasyonunun oolitik-stromatolitik taban düzeyleri içerisinde (Şekil 2) K40°B, 45°GB doğrultulu ve dike yakın bir fay üzerinde damar biçimindedir. Esas mineralleri galenit, sfalerit ve fluorit olan cevher damarı, 1-2 m kalınlık ve 100-150 m'lik bir zon boyunca kesikli olarak takip edilebilmektedir. Açık mor, menekşe, saydam, dolayısıyla renksiz fluoritler zuhurda yaygındır.

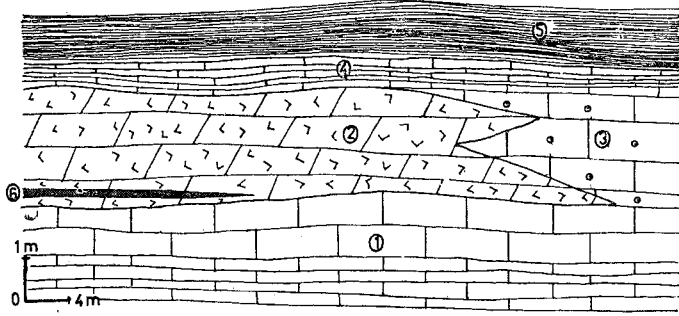
Kuzubögedi Zuhuru (KBZ). Mineralizasyon, Makam zuhurunun 1200 m kadar güneydoğusunda, Kuzubögedi deresinin hemen yakınında yaklaşık Makam Fayına paralel doğrultulu, eğimi dike yakın veya dik bir fay üzerindedir (Şekil 2). Haydar formasyonunun oolitik-stromatolitik kireçtaşlarını kateden fay zonuna cevher damarı K75°B, 25°GB konumlu olarak yerleşmiş olup 50 m uzunluğunda, 125 m genişliğindedir. Limonit oluşumu karbonatlaşma nedeniyle cevher damarı sarımsı, beyaz ve kahverengi bir renk halesi içinde gözlenir.

Çukurbağ Zuhuru (ÇZ). Çukurbağ köyünün yaklaşık 1,5 km kuzeybatısında, Yayla deresinin doğusunda ve Burçak tepe güneybatısındadır (Şekil 2). Haydar formasyonu-



Şekil 3- Oolitik kireçtaşını (1) kesen cevher damarı (2) İkinci Haydar zuhuru.

Figure 3. The ore vein (2) cutting the oolitic limestone (1); detail from second Haydar occurrence.



Şekil 4. Cevher içeren oolitik kireçtaşı (Çukurbağ zuhuru).

1 — Üst Permiyen kireçtaşı, 2 — Çoğunlukla saçınımlı cevher içeren dolomitleşmiş ve silisleşmiş oolitik kireçtaşı, 3 — Oolitik kireçtaşı, 4 — Piritli, glokonitli oolitik kireçtaşı, 5 — Yeşimsi gri ve bordo renkli şeyl, 6 — Tabakalanmaya uyumlu galenit bandı...

Figure 4. Ore-bearing oolitic limestone (The Çukurbağ occurrence).

1 — Upper Permian limestone, 2 — Silicified, dolomitized and disseminated ore-bearing oolitic limestone, 3 — Oolitic limestone, 4 — Oolitic limestone with pyrite and glauconite, 5 — Greenish gray and purplish shale, 6 — Stratiform galena.

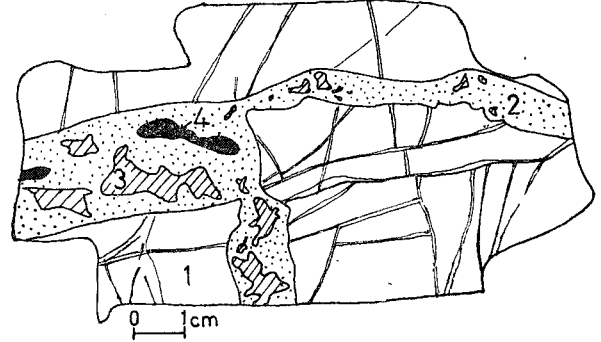
nun oolitik kireçtaşlarına dolomitleşme ve silisleşme etkisi göstererek metasomatizma yoluyla yerleşmiştir. Tabakaya bağımlı (Şekil 4) sülfürlü Pb-Zn cevherleşmesini sergileyen bu zuhur, incelenen alanda 25 m kalınlığında olup, KB-GD doğrultusunda 50 m kadar uzanmaktadır.

Güney Kesimi Pb-Zn Zuhurları

Muzvadi ve Berem Pb-Zn zuhurları inceleme alanının güneyinde yer alırlar ve Kuzey kesiminde bulunan zuhurlardan stratigrafik konumları, yerleşim şekilleri ve az da olsa mineral içeriği bakımından değişik özellik taşırırlar. Muzvadi, Berem ve Belit zuhurları bu kesimin başlıca Pb-Zn yataklanmalarıdır.

Muzvadi Zuhurları. Birinci Muzvadi cevherleşmesi (1-MZ), Muzvadi köyünün yaklaşık 2-5 km güneydoğusunda, Kurtuluğu tepenin kuzey yamacında, 1700 m kotunda (Şekil 2), Aladağ Birliği ile Muzvadi karmaşık diliminin oluşturduğu bindirmenin hemen kantağında, Jurasik yaşlı Akpınar dolomitik kireçtaşları içindedir. Bu yörede cevherler çoğunlukla tektoniğin etkisiyle breşleşen Akpınar dolomitik kireçtaşlarının kırık, çatlak ve tabaka yüzeylerine kalınlıkları, kılcaldan 10-20 cm'ye değişen ağsallı sülfürlü damarlar biçiminde (Şekil 5) yerleşmiştir. İkinci Muzvadi zuhuru (2MZ) Birinci zuhurun yaklaşık 200-250 m kuzeyinde az miktarda dolomitleşmiş, gri renkli, çoğunlukla masif görümlü Jurasik yaşlı kireçtaşları içerisinde esas olarak mm boyutlarındaki galenit saçınımları biçimindedir.

Berem Zuhuru (BZ). Berem mahallesinin 1 km kadar güneybatısında Akçal Dağı ile Otluk tepe arasında kalan dar, çok derin olmayan vadiyi D-B yönünde kateden Berem çayının her iki tarafı boyunca yer almaktadır (Şekil 2).



Şekil 5. Dolomitik kireçtaşını kesen cevher damarı (Birinci Muzvadi zuhuru): 1 — Kırıklı dolomitik kireçtaşı., 2 — Cevher damanı., 3 — Galenit., 4 — Boşluk.

Figure 5. The ore vein cross-cutting dolomitized limestone (The 1. Muzvadi occurrence).

1 — Fractured, dolomitized limestone., 2 — Ore vein., 3 — Galena., 4 — Vug.

Berem zuhurunun bulunduğu kesim çoğunlukla KD-GB ve D-B yönlü faylarla parçalanmıştır. Bu tektoniğin etkisiyle Jurasik yaşlı Cihanderesi Formasyonunun dolomitik kireçtaşlarında yoğun biçimde oluşan kırık, çatlak, breşik zon ve tabakalar arası ezik zonlara, cevherler gerek damar ve gerekse breş çimentosu biçiminde yerleşmişlerdir. Cevherleşmeden alınan el örneklerinde galenit ile sfalerit breşik ve dolomitik kireçtaşı tanelerinin aralarına yerleşerek onları çimentolamıştır (Şekil 6).

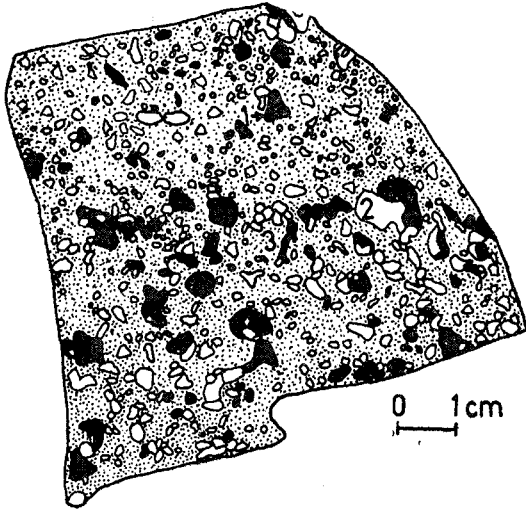
Belit Zuhuru (BBZ). Akçal Dağı'nın kuzeyinde, 1280 m kotunda, Üst Triyas yaşlı Balcılar Formasyonu ile Cihanderesi formasyonunun geçişinde yer alır. Bu birimlere ilişkin ince tabakalı dolomitik kireçtaşlarında yer yer tabakalanmaya uyumlu yer yer ise uyumsuz olarak gelişen zayıf bir Pb-Zn cevherleşmesi şeklindedir (Şekil 2). Arazi ve el örneği incelemelerinde sfalerit açık bir biçimde izlenememektedir. Fakat gang mineralleri olarak dolomit ve daha az barit belirlenmiştir.

YATAKLANMA TİPLERİ

İncelenen alanda geometrik açıdan, kırıklara, tabakaya ve breşleşmeye bağlı olarak gelişmiş sülfürlü cevher tipleri önemlidir. Bunların yanısıra bu cevherlerden ikincil olarak türeyen ve karst dolgusu biçiminde kireçtaşlarının boşluk ve ceplerinde yeralan karbonatlı cevherlerde gözlenir.

Kırıklara Bağlı Cevherleşme. Cevher tiplerinden en yaygın olanıdır. Hemen her zuhurda gözlenir. Genellikle KB-GD kırık hatlarına yerleşmiş çeşitli kalınlıklarda izlenirler (Şekil 3). Fakat kalınlıkları en fazla 1 m'ye ulaşır. Damar eğimleri çoğunlukla dik veya dike yakın olup, eğimli olanlar 20°-60° ile GB, Kve D'yadır.

Tabakaya Bağımlı Cevherler. Tabakaya bağımlı stratabound cevherleşmeler belirgin olarak Çukurbağ ve Haydar zuhurunda görülürse de, diğer zuhurlarda da tabakaya bağımlı ve tabaka yüzeyleri arasına yerleşmiş cevherleri sık sık görmek olanaklıdır. Ayrıca özellikle Kuzey kesimi cevherleşmeleri çoğunlukla Üst Permiyen Alt Triyas yaşlı kireçtaşlarında izlenir. Bunlarda ilke olarak dolomitleşme



Şekil 6. Breşik cevher (Berem zuhuru).

1 — Mikrokrystalin sfalerit (noktalı), 2 —Galenit (siyah), 3 — Dolomitik breşler.

Figure 6. Breccia ore. Dolomitic breccias (3) in a matrix of microcrystalline sphalerite (1) (dotted) and galena (2) (black). (Berem occurrence).

ve silisleşme belirgindir. Zuhurlardan yanal ve düşey olarak uzaklaşılınca silisleşme ve dolomitleşmenin azalarak yok olduğu izlenir (Şekil 4).

Breşleşmeye Bağlı Cevherler. Özellikle Berem ve Muzvadi zuhurlarında gözlenir. Muzvadi zuhurunda cevherleşmenin yerleştiği dolomitik kireçtaşları yoğun olarak breşiktir. Berem zuhurlarında ise lenit ve sfalerit dolomitik kireçtaşı kırıntılarının arasını breş çimentosu biçiminde doldurur (Şekil 6). Sfalerit kriptokristalin ve açık kahverengidir. Fluorit yer almadığı bu yataklanma tipinde kalsit ve dolomit gang mineralleri olarak yer alır ve ayrıca markazitin de yoğun olduğu göze çarpar.

MİNERALOJİ

Kuzey ve Güney kesimi Pb-Zn zuhurlarından derlenen örneklerin parlatma ve petrografik kesitlerinin mikroskopta incelenmesi sonucu sülfid minerallerinden çokluk sırasına göre genellikle sfalerit, galenit, pirit, markazit; ikincil minerallerden ise simitsonit, seruzit, hidrozinik, anglezit ve limonit belirlenmiştir. Kuzey kesimine ait zuhurların gang mineralleri fluorit, dolomit, kalsit, kuvars ve çok az barit; Güney kesiminin gang mineralleri ile dolomit, kalsit, kuvars ve az barittir.

Sfalerit. Güney kesiminde sfalerit mineralleri kriptokristalindir. Kuzey kesiminde çoğunlukla öz şekilsiz ve yarı özşekilli gözlenir. Kümeler ve ince damarlar biçiminde buldukları gibi gang içinde de saçınımlı, birey taneler halindedirler. Genellikle galenitlerden küçük, pirit ve markazitlerden büyük boyutlardadır.

Sfalerit genellikle galenit tarafından ornatılmış olmasına karşın, mekanik etkilerle onun kırıkları boyuncada yerleşmiştir. Sfalerit mineralleri dolomit tanelerinin aralarını doldururken (Levha 1. foto 1) içinde markazit, kuvars, fluorit ve öz, yarı şekilli dolomit mineralleri izlenir.

Sfalerit toplulukları yer yer kalsit damarları tarafından kesilmektedir (Levha 1, foto 2).

Açık renkli Fe'ce fakir sfalerit mikroskop altında sarı ve beyaz iç yansımalar gösterir. Zaman zaman kesitlerde açık ve koyu kahve iç yansımalar gösteren sfaleritler de izlenmektedir. Koyu renkte iç yansımalar gösterenler kristal ağlarında yer alan yoğun Fe içeriği ile yakından ilişkilidir (Ramdhor, 1975). Pınarüstü zuhur örneklerinde olduğu gibi tektoniğin ve oksidasyonun etkilerinden korunmuş minerallerde mükemmel dilinimler gözlenmiştir.

Galenit. Gerek yan kayaçlar içinde, gerekse cevher kütlelerinde galenit mineralleri öz şekilli, yarı özşekilli ve özşekilsizdir (Levha 1, foto 3,4,5,6). Buna karşılık, gang içerisinde saçınımlı ve değişik boyutlu galenitlerin özşekilli taneleri mükemmeldir (Levha 1, foto 7). Sfalerit, fluorit ve dolomiti ornatılan galenitlerin içerisinde, pirit, dolomit, fluorit ve kuvars kapanımları mevcuttur.

Zuhurlardaki cevherlerin, oluşum sonrası yoğun tektonizma geçirmeleri nedeniyle de özellikle kataklastik doku yumuşak bir sülfid minerali olan galenitte sfalerite göre daha az gelişmiştir. Karstik süreçler sfaleritlerde olduğu gibi galenitleri de etkilemiştir. Bunun sonucu olarak galenitler belirli ölçülerde kısmen veya tamamen, özellikle de, kenar, kırık ve dilinimleri boyunca seruzite dönüşmüşlerdir (Levha 1, foto 8).

Pirit. Çoğunlukla öz şekilli, yarı özşekilli ve özşekilsiz küçük kristaller halinde (10 mikron-1 mm) bulunur. Birinci Tufandağı ve Kurşunkayaşı zuhurunda ise biraz daha büyük piritlere yantaş ile cevher damarının sınırı boyunca rastlanmaktadır. Gang mineralleri içerisinde, sfalerit ve galenit tanelerinin veya topluluklarının aralarında, çeperlerinde ve içlerinde birey kristaller halinde görülür. Ender olarak ince damarlar ve framboidal piritlere de rastlanmaktadır.

Cevher damarlarının yüzeylerinde ve karstik suların dolıştığı kırıklar boyunca piritler kısmen veya tamamen limonite dönüşmüştür.

Markazit. Genellikle çok ender olarak küçük kristaller halinde, gang mineralleri içerisinde piritle beraber bulunur. Berem zuhurunda diğer zuhurlara göre daha yaygındır.

Gang Mineralleri

Fluorit. Kuzey kesimi cevherleşmelerinden Haydar ve İkinci Üçtepeler zuhurlarında fluoritin varlığı belirlenemezken, diğer tüm zuhurlarda fluorit yoğun bir biçimde yaklaşık % 25-30 oranında yer alır. Buna karşılık Güney kesimi zuhurlarında ise fluorit hiç izlenememiştir.

Makroskobik olarak saydam, renksiz, dumanlı gri, süt beyaz ve açık mor, menekşe renkli olan fluoritler, ince kesitlerinde kütle (Levha 1. foto 6), ince damarlar ve yer yer çok küçük öz şekilli birey kristaller halindedir.

Çoğu kez kataklastik kırılımlı olan fluoritin çatlak ve kırıklarını kalsit ve karbonatlı cevher mineralleri doldurmuştur (Levha 1, foto 3). Kelif (KZ) ve Kuzubögedi zuhurlarında, kübik şekilli kristaller halinde olan fluorit zaman zaman dolomit ve kalsit minerallerini ornatmıştır. Diğer yandan genç kalsitler ve kuvars tarafından da fluorit, kırıkları ve zayıf zonları boyunca ornatılmıştır. İncelenen zuhurlardan bazılarında (Makam, Kuzubögedi vb.) fluoritin iki evreli olduğu saptanmıştır. Bunlar,

a. Dolomit-silis, fluoritten oluşan ve kirli sarı, pembemsi renkli görülen birinci evre

b. İçerisinde özşekilli galenitler içeren ve bir önceki evrenin minerallerini kesen saydam, renksiz, temiz, iri taneli ikinci evrenin fluoritleridir.

Bu iki evre olasılıkla yöredeki esas cevherleşme sırasında ortaya çıkmış olmalıdır. Yöredeki fluoritlerin yitrium kapsamlarının da çok düşük, ancak 0.23 ppm olduğu ayrıca saptanmıştır (Kuşçu, 1984).

Dolomit. Olağan gang minerallerinden dolomit, Güney kesiminde hemen tüm zuhurlarda yaygın iken, Kuzey kesimi Pb-Zn yataklarına ait her zuhurda görülmez. Öz şekilli, yarı özşekilli ve özşekilsiz dolomit mineralleri çoğunlukla 0.02-0.5 mm arasında tane boyutlarına sahiptir.

Dolomit minerallerinin bir diğer özelliği zonlu yapı göstermeleridir örneğin; Haydar zuhurunda olduğu gibi. Bu zonlanmada dolomitin yapısına giren Fe'in etkin olduğu düşünülmektedir. Ayrıca bu yoğun demirli, diğer bir deyişle, belirgin zonlu dolomitlerin kısmen ankerit olma olasılığı büyüktür.

Dolomit taneleri, yan kayaçlarda ince taneli olmalarına rağmen, damarlarda iri taneli, öz şekilli, yarı özşekilli kristaller halindedir. Bu durum çoğunlukla Güney kesimindeki zuhurlarda gözlenebilmektedir. Ayrıca dolomit topluluklarını genç kalsit ve karbonat damarları da keser durumdadır.

Kalsit. İncelenen zuhurların tamamında olağan gang minerali olup, 3 farklı oluşum evresi gözlenir. İri taneli kalsitler güzel kristallenmeler sunar, gri ve süt beyaz renklidir. Bu kalsit, cevher damar ve kütleleri içinde çoğunlukla saçınımlar halinde ilk evreyi oluştururken birbirlerini kateden kalsit damarları da diğer iki evreyi temsil etmektedir. Bunun dışında ince taneli kalsit toplulukları da bulunurki, bunlar çoğunlukla yantaş kireçtaşının artıkları olarak düşünülmektedir.

Cevherleşmede ilk önce oluşan iri taneli mükemmel dilinimli kalsitler yörede etkin olan tektonik hareketlerle bükülmeler gösterirler. Yine bu kalsitlerin kuvars ve sülfidli mineraller tarafından ornatılmış oldukları belirgindir.

Kuvars. Hemen hemen tüm zuhurlarda bulunur. Özellikle Kuzubögedi. İkinci Kelif, Dördüncü Uçandere ve Çukurbağ zuhurlarında yoğundur.

Çoğunlukla kriptokristalin ve öz şekilsizdir, zaman zaman biraz daha irice ve öz, yarı özşekilli kristaller halinde de gözlenir. Kriptokristalin olanlar diğerlerine göre daha genç oluşuklardır. Kriptokristalin kuvarslar dolomit, kalsit ve fluoritin çatlaklarında yer alır. İri taneli kuvars hem bu gang minerallerinin çatlaklarında hem de sfalerit ve galenitin içinde, kırık ve çatlaklarında izlenir. Diğer birçok minerali kateden kalsit damarları yer yer kuvarsların ezik kesimlerine de yerleşmiştir.

Barit. Kuzey kesiminde ender olarak gözlenen barit, Güney kesiminde bilhassa Belit ve Muzvadi zuhurunda mikroskopik olarak saptanmıştır. Öz şekilli, öz şekilsiz ışınal büyümeli baritler, çok kırıklı, breşik kesimlere yerleşmiş, opak minerallerce kirletilmiş ince, uzun çubuklar biçimindedir.

İkincil Mineraller

Simitsonit. Sfaleritten oksidasyon koşulları altında dönüşen simitsonit (Levha 1, foto 8), sfaleritin hemen çevresinde, dilinimleri ve kırıkları boyunca kolloform ve kabuğumsu gelişirken, göç etmeden dolayı da kireçtaşı kırık-

çatlak ve boşlukları ile diğer minerallerin kırıklarında gözlenir. Sarıpmar zuhurunda olduğu gibi fazla karstlaşmış zuhurlarda simitsonit, limonit, seruzit, anglezit ve hidro-zinkitle birlikte bulunur. Bazı kesitlerde daha sonraki bir simitsonit oluşumu öncekileri damarcıklar halinde keser.

Seruzit. Bozuşma ürünü olarak yaygın bir biçimde galenitin kenarları boyunca mükemmel, ritmik dokulu gelişen seruzitler (Levha 1, foto 8, 9) aynı zamanda galenitin kırık ve dilinimleri boyunca da gelişmiştir. İlerleyen oksidasyon sonucu galenitlerin tamamen seruzitleştiği, ya da bunlar arasında çok az kalıntılarının varlığı izlenir.

Hidrozinkit. Bu mineral de simitsonit gibi sfaleritin bozuşma ürünü olarak, onun kenar ve kırıkları boyunca ortaya çıkar.

Limonit. Başlıca pirit ile daha az oranda markazit ve Fe içerikli sfalerit minerallerinin oksidasyonu yoluyla oluşmuştur. Bazı zuhurlarda, özşekilli veya parçalanmış pirit kristalleri etrafında veya kırıklarında belirli ölçülerde limonitleşme ortaya çıkmıştır. Bazen birey pirit kristalleri tümüyle limonite dönüşmüştür.

SONUÇLAR VE TARTIŞMALAR

Çalışma alanında, iki farklı sektörde ele alınıp önemli görülenleri incelenen zuhurlar farklılıklar gösterebilir, aynı işlevin oluşturduğu cevher yatakları olarak düşünülmektedir ve aşağıda özetlenen özelliklere sahiptirler.

Permien-Triyas-Jurasik yaşlı karbonatlı kayaçlar (dolomit, dolomitik kireçtaşı, kireçtaşı) içerisinde bulunurlar.

Cevherleşmeler epijenetik karakterlidir.

İncelenen alan ve yakın çevresinde cevher zuhurlarına kaynak oluşturabilecek bir mağmatik kayacın varlığı saptanamamıştır.

Tabakaya bağımlı (Stratabound), damar ve breş cevherleşmeleri izlenir.

Mineral parajenezi basit ve sadedir (sfalerit, galenit, pirit, markazit, fluorit, dolomit, kalsit, kuvars, az barit).

Cevherleşmelerin içerisinde yer aldığı yan kayaçların Pb-Zn içeriklerinin normal değerlerin üzerinde olduğu saptanmıştır. Şöyleki normal olarak kireçtaşlarında Zn 20 ppm (Bürküt, 1979, Wedepohl, 1970), Pb 5-10 ppm (Bürküt, 1975), 13 ppm (Wedepohl, 1972) dir. Aladağ Birliği'ne ait formasyonlardan derlenen 22 örneğin Zn değerleri ortalaması 29 ppm, Pb değerleri ortalaması 25 ppm'dir. Formasyonların Pb-Zn içerikleri normal değerlerin çok üzerinde olmamasına rağmen belirli jeolojik süreçlerle şekillenerek bir Pb-Zn yatağı oluşturabilir.

Cevherleşmelerin diskordans yüzeylerinde yer almaması, tabakalı olmaması ve bir sedimanter fabrik görülmemesi (ritmik, çapraz, oblik ve dereceli tabakalanma, jeopetal yapı gibi), sedimantasyonla doğrudan çökelimli bir cevher oluşum teorisinin kabul edilemeyeceğini gösterir.

Tipik hidrotermal yataklarda izlenen herhangi bir mineral zonlanması söz konusu değildir.

Cevherleşmenin yan kayaçlarında silisleşme ve dolomitleşme etkindir.

Pb-Zn zuhurlarının sfaleritlerinin Cd, Ga, Ge değerlerinin yüksek Fe, Mn değerlerinin ise düşük değerli olduğu, galenitlerin Sb değerlerinin yüksek, Bi ve Ag değerlerinin de düşük olduğu saptanmıştır. (Kuşçu, 1983).

Fluoritlerin Y (yitrium) içeriğinin de düşük olduğu yapılan X-Ray floresens analizler sonucu saptanmıştır (Kuşçu, 1984).

Çalışılan alanın Pb-Zn zuhurlarının yukarıdaki özelliklerinden dolayı karbonatlı kayalar içerisinde yer alan ve magmatik kayalarla ilişkileri belirlenememiş veya cevherleşmelerin yer aldığı kesimlerde magmatik bir kayanın bulunmadığı Mississippi Vadisi ve Alpin tipi Pb-Zn yataklarına değinmek gerekmektedir. Genellikle her iki tip bir çok özellikleri bakımından birbirlerine benzer ve çok önceden Alpin tipi Pb-Zn yataklarında Mississippi terimi altında incelenmekteydi (Stanton, 1972).

Bu yatakların genel özellikleri şöylece sıralanabilir.

Kaim bir karbonat istifinin bulunduğu yerlerde Pb-Zn yataklarının gelişimi görülebilir. Bu yatakların oluşumunda başlıca etkenler; resifler, fasiyes değişimleri, bazen kenar ve taban topografyası gibi özelliklerdir (Sangster, 1976).

Cevherler stratiform veya stratabound şekilde zaman zaman karstlaşmayla ilgili, fay ve çatlaklarda damar dolgusu olarak, çözelti breşleri ve çöküntü breşleriyle ilgili olarak bulunurlar. Yataklarda başlıca sülfid mineralleri galenit ve sfalerittir. Barit ve fluorit bazı yataklarda ekonomik açıdan önemlidir. Gang mineralleri dolomit, kalsit, aragonit, fluorit ve kuvarstır. Ayrıca siderit, ankerit ve kolloform silis de bulunabilir. Çok ince taneli sfalerit ve wurtzitin ve/veya markazitin araldanmalı bantları bulunurki buna schaleblende denir (Craig ve Vaughan, 1981).

- Sıvı kapanımları, cevherlerin oluşum sıcaklıklarının genellikle 100° -150°C aralığında, nadiren 200°C'ye ulaşan ve pek sık olarak 100°C den daha düşük sıcaklıkta olduğunu gösterir. Bu tip eriyiklerin tuzlu olduğu (% 15-25) ve başlıca Na-Ca-Cl iyonlarından oluştuğu saptanmıştır (Stanton, 1972).

Mississippi Vadisi türü Pb-Zn yataklarının kökenleri konusunda sinjenetikten epijenetiğe kadar değişen bir çok teori ortaya konmuştur. Cevherleşmenin çoğunlukla tabaka boşluklarında sıkışmış denizel kökenli sıvılar ile ilişkili fakat, muhtemelen daha derin kaynaklardan bir başka eriyiğin katılması ile oluştuğu belirtilir (Brown, 1970). Sangster (1976) ise cevherleşmenin magmatik epijenetik veya sinjenetik-diyajenetik süreçlerle şekillenmiş olabileceği görüşünü vurgular.

Böylece inceleme alanının Pb-Zn zuhurları yukarıda özetlenmiş verilerle Mississippi Vadisi ve Alpin tipi Pb-Zn yataklarına az da olsa benzerlik gösterirlerse de bugünkü veriler tam anlamıyla bir Mississippi Vadisi tipi veya Alpin tipi yatak demeyi olanaksız kılmaktadır. ileride izotop çalışmaları ve cevher ortam ilişkilerinin de değerlendirilmesiyle daha inandırıcı bir yargıya varmak mümkün olacaktır.

Arazi, laboratuvar gözlem ve çalışmaları ile yukarıda ki görüşler altında Göktepe-Ermenek Pb-Zn zuhurlarının sedimanter ve magmatik-hirotermal süreçlerle şekillenmesinin zayıf bir olasılık olduğu, Mississippi Vadisi yataklara kısmen benzerlik gösterdiği cevherleşmenin formasyon sularından veya daha önce sedimanter kayalar içerisinde dağılmış bulunan elementlerin yeraltı sularıyla deriştirilip uygun kırık ve boşluklara epijenetik olarak yerleştirildiği düşünülmektedir.

KATKI BELİRTME

Pb-Zn yataklarının araştırılmasında doktora hocalığı üstlenen ve yürüten Prof. Dr. Mehmet Ayan'a, teşvik, ilgi ve önerileriyle araştırmayı desteklediği için S.Ü. Jeoloji Müh-Başkanı Prof. Dr. Fikret Kurtman'a, çalışmaya MTA Enstitüsünce destek sağlayan Doç. Dr. Sadrettin Alpan'a, çalışmanın başlangıcından bitimine önerileri, bilgi ve ilgisinden dolayı Dr. Ömer Akıncı'ya, Prof. Dr. Mehmet Ayan'ın emekli olması ile çalışmanın yürütücülüğünü üstlenen ve sonuçlanmasına yardımcı olan Yard. Doç. Dr. Ahmet Ayhan'a ve ismini anmadığım tüm emeği geçenlere katkılarından dolayı en içten teşekkürlerimi sunarım.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Ayhan, A., 1982, Burhan Mahallesi-Yuları köyü arasında bulunan galenitli barit yatakları (Gazipaşa-Antalya): Türkiye Jeol. Kur. Bült. 25-2, 105-116.
- Blumenthal, M. M., 1951. Batı Toroslar'da Alanya ard ülkesinde jeolojik araştırmalar: MTA Yayını, Seri D, 5, 135 s.
- Blumenthal, M. M., 1952, Das taurische Hochgebirge des Aladağ, neuere Forschungen zur seiner Geographic Stratigraphie und Tektonik: MTA Yayını, Seri D, 6, 136 s.
- Brown, S. J. S., 1970, Mississippi Valley type lead-zinc ores: Min. Deposita, 5, 103-109
- Brunn, J. H., Argyriadis, L., Marcoux, J., Monod, O., Poisson, A. ve Ricou, L., 1973, 50. Yıl Yerbilimleri kongresi, 58-69 s.
- Bürküt, Y., 1979, Uygulamalı Jeokimya: İTÜ Yayını, İstanbul, 236 s.
- Craig, J. R. ve Vaughan, D. J., 1981, Ore microscopy and petrography: Willey-Interscience Publication, New York, 259-265.
- Demirtaşlı, E., Gedik, İ. ve İmik, M., 1978, Ermenek batısında Göktepe-Dumlugöze ve Tepebaşı arasında kalan sahanın jeolojisi: Türkiye Jeol. Kur. Bildiri özetleri, 9 s.
- Gedik, A., Birgili, S., Yılmaz, Y. ve Yoldaş, R., 1979, Mut-Ermenek-Silifke yöresinin jeolojisi ve petrol olanakları: Türkiye Jeol. Kur. Bült. 22, 7-26.
- İnan, A. ve Uğur, M., 1981, Konya-Hadim (Kızılderiş)-Bozkır (Küçükkuşu) ve Antalya-Gazipaşa (Muzvadi-Bezem) yörelerindeki çinko-kurşun cevherleşmelerine ait jeoloji raporu: MTA Enst, Maden Etüd R., 1754, 56 s, yayımlanmamış.
- Kuşçu, M., 1983, Göktepe-Ermenek (Konya) yöresinin jeolojisi ve Pb-Zn yatakları: Doktora tezi (Yayımlanmamış), Selçuk Univ., 181 s.
- Kuşçu, M., 1984, Göktepe (Ermenek-Konya) kuzey kesimi Pb-Zn zuhurlarındaki floritlerin Y (yitrium) içerikleri; Türkiye Jeol. Kur. Bült. 27, 57-60.
- Özgül, N., 1971, Orta Toroslar'ın kuzey kesiminin yapısal gelişiminde blok hareketlerin önemi: Türkiye Jeol. Kur. Bült.14, 85-101.
- Özgül, N., 1976, Toroslar'ın bazı temel jeoloji özellikleri: Türkiye Jeol. Kur. Bült. 19, 65-78.
- Ramdohr, P., 1975, Die Erzminerale und ihre Verwachsungen: Akademie-Verlag, Berlin, 1277 s-

- Sangster, D. F., 1976. Carbonate hosted lead-zinc deposits; K.H. Wolf, (ed), Handbook of Stratabound and Stratiform Ore Deposits'de: Elsevier, Amsterdam-Oxford-New York, 6, 447-456.
- Stanton, R. L., 1972, Some stratabound ores of sedimentary affiliation: Ore Petrology, Mcgraw-Hill, New York, 541-551.
- Şengün, M., Acarlar, M., Çetin, F., Doğan, Z. ve Gök, A., 1978, Alanya masifinin yapısal sorunu: Jeoloji Müh. Derg., 6, 39-44.
- Wedepohl, K. H., 1970, Zinc: Handbook of Geochemistry,

- Springer, Berlin, 11/2, 30 s.
- Wedepohl, K. H., 1972, Lead: Handbook of Geochemistry. Springer, Berlin, 82, 111 s.
- Ziegler, K. G. J., 1938, Montangeologische Untersuchungen im Westlichen Taurus: Teil I; Übersicht der geologischen wahrnehmungen im gebiet des westlichen Taurus-Unveröff. Ber., MTA Yayını, 953, s.

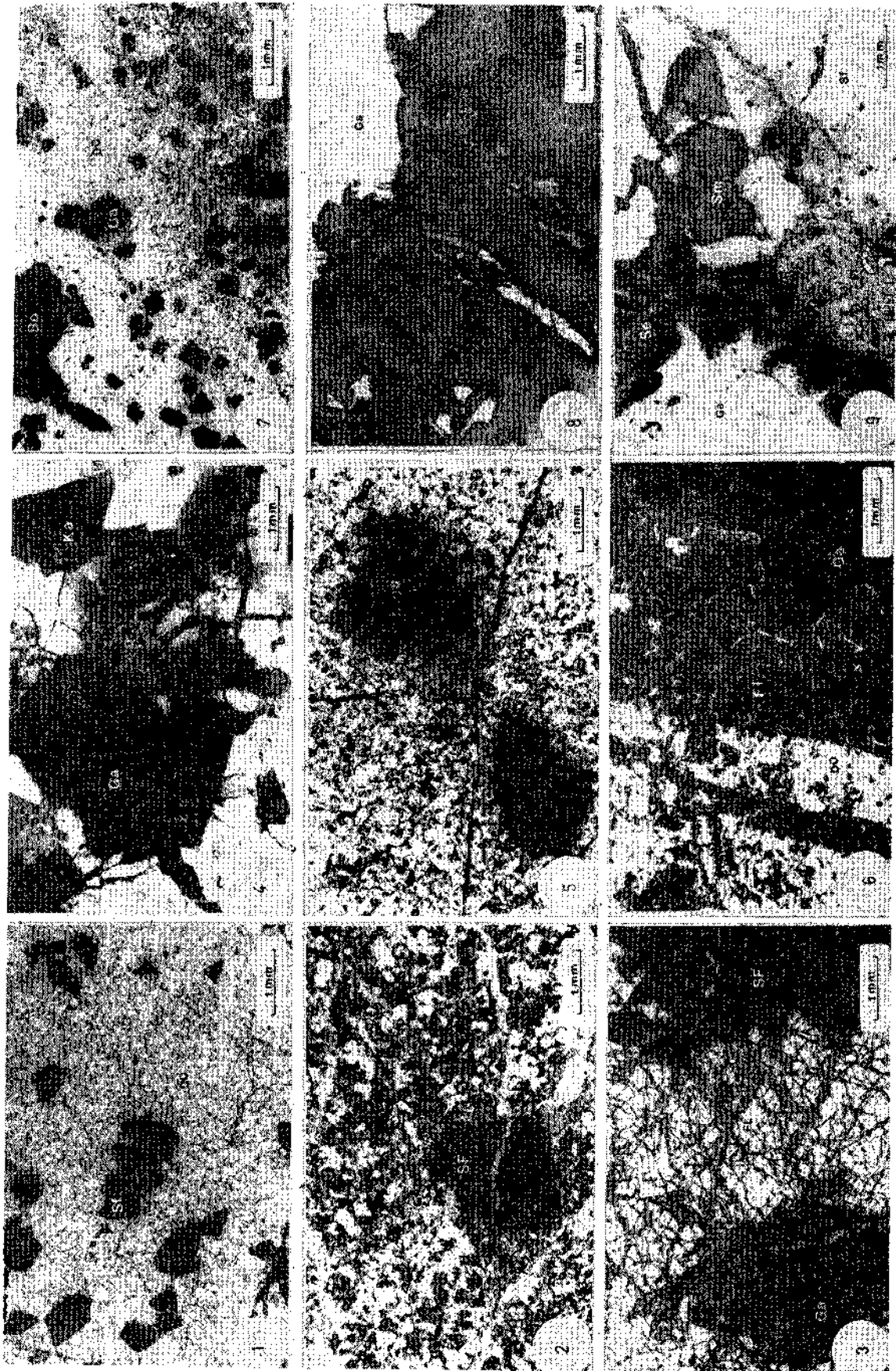
Yazının Geliş Tarihi :15.6.1984
Düzeltilmiş Yazının Geliş Tarihi :2.11.1985
Yayına Verildiği Tarih :3.11.1985

LEVHA I

- Şekil 1. Dolomiti eşmiş kayaç içerisinde saçılmış, yarı özşekilli-özşekilsiz sfalerit taneleri. 4. Uçandere zuhuru. İnce kesit, paralel nikel.
- Şekil 2. Dolomit (Do), Kuvars (si) ve öz şekilli fluorit matriksi içerisinde kalsit damarıyla kesilmiş sfalerit (Sf). 1. Uçandere zuhuru. İnce kesit, çapraz nikel.
- Şekil 3. Galenit (Ga). sfalerit (Sf) ve fluorit (Fl) ilişkisi. Pınarüstü zuhuru. İnce kesit, paralel nikel
- Şekil 4. Öz şekilli kalsit (Ka) içerisinde yarı özşekilli galenit (Ga) ve galenit içerisinde kapanım halinde kalsit. 2. Uçandere zuhuru. İnce kesit, çapraz nikel.
- Şekil 5. Öz şekilsiz, yarı özşekilli ve öz şekilli, parlak beyaz kuvars (Si), küçük siyah benekler fluorit (Fl) hamur içerisinde yarı özşekilli galenitler (ga). Kuzubögedi zuhuru. İnce kesit, çapraz nikel.
- Şekil 6. Fluorite (Fl), galenit (Ga), dolomit (Ko) ilişkisi. Kurşunkayası zuhuru. İnce kesit, çapraz nikel.
- Şekil 7. Dolomitik kireçtaşı (Do) içerisinde, saçılmış öz şekilli yarı özşekilli galenitler (Ga). Boşluk (Bo) Belit zuhuru. İnce kesit, çapraz nikel.
- Şekil 8. Galenit (Ga) ve sfaleritin (Sf) oksidasyonu sonucu, seruzit (Se) ve simitsonite (Sm) dönüşümleri. 2. Uçandere zuhuru. Parlatma, paralel nikel.
- Şekil 9. Galenit (Ga), sfalerit (Sf) ve piritin (pi) seruzit (Se) simitsonit (Sm) ve limonite (Li) dönüşümü. 1- Muzvadi zuhuru. Parlatma, paralel nikel.

PLATE I

- Figure 1. Disseminated, subhedral-anhedral sphalerite grains in dolomitized rock. 4. Uçandere occurrence. Thin section, parallel nicol.
- Figure 2. Sphalerite cut by calcite veinlet in a matrix of fluorite, dolomite (Do) and quartz (si), 1. Uçandere occurrence. Thin section, cross nicol.
- Figure 3. Relation of galena (Ga), sphalerite (Sf), and fluorite (Fl). Pınarüstü occurrence. Thin section, parallel nicol.
- Figure 4. Subhedral galena (Ga) in euhedral calcite (Ka) and calcite inclusion in galena. Thin section, cross nicol.
- Figure 5. Bright white, anhedral, subhedral and euhedral quartz (Si) and fluorite (Fl) little black spots. Subhedral galena in quartz and fluorite matrix. Kuzubögedi occurrence. Thin section, cross nicol.
- Figure 6. Relationship of fluorite (Fl), galena (Ga) and dolomite (Do). Kurşunkayası occurrence. Thin section, cross nicol.
- Figure 7. Disseminated, euhedral-subhedral galena grains (Ga) in dolomite limestone (Do). Vug (Bo). Belit occurrence. Thin section, cross nicol.
- Figure 8. Cerussite (Se) and smithsonite (Sm) formed by oxidation of galena (Ga) and sphalerite (Sf). 2. Uçandere occurrence. Polished section, parallel nicol.
- Figure 9. Galena (Ga), sphalerite (Sf) and pyrite (pi) replaced by cerussite (Se), smithsonite (Sm) and limonite (Li). 1. Muzvadi zuhuru. Polished section, parallel nicol.



Kemiklitepe (Uşak - Eşme) omurgalı faunası Hipparionlarında odontolojik değişimler

Odontological variations of the Hipparion vertebrate fauna in Kemiklitepe (Uşak-Eşme)

VAHDET TUNA, Ege Üniversitesi Doğa Tarihi Enstitüsü, İzmir.

ÖZ : Bu araştırmada Kemiklitepe omurgalı faunasında bulunan hipparionların ayrıntılı odontolojisi işlenmiş, odontolojik ve biyometrik gözlemler sonucu *Hipparion matthewi* Abel ve *Hipparion* sp. tanımlanmıştır.

Fauna elemanları ve hipparion dişleri göz önüne alındığında, bölgede ormanların yanısıra, aralıklı savan, akarsu-göl ortamının varlığı ve biyozonun Vallesiyen sonu-Turoliyen başında oluştuğu düşünülebilir.

ABSTRACT : In this research, the odontology of hipparion found in Kemiklitepe vertebrate fauna has been studied and as a result of odontologic and biometric observations *Hipparion matthewi* Abel and *Hipparion* sp. are identified. From the faunal evidence and hipparion teeth it can be concluded that some dispersed savannah and lacustrine-fluvial environments along with forests existed in the region. The corresponding time interval of the biozone is thought to be late Vallesian-early Turolian.

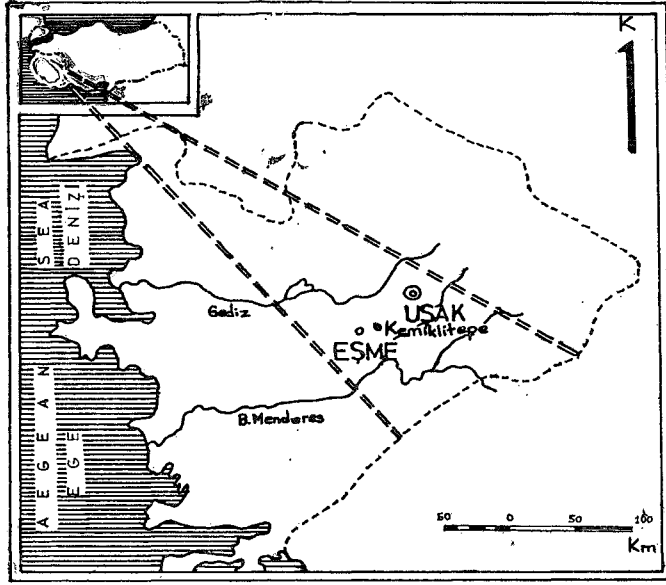
GİRİŞ

Bu çalışmada Uşak ili, Eşme ilçesinin 15 km. doğusunda bulunan ve B. Menderesin yukarı kollarından biri olan Balçıklidere vadisinde Kemiklitepe omurgalı biyozonunda (Şekil 1) bulunan hipparionlara ait dişlerin biyometrik parametreleri saptanarak biyozonun stratigrafik konumu ve paleokolojik özellikleri üzerinde durulmuştur.

İnceleme yeri olan Kemiklitepe 1/25-000 ölçekli Uşak L 22 a2 paftasında 38 derece 52' kuzey enlemi ile 30 derece 37' doğu boylamları arasında bulunmaktadır.

Kemiklitepe omurgalı biyozonu ilk kez Yalçınlar (1946) tarafından bulunmuş ve şu fosiller toplanmıştır: *Mastodon* sp., *Rhinoceros* sp., *Aceratherium* sp., *Hiparion gracile* de Christol, *Sus erymanthius* Roth ve Wagner, *Camelopardalis attica* Gaudry ve Lartet, *Palaeotragus roueni* Gaudry, *Dorcatherium puyhauberti* Kaup, *Palaeoreas* sp., *Gazella* sp., *Orasius* sp., *Palaeoryx* sp., *Helicotragus* sp., *Hyaena eximia* Roth ve Wagner. Yine Yalçınlar (1954) aynı bölgede çalışmalar yaparak *Giraffa* sp. ve *Tragocerus amalthus* Roth ve Wagner fosillerini bulmuş ve biyozona Üst Miyosen (Ponsiyen) yaşını vermiştir. Daha sonra Cru-

safont (1957) biyozonda bulunan omurgalı materyel üzerinde çalışarak *Phyllotillon* aff. *naricus* Pilgrim, *Hipparion gracile* de Christol, *Samotherium boissieri* Major, *Palaeoreas lindermayeri* Wagner ve *Struthio* sp. türlerini saptamıştır. Bölgede en ayrıntılı çalışmayı Ozansoy (1961, 1969) yapmış ve zengin bir fauna bularak biyozona Pikermiyen yaşını vermiştir. Ozansoy'un bulmuş olduğu fosiller şunlardır: *Probosciden* gen. et sp. indet., *Choerolophodon pentelicus* Gaudry ve Lartet, *Ictitherium hipparionum* Gervais, *Machairodus* sp., *Hyanictis* sp., *Felis* sp., *Mustelidae*, *Parataxidea maraghana* Kittl, *Hyaena eximia* Roth ve Wagner, *Pliohyrax groecus* Gaudry, *Chilotherium* sp., *Diceros pachygnathus* Wagner, *Dicerorhinus* cf. *schleiermayeri* Kaup, *Hipparion mediterraneum* Hansel, *Hipparion matthewi* Abel, *Hipparion* sp., *Nestoritherium* sp., *Orycteropus* sp., *Sus erymanthius* Roth ve Wagner, *Helladotherium duvemoyi* Gaudry, *Samotherium* sp., *Palaeotragus* sp., *Criotherium* cf. *argalioides* Major, *Protoryx carolinae* Major, *Oioceros* sp., *Gazella gaudryi* Schlosser, *Antilope* gen. et sp. indet., *Antilope* gen. et sp. indet. 11, *Reptiliengen.* et sp. indet. Daha sonra Sickenberg ve diğ. (1975) bölgede çalışarak *Mastodon*



Şekil 1. Yer bulduru haritası
Figure 1. Location map

sp., *Hipparion* sp., *Diceros neumayri* Osborn, *Palaeotragus* sp., *Samotherium* sp. fosillerini bulmuşlardır. Gergedanlara ve diğer birkaç buluntuya dayanarak faunanın Kayadibi faunasına ait ve Orta Vallesiyen yaşında olduğunu belirtmişlerdir. Son olarak MTA Enstitüsünden Ercan ve diğ. (1978) nin buldukları fosiller Tekkaya, Aslan ve Saraç tarafından değerlendirilmiştir. Bu fosilleri; *Probosciden* sp., *Trilophodon* sp., *Rhinoceros* sp., *Diceros neumayri* Osborn. *Hipparion gracile* de Christol, *Palaeotragus roueni* Gaudry, *Gazella gaudry* Schloeser, *Tragocerus amaltheus* Roth ve Wagner teşkil etmektedir. Ayrıca Kemiklitepede yaptığımız çalışmalarda, *Hipparion matthewi* Abel ve *Hipparion* sp. nin yanısıra *Choerolophodon* sp., *Machairodus* sp., *Dicerorhinus* sp., *Samotherium* sp., *Palaeotragus* sp., *Gazella gaudry* Schloeser, *Tragocerus amaltheus* Roth ve Wagner türlerine ait fosiller toplanmıştır.

STRATİGRAFI

Yalçınlar (1946) omurgalı fosillerin kalınlığı 50 m. den fazla ve az meyilli olan limon, kil katmanları içinde bulunduğunu ve bu katmanların altında gösel kalker ve killerin, üstünde ise kalın gre ve konglomera tabakaları bulunduğunu belirtmiştir. Ozansoy (1969) Kemiklitepe serisinin iki biyozon içerdiğini, alt seviyenin esmer, kırmızı kalkerli marn oluşumunda, az kalın, fosil bakımından fakir, üst seviyenin ise esmer, kırmızı limon oluşumlu, fosilce zengin olduğunu ve Kemiklitepe yataklarının Karacaahmet köyü çevresinde ara kum yataklı çakıllı bir seri ile örtüldüğünü kaydetmiştir. Kemiklitepe lokalitesinde içeren en ayrıntılı çalışma MTA Enstitüsünden Ercan ve diğ. (1978) tarafından yapılmıştır. Bölgede Pliyosen, İnay grubu ve Payamtepe volkanitleri ile temsil edilmiştir. İnay grubu aşağıdaki formasyonlardan (Şekil 2) oluşmaktadır:

1) Ahmetler formasyonu

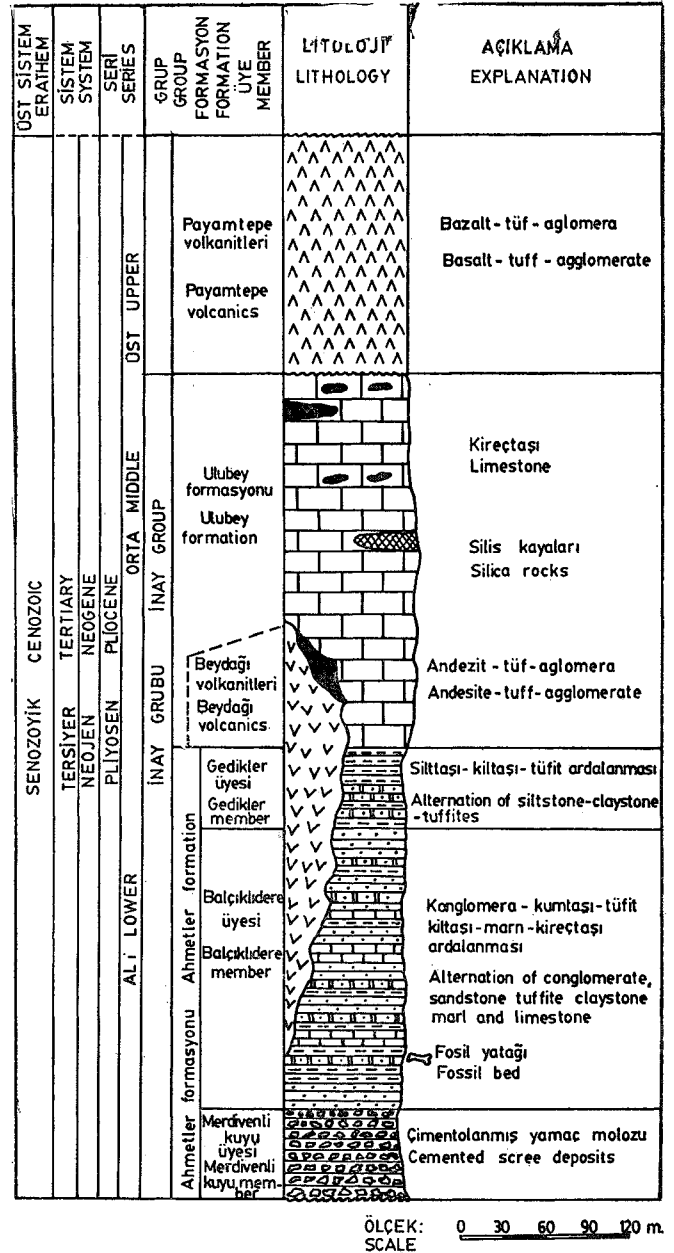
Bu formasyon içinde 3 üye tesbit edilmiştir.

a — Merdivenlikuyu üyesi

Düzgün katmanlarına göstermeyen, fosilsiz, köşeli metamorf çakıl ve blokları içeren yamaç molozlarıdır.

b — Balçıklidere üyesi

Açık sarı renkli, yatay katmanlı, omurgalı ve omurgasız bol fosil içeren konglomera-kumtaşı-tüfit-kiltaşı-marn-kireçtaşı ardalanması gösteren akarsu ortamında oluşmuş çökellerdir.



Şekil 2. Çalışma alanının genelleştirilmiş stratigrafik dikme kesiti

Figure 2. Generalized stratigraphic columnar section of the study area

c — Gedikler üyesi

Açık san. açık yeşil renkli silttaşı-kiltaşı-tüfit arda-lanması gösteren gösel ortam çökelleridir.

Ahmetler formasyonu tümüyle Alt Pliyosen yaşlıdır.

2) Beydağı volkanitleri

Ahmetler formasyonu ile eş yaşlı andezitik lav, tüf ve aglomeralar içerir.

3) Ulubey formasyonu

Ahmetler formasyonu üzerinde uyumlu olarak bulunan, Gastropoda, Lamellibranchiata ve Ostracoda fosilleri içeren açık pembe, üste doğru gri-beyaz renkli yer yer si-lisleşmiş gösel kireçtaşlarıdır.

4) Payamtepe volkanitleri

Üst Pliyosen yaşlı olup bazaltik lav, tüf ve aglomeralar içerir.

Araştırma mevkii olan Kemiklitepe omurgalı biyozonu Balçıklıdere üyesi içindedir.

SİSTEMATİK

Sınıf : Mammalia Linneaus 1758

Takım : Perissodactyla Owen 1848

Aile : Equidae Gray 1821

Cins : **Hipparion** de Christol 1832

Hipparion matthewi Abel 1926

(levha I, şekil 1-6)

1926 **Hipparion matthewi** Abel, sayfa 163.

1938 **Hipparion matthewi**. Tobien, sayfa 306, levha XII, şekil 1,2,3.

1941 **Hemihippiparion matthewi**, Wehrli, levha 21, şekil 1,4.

1952 **Hipparion matthewi**, Gromova, sayfa 231,

1968 **Hipparion matthewi**, Forsten, sayfa 53.

1971 **Hipparion matthewi**, Sondaar, sayfa 420, levha I, şekil a,b,c.

Materyal P² -M³ in situ içeren sağ üst çene parçası, M₁ -M₃ in situ içeren sağ alt çene parçası ile izole P², P₂-P₃. P₄.

TANIMLAMA**Üst dişler**

Premolar ve molarlar (Levha I, Şekil 1-2)

Orta derecede aşınma gösterirler. Seman tabakası dişlerin dış kısmında stil'ler arasında ve iç kısımda görül-

mektedir. İzole ve **in situ** P² nin ön kısmı yuvarlağımsı olup, **in situ** P² de protokon serbest, izole P² de ise protokonül ile bağlantılıdır. Protokon sütünsal ve çigneme yüzeyindeki görünümü az oval veya yuvarlağa yakındır. Parakon üçgenimsi, metakon yarım daire şeklindedir. Hipokon premolar'larda molar'lara göre daha gelişmiş olup sivridir. M¹ ve M² de ise hipokon yuvarlaktır. Prefoset ve postfoset kapalıdır. Plikaballin P² de çift, diğer dişlerde tektir. En gelişmiş stil olan mesostil diş ortalamaktadır. Bu, **Hipparion matthewi**'nin tipik karakteridir (Matthew, 1926).

Alt dişler

Premolarlar (Levha I, Şekil 3-5)

Orta derecede aşınmışlardır. Seman tabakası dişlerin dış ve iç kısımları ile çigneme yüzeyine yakın yerlerde görülmekte ve kalındır. Protokonid yarım daire, hipokonid ise protokonid'e göre daha köşeli bir görünümündedir. Metakonid, metastilid yuvarlak olup, P₂ nin entokonidi, P₃ ve P₄ e göre büyüktür. Hipokonülid az gelişim gösterir. Parasitilid P₄ te iyi gelişmiştir. Diş çöküntü sığdır ve protostilid içermektedir. Ektostilid görülmemektedir.

Molarlar (Levha I, Şekil 6)

Az aşınmış dişlerdir. Seman tabakası dış kısımda kalın, iç kısımda ise incedir. Protokonid ve hipokonid yarım daire şeklinde, metakonid ve metastilid yuvarlaktır. Entokonid M₁ de M₂ ve M₃ e göre daha büyüktür. Hipokonülid M₃ te gelişmiştir. Entokonid entokonülid ile birleşerek ikinci bir papyon yapı oluşturmuştur. Genel olarak metafleksid dış-ıç, entofleksid ise ön-arka yönde gelişim gösterirler. Bu durum açık olarak M₂ de görülmektedir. M₁ ve M₂ protostilid içermektedir. Dış çöküntü derindir ve ektostilid görülmemektedir.

Ölçümler cm. olarak alınmıştır- (the measurement are in cm) uz = uzunluk (length), gen = genişlik (width), pr. uz. = protokon uzunluğu (length of protocone), pr. gen. = protokon genişliği (width of protocone), pr. yük. = protokon yüksekliği (height of protocone), fos. pli. = foset plikasyonu (plication of fossette)

Hipparion sp-

(Levha I, Şekil 7-10, Levha II, Şekil 1-4)

Materyal

İzole P², P³-4, M₁-M₃

Dişler	uz.	gen.	pr. uz.	pr. gen.	pr. yük.	fos. pli.
P ² (izole)	3.06	2.38	0.70	0.50	2.10	4.5.5.1
P ²	2.55	1.83	0.50	0.35	1.50	2.8.5.1
P ³	1.97	2.07	0.50	0.40	2.00	5.7.6.1
P ⁴	1.89	2.06	0.45	0.35	2.35	4.5.6.2
M ¹	1.73	1.89	0.50	0.35		3.6.5.2
M ²	1.69	1.83	0.50	0.35		3.6.6.1
M ³	1.66	1.57	0.45	0.25	2.40	4.3.2.1
P ₂ (izole)	2.09	1.31				
P ₃	2.00	1.47				
P ₄	2.00	1.46				
M ₁	1.96	1.22				
M ₂	1.94	1.07				
M ₃	2.15	0.96				

Çizelge 1. Hipparion matthewi Abel'e ait biyometrik değerler

Table 1. Biometric values of Hipparion matthewi Abel

TANIMLAMA

Tüm dişleri iri ve yüksek taçlıdır. Seman tabakası dişlerin dış ve iç kısımlarında görülmektedir.

Üst dişler

Premolarlar

P²: (Levha I, Şekil 7)

Az aşınmıştır. Dişin ön kısmı sivridir. Protokon sütünsal olup çığneme yüzeyindeki görünümü eliptir. Bu elipsin ön kısmı küt, arka kısmı sivridir. Parakon ve metakon ön-arka yönünde uzamıştır. Protokonül'ün arka duvarı, plikaballin'e yakın olarak bir pliye sahiptir. Hipokon mızrak ucu şeklindedir. Fosetler açıktır ve plikaballin çifttir. Mesostil, en gelişmiş stildir.

P³⁻⁴: (Levha I, Şekil 8, Levha II, Şekil 1-4)

Çok az aşınmış bir diştir. Protokonun çığneme yüzeyindeki görünümü üçgendir. Hipokon ince uzun bir görü-

nümedir. Fosetler geniştir, fakat foset plikasyonu henüz görülmemektedir. Plikaballin çok belirgin olmamakla beraber çifttir. Parastil ve mesostil gelişmiştir. Dişten enine olarak alınan kesitlerde çığneme yüzeyindeki yapıların almış olduğu şekiller ayrıntılı olarak görülmektedir.

Molarlar

M¹: (Levha I, Şekil 9)

Orta derecede aşınma gösterir. Protokon sütünsal ve çığneme yüzeyindeki görünümü elips şeklinde olup ön-arka yönde fazla uzamıştır. Parakon, metakona göre daha çok gelişmiştir. Hipokon uzamış, fosetler kapalıdır. Plikaballin çifttir. Mesostil gelişmiştir.

M²: (Levha I, Şekil 10)

M¹ egöre daha az aşınmıştır. Protokonun çığneme yüzeyindeki görünümü üçgene yakındır. Hipokon M¹ dekinden oldukça küçük ve mızrak ucu şeklindedir. Foset'ler kapalı olup plikaballin çifttir. Mesostil gelişmiştir.

Dişler	uz.	gen.	pr. uz.	pr. gen.	pr. yük	fos. pli.
P ² (izole)	3.68	2.49	0.85	0.55	2.90	7.4.2.2
P ³⁻⁴ »	2.76	2.57	0.80	0.35	3.20	
M ¹ »	2.71	2.57	1.00	0.40	2.70	5.8.8.2
M ² »	2.77	2.46	1.00	0.40	3.10	4.6.7.1

Çizelge 2. *Hipparion* sp. ye ait biyometrik değerler

Table 2. Biometric values of *Hipparion* sp.

BENZERLİK VE AYRICALIKLAR

Kemiklitepede bulunan *Hipparion matthewi* Abel türünde mine plikasyon'u azdır (ortalama olarak 16); protokon yuvarlak veya az ovaldır. Forsten'e göre (1968) mine plikasyon'u Sisam ve Selanik'te bulunan *Hipparion matthewi* Abel türlerinde 14 ve 16 dir. Kemiklitepede, özellikle izole olarak bulunan P² de protokon protokonül ile bağlantılı ve metakonid, metastilid yuvarlaktır. Bu yönleri ile Sisam'da bulunmuş olan *Hipparion matthewi* Abel'e benzer. Kemiklitepe örneklerimizde P² - M³ uzunluğu 11,6 cm. olup protostilid gelişmiştir. Sisam örneklerinde ise bu uzunluk 10-13 cm. ve protostilid az gelişmiştir (Sondaar, 1971).

Kemiklitepede *Hipparion* sp. olarak tanımlanan dişler irilik, protokon'un sütünsal gelişimi ve mesostil'in en fazla gelişmiş, stil olması yönünden Evciler (Ankara) da Ozansoy (1957) tarafından orta Sinap olarak tanımladığı bölgede (I no'lu seviye) bulunmuş olduğu *Hipparion ankyranum* Ozansoy dişlerine benzemektedir. Protokon'un çığneme yüzeyindeki görünümü ve plikaballin sayısı bakımından ayrıcalık göstermektedir. Kemiklitepede bulunan dişlerde protokon'un çığneme yüzeyindeki görünümü elips şeklinde ve plikaballin çifttir. Orta Sinap I no'lu seviyede bulunmuş olan dişlerde ise protokon'un çığneme yüzeyindeki görünümü yarım daire şeklinde (P² hariç) ve plikaballin tektir.

Kemiklitepe ve Orta Sinap I no'lu seviyede bulunmuş olan P² leri karşılaştırdığımız zaman Orta Sinaptaki P² nin ön kısmı yuvarlağımsıdır. Sinus hipokonal 2 belirgin olmayıp, hipokon uzamış ve protokonül'ün arka duvarı plikaballin'e yakın bir pli içermemektedir. Kemiklitepedeki P² de ise dişin ön kısmı sivridir. Sinus hipokonal 2 çok belirgin, hipokon mızrak ucu şeklinde ve protokonül'ün arka duvarı plikaballine yakın bir pli içermektedir.

Yine Orta Sinap I nolu seviyede bulunmuş diğer bir *Hipparion* ankyranum Ozansoy örneğinde ise plikaballin P², M¹, M³ te tek P³ ve P⁴ te ise çifttir.

PALEOEKOLOJİ

Kemiklitepe fosil yatağını içeren açık sarı renkli Balçıklıdere katmanları akarsu ortamı özelliği gösterirler (Ercan ve diğ. 1978).

Omurgasızlardan (Gastropoda) *Zebrina* sp., *Bulimus* sp., ve *Campylaea* cf. *bolivari* Gomez göl ortamının varlığını simgeler.

Kemiklitepe biyozonundaki *Hipparion* dişlerinde seman tabakasının genellikle kalın, mine tabakasının ince ve bazı dişlerde foset plikasyon'unun fazla olduğu gözlenmiştir. Bu durum *hipparion* yaşamının bir orman biyotopunda olabileceğini düşündürmekte, ancak dişlerin yüksek taçlı ve seman tabakasının genellikle kalın olması yaşam ortamının ve koşullarının değişiminin belirteci olabilir. Bu da bize kalıtsal bir niteliğin (orman karakteri) kolay kolay kaybolmayacağını vurgulamaktadır.

Fauna elemanlarından *Nestoritherium* (*Ancylotherium*) sp. orman habitatının varlığını (Viret, 1958), ayrıca *Gazella* sp., *Palaeoreas* sp. ve *Tragocerus* sp. bolluğunda savan habitatının varlığını kanıtlamaktadır (Ginsburg, 1968).

Tüm fauna bir savan bölgesi, seyrek ormanlık ve yer yer akarsu ve göl ortamlarını içeren bir bölgenin varlığını göstermektedir.

Kemiklitepe omurgalı faunası genelde Küçükzyozgat (Ankara), Sisam, Pikerme, Selanik ve Maragha faunalarına benzemekle beraber farklı cins ve türlerin varlığı ekolojik ayrılıklar olduğunu göstermektedir. Bu farklılığın sebebi Balkanlar ile Anadolunun Sisam üzerinden olan bağlantısının zaman zaman kesilmiş olması, coğrafik izolasyon ve farklı iklim koşulları olarak özetlenebilir. Farklı

cins ve türlere rağmen ortak formların çoğunluğuna dayanarak Kemiklitepe lokalitesinin, Maragha, İç Anadolu, Sisam üzerinden Pikermi ve Selanik'e bağlayan bir bölge olduğu kanıtlanmaktadır. Ozansoy (1969). Kemiklitepe faunasının içerdiği Pliohyrax graecus Gaudry (Ege türü) ve Parataxidea maraghana Kittl (Asya türü) türlerinden dolayı Avrasya niteliğinde olduğunu ve Parataxides maraghana Kittl'nin Ege faunasını İç Anadolu ve Maragha Hipparion faunasına bağladığını kaydetmiştir.

SONUÇLAR

Yapılan çalışmada odontolojik ve biyometrik gözlemler sonunda iki Hipparion türü tanımlanmış olup bunlar:

- 1) Hipparion matthewi Abel
- 2) Hipparion sp.

dir.

Kemiklitepe Hipparion türlerinin alt premolarlarındaki diş çöküntünün sığ olması, genelde seman tabakasının kalınlığı (tüm dişlerde), dişlerin yüksek taçlı olması karakteri ve diğer fauna elemanları gözönüne alınarak Kemiklitepe lokalitesinde savan ortamının daha egemen olması olasıdır. Premolarlardaki diş çöküntünün sığlığı sert step otlarını yemeye uyum sağlamaktadır (Gromova, 1952). Açık fosetlerin bolluğu Gromova (1952) ya göre ilkel bir karakterdir. Kemiklitepe Hipparion dişlerinde açık fosetlerin bol olmayışı ikellikten uzaklaşımı göstermektedir.

Ozansoy (1969), Kemiklitepe lokalitesinden kuş uçuca çok az uzaklıkta bulunan Eşme-Akçaköy lokalitesinin içerdiği Hipparion biyozonunun Kemiklitepe Hipparion mediterraneum Hansel içeren fauna zonundan daha önce geldiğini belirtmiştir. Eşme-Akçaköy fauna grubu hipparionlarında görülen düşük plikasyon sayısı ve düşük hipsodonti indeksi brakyodont diş karakterini anımsatmaktadır (Staesche ve Sondaar, 1979). Kemiklitepe hipparionlarında bir evrimi yansıtan plikasyon sayısının ve hipsodonti indeksinin yüksek olması Eşme-Akçaköy fauna gurubundaki hipparionlara göre mine plikasyonu ve hipsodonti indeksi yönü ile daha gelişmiş olan Kayadibi veya Garkın fauna gurubu hipparionlarına dahil edilmesi gerekliliğini ortaya koymaktadır. Fauna olarak karşılaştırıldığında Kemiklitepenin Garkın fauna gurubuna dahil edilen Küçükzyozgat (Ankara), Sisam, Maragha, Pikermi, Selanik faunalarında ortak türler içerdiği görülmektedir. Ortak türler Küçükzyozgat (Ankara), Sisam ve Maragha'da daha çoktur. Bu benzerliğe dayanarak Kemiklitepe faunasının Turoliyen yaşlı türleri ve cinsleri de içerdiği açıklanmış olmaktadır. Fauna guruplarının benzerliğine dayanarak ortaya çıkan bu durum Şen ve diğ. (1978) ne uyum göstermektedir.

Kemiklitepe faunasında bulunan Dorcatherium puyhauberti Kaup, Pliohyrax sp., Machairodus sp., Dicerorhinus schleiermacheri Kaup Vallesiyen'i, Hyaena eximia Roth ve Wagner, Helladotherium duvernoyi Gaudry, Palaeoreas lindermayeri Gaudry, Orycteropus sp. ve bilhassa Gazella sp. ve Tragocerus amaltheus Roth ve Wagner hakimiyeti Turoliyen'i karakterize etmektedir (Ginsburg, 1968). Kemiklitepe faunası paleoklimatolojik ve paleokolojik olarak Vallesiyen ve Turoliyen'e uyum göstermektedir. Şöyle ki; ormanlık alanların varlığı Alt Pliyosen'in alt kısmına, ağaçsız otluklar ve yeşillik bozkırlar TuroJiyen'e özgüdür. Bu

paleokolojik ortam da bize iklim şartlarının Vallesiyen'de ılık ve yağışlı, Turoliyen'de ise yarı kurak ve kurak olduğunu göstermektedir (Sickenberg ve diğ., 1975).

Yukardaki tüm verilere dayanarak Kemiklitepe biyozonunun Vallesiyen sonu-Turoliyen başında olduğu söylenebilir.

KATKI BELİRTME

Bu çalışmanın temelini 1980 yılında yapılan yüksek lisans tezi teşkil etmektedir.

Tez çalışmalarında değerli görüşlerinden yararlandığım Sayın Prof. Dr. Fikret Ozansoy'a ve yazım düzeni ile paleontolojik kurallar yönünden düzeltilmesinde yardımlarını esirgemeyen Sayın Prof. Dr. Erol Akyol'a teşekkür-rimi sunarım.

Arazi çalışmalarında ve bilimsel tartışmalarda görüş alışverişinde bulunduğum Tanju Kaya ve Feral Arslana ve çizimler içinde teknik ressam Zeynep İlhan'a teşekkür ederim.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Abel, O., 1926, Die Geschichte der Equiden auf dem Boden Nord-Amerikas: Verh. Zool. Bot. Ges., Wien, 74, 150-164.
- Crusafont Pairo, M., 1957, Los Girafidos fosiles de Eşme (Anatolia): -Nota preliminar. -Curs- y Conf., 4: 80-81.
- Ercan, T., Dinçel, T., Metin, S., Türkecan, A., Günay, E., 1978, Uşak yöresindeki Neojen havzalarının jeolojisi: Türkiye Jeol. Kur. Bül., 21, 2, 97-107.
- Forsten, A. M., 1968, Revision of the Palearctic Hipparion. Açta Zool. Fennica, 119, 53.
- Ginsburg, L., 1968, L'évolution du climat au cours du Miocène en France: 1-5.
- Gromova, V., 1952, Le genre Hipparion: Trav. Inst. Paleont. Acad. Sci. URSS, 36, 231.
- Matthew, W. D., 1926, The evolution of the horses: Quart. Rev. Biol., 1 (2), 139-185.
- Ozansoy, F., 1957, Türkiye Tersiyer Memeli Faunaları ve Stratigrafik Revizyonları: MTA Enst. Dergisi No: 49.
- 1961, Hyaena şenyürekli OZANSOY du Pliocène supérieur (Sinap moyen) et la repartition verticale du genre Hyaena dans le systeme Pliocène de Turquie.
- 1969, Ege Fosil Omurgalı Faunaları ve Hipparion'lu Faunaların dikey yayılımı: MTA Enstitüsü Dergisi No. 72.
- Sickenberg, O., Becker-Platen, J. D., Benda, L., Berg, D., Engesser, B., Gaziry, W., Heissig, K., Hunermann, K. A., Sondaar, P. Y., Schmitt-Kittler, N., Staesche, U., Steffens, P., Tobien, H., 1975, Die Gliederung des höheren Junteriärs und Altquartärs in der Türkei nach erbebraten und ihre Bedeutung für die internationale Neogen-Stratigraphie: Geol. Jb., B 15, 30-63.
- Sondaar, P. Y., 1971, The Samos Hipparion I, II: Kon. Ned. Akad. Wet B, 74, 4, 417-441.
- Staesche, U. ve Sondaar, P. Y., 1979, Hipparion aus dem Vallesium und Turolium (Jungstertiär) der Türkei: Geol. Jb. B 33, 35-79.

- Şen, Ş., Sondaar, P. Y., Staesche, U., 1978, The biostratigraphical applications of the genus *Hipparion* with special references to the Turkish representatives: Proc. Kon. Ned. Akad. Wet., B, 81 (3), 370-385.
- Tobien, H., 1938, Über das Gebiss des *Hipparion matthewi* Abel: Sonder-Abdruck aus dem Neues Jahrbuch für Mineralogie etc Beil. Bd. 80. Abt. 3, 279-306.
- Viret, J., 1958, *Perissodactyla*. Trait'e de Paléontologie, VI. 2, 368-475,

- Wehrli, H., 1941, Beitrag zur Kenntnis der *Hipparionen* von Samos: Pal. Zeitschr, Bd. 22, 321-386.
- Yalçınlar, İ., 1946, Eşme civarında Miyosen'e ait bir omurgalılar faunası: İ.Ü.F.F. Mec. BXI, 2, 124-129.
- 1954, Les gisements de Mammifères et d'autres Vertébrés fossiles de la Turquie. -Cong. geol. int. Alger 1952, C.R. 19. Sess., Sect. 13, 15: 139-147, 1 Abb.

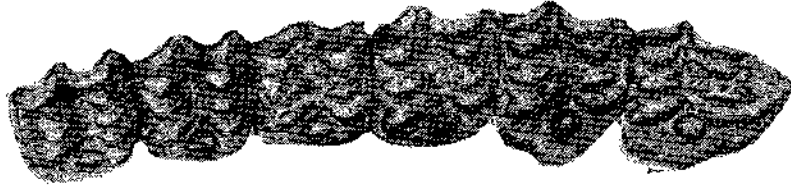
Yazının Geliş Tarihi 28.1.1984
Düzeltilmiş Yazının Geliş Tarihi :1.9.1984
Yayıma Verildiği Tarih :14.12.1984

LEVHA I

- Şekil 1. Sağ üst çene, P² -M³ in situ
Şekil 2. Sağ izole P²
Şekil 3. Sol izole P₂
Şekil 4. Sol izole P₃
Şekil 5. Sol izole P₄
Şekil 6. Sağ alt çene, M₁ -M₃ in situ
Şekil 7. Sol izole P²
Şekil 8. Sol izole P³⁻⁴
Şekil 9. Sol izole M¹
Şekil 10. Sol izole M²
Şekiller doğal büyüklükte

PLATE I

- Figure 1. Right upper jaw, P² -M³ in situ
Figure 2. Right P²
Figure 3. Left P₂
Figure 4. Left P₃
Figure 5. Left P₄
Figure 6. Right lower jaw, M₁ -M₃ in situ
Figure 7. Left P²
Figure 8. Left P³⁻⁴
Figure 9. Left M¹
Figure 10. Left M²
All figures natural size



1



2



3



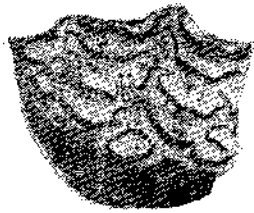
4



5



6



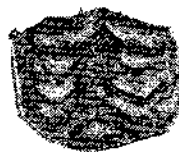
7



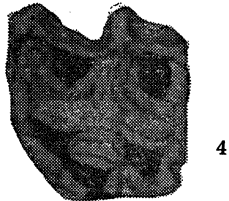
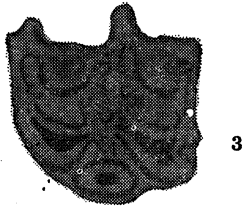
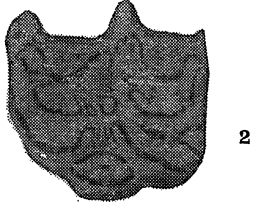
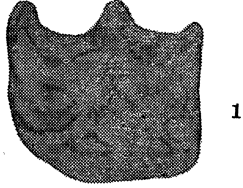
8



9



10



LEVHA II

Şekil 1. Sol izole P³⁻⁴ çigneme yüzeyi

Şekil 2. Sol izole P³⁻⁴ kesit 1

Şekil 3. Sol izole P³⁻⁴ kesit 2

Şekil 4. Sol izole P³⁻⁴ kesit 3

Şekiller doğal büyüklükte

PLATE II

Figure 1. Left P³⁻⁴ occlusal surface

Figure 2. Left P³⁻⁴ section 1

Figure 3. Left P³⁻⁴ section 2

Figure 4. Left P³⁻⁴ section 3

All figures natural size

Ankara dolaylarındaki Neojen yaşlı volkaniklerin jeokimyası

Geochemistry of the Neogene volcanics around Ankara.

AYLÂ TANKUT, ODT.Ü. Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Ankara.

ÖZ . Ankara dolaylarında dört ana bölgede yüzlekler veren Neojen yaşlı volkaniklerin petrokimyasal özellikleri, bunların i) ortaç-asidik kalkalkalin ve ii) bazik alkalın olmak üzere iki ayrı grupta toplanabileceklerini göstermektedir.

Hornblendr biyotit, piroksen ve andezin fenokristalleri içeren kalkalkalin volkaniklerin bir bölümünün ana element kimyası, And tipi kıta kenarı volkaniklerinininkine benzemektedir Ancak bunların uyumsuz iz elementlerden Rb, Nb, Zr, Y içerikleri And tipindekilerden yüksek bulunmuştur.

Alkalın nitelikteki bazaltik lavların fenokristalleri klinopiroksen ve bazan bunun yanında bulunan olivindir. Bu grubun daha az bazik türü fenokristal olarak hornblend ve plajiyoklaz da içermektedir. Kayaçların hiç birinde ortorombik piroksene rastlanmamıştır. Normatif birleşimde olivinle birlikte nefelin veya hipersten görülmektedir. Ana ve uyumsuz iz element içeriklerine göre alkalın bazik kayaçların bir bölümü alkali bazalt, diğer bölümü şoşonit olarak sınıflandırılmıştır. Bu kayaçların Zr ve Y içerikleri levha içi tektonik bir ortamda oluşan bazaltlara uymaktadır.

ABSTRACT : The Neogene volcanics occur in four main areas around Ankara- Petrochemical characteristics of the rocks revealed that i) the intermediate-acidic rocks show calcalkaline affinity whereas ii) the mafic rocks show alkaline affinity.

The calc-alkaline group contains hornblende, biotite, pyroxene and andesine as phenocryst phases. Major element chemistry of some of the rocks is similar to that of the Andean type continental margin volcanics. However, the high incompatible trace element contents (Rb, Nb, Zr, Y) are not comparable with those of the Andean type.

The mafic rocks contain phenocryst of clinopyroxene with or without olivine, and lack the orthorombic pyroxene. The intermediate members of this group also contain hornblende and plagioclase as phenocrysts. Olivine is dominantly present in the normative composition of the rocks together with either nepheline or hypersthene. The mafic volcanics have been classified, in terms of the major and immobile trace element (Ti, Zr, Y, Nb) abundances, into two groups as alkaline basalts and shoshonites. The Zr and Y contents of both group of rocks suggest a within-plate tectonic setting, for the mafic volcanics around Ankara.

GİRİŞ

Ankara bölgesi, Oligosen ile Pleistosen arasında, Anadolu'da etkin olan Tersiyer volkanizmasının önemli merkezlerinden biridir. Bu volkanizmanın, değişik bölgelerdeki yayılımı ve özelliklerine ilişkin ayrıntılı çalışmalar olmasına karşın, Ankaradaki etkinliğine ait bilgiler çok kısıtlıdır. Ankara volkanikleri ile ilgili ilk gözlemler Leonhard

(1903), Chaput (1931) ve Lahn (1945)'e aittir. Daha sonraları dağılım ve jeoloji ile ilgili çalışmalar Erol (1961) ve Çalgın ve diğerleri (1973) tarafından yapılmıştır. Çalgın ve diğerleri (1973) Ankara Tersiyer volkaniklerini stratigrafik ilişkilere dayanarak Alt Eosen yaşlı volkanikler ve Miyosen (Neojen) yaşlı volkanikler olarak ikiye ayırır ve bunların farklı coğrafi alanlarda gözlemlendiğini belirtir.

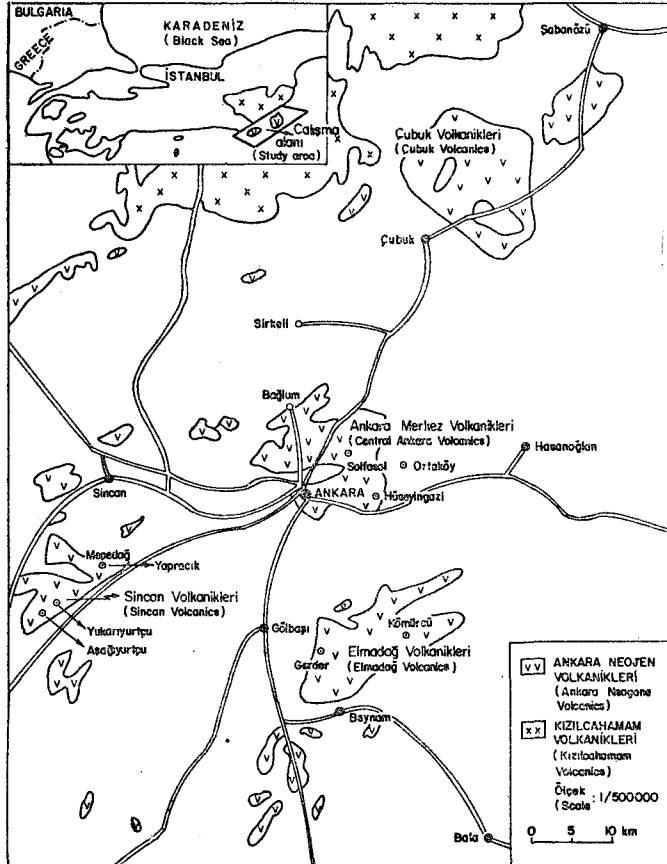
Çalışma alanındaki en yaşlı kayalar Paleozoik şistleridir. Bunların üzerine Mezozoik yaşlı bir sedimanter dizi uyumsuzlukla gelmektedir. Senozoikte Paleosen fliş ve bunları izleyen daha genç konglomera ve kumtaşları görülür (Çalgın ve diğerleri, 1973).

Ankara dolaylarında Neojen yaşlı olarak tanımlanan (Çalgın ve diğerleri, 1973) volkanitler, kent merkezinin çok yakınında Hüseyin Gazi ve çevresi (çalışmada bunlara Ankara merkez volkanikleri denmiştir), güneydoğuda Elmadağ, kuzeydoğuda Çubuk ve batıda Sincan olmak üzere dört ana bölgede yayılmışlardır. Volkanizmanın en yaygın ürünü andezitik-dasitik lavlar ve aynı tür tuf ve aglomeralardır. Bazı lavlar Elmadağ, Çubuk ve Sincan yörelerindeki yükseltilerde diğer birimleri üzerleyerek, küçük alanlar kapsayan yüzlekler verirler. Çalgın ve diğerleri (1973) bunları, Alt Pliosen yaşlı genç bir volkanizmanın ürünü olarak kabul ederler.

Bu çalışmada, Ankara dolaylarında bulunan Neojen yaşlı lavlara ait kayaçların petrografik ve jeokimyasal özellikleri incelenmiş ve ayrıntılı kökensel yorumlara gidilmeden bulguların sonuçları artırılmıştır.

LAVLARIN DAĞILIMI VE PETROGRAFİSİ

Ankara volkanikleri, geniş yüzlekleri, i. Ankara merkez, ii. Elmadağ, iii. Çubuk ve iv. Sincan'ı kapsayan



Şekil 1. Ankara Neojen volkanitlerinin dağılımı.
Figure 1. Distribution of Neogene Volcanics around Ankara.

dört ana bölgede vermektedirler (Şekil 1). Arazi gözlemlerinde açık renkli andezitik ve koyu renkli bazaltik görünümü iki lav türü ayırılmıştır. Bunların petrografik özellikleri, ayrı ayrı aşağıda açıklanmaktadır.

Andezitik lavlar

i. Ankara merkezinde başlıca, Hüseyin Gazi, Bağlum, Salfasol ve Ortaköy yörelerinde yayılan yalnızca andezit ve dasit türü lavlar aynı tür aglomera ve tüflerle arakatlı olarak bulunmaktadır. En geniş yüzeyleme Hüseyin Gazi yöresinde görülür. Bu yörede, volkaniklerin olduğu tepelerden, Hüseyin Gazi tepe tümüyle volkanik lavlardan oluşmuştur ve çatlak (fissure) volkanizması ürünü izlenimini vermektedir. Genellikle pembemsi, bazen gri olan hamur rengi, hamur içinde dağılmış 3-4 mm büyüklüğünde bolca feldispat ve gözle ayırdedilebilen daha küçük hornblend fenokristalleri bu bölge lavlarının belirgin özelliğidir. Kayaçların fenokristal içeriği % 30 ile % 50 arasında değişmektedir.

Kayaçlar hyalokristalin porfirik dokuludurlar. Fenokristaller, 0,3-4 mm'lik, zonlu, yarı öz şekilli plajiyoklaz (An_{36} dolayında), 0,3-1 mm'lik öz şekilli hornblend, daha küçük (0,05 - 0,2 mm) yarı öz şekilli ojit ve az miktarda ortorombik piroksenden oluşmuştur. Ana mafik mineral hornblend olup, yeşil renklinin yanında kahverengi bazaltik hornblend de yaygındır. Bazı Bağlum örneklerinde modal piroksen (çoğunlukla ojit ve az ortorombik piroksen) miktarı % 25'e kadar çıkmıştır. Bol piroksenli bu kayaçlar, diğerlerinden farklı olarak, pilotaksitik doku göstermektedirler, (kimyasal analizi yapılan B5 ve B31 örnekleri bu lavlardan seçilmiştir). İncelenen tüm kayaçlarda, her ikisi de çok az olan biyotit ve kemirilmiş kuvars kristalleri görülmüştür. Hamur bolca feldispat mikrolitleri, çok az renkli mineral ve volkanik camdan oluşmuştur.

Plajiyoklaz çatlakları boyunca alkali feldispat oluşumu ve plajiyoklaz taneleri içinde hamur kapanımları sık görülür. Ayrışmadan en çok hornblend etkilenmiş olup genellikle tane sınırları kahverengi-kırmızı, opak bir reaksiyon kuşağı ile çevrelenmiş, daha çok etkilenenlerde taneler yer yer veya bütünü ile opak demir oksite dönüşmüştür. Yeniden kristalleşme sonucu bazı hornblend kristalleri, piroksen, manyetit, feldispat ve mikamsı minerallerden oluşan bir mozaik görüntüsü vermektedirler. Piroksenler genellikle taze, bazen demir oksit reaksiyon kuşağı ile çevrelenmiş ve içleri kloritleşmiştir. Opak mineral olarak bolca manyetit bulunur. Hamur içinde bazen mikropegmatit oluşumlarına, camın yeniden kristalleşmesine rastlanmıştır. Petrografik özelliklerine göre lavlar, kuvars oranı göz önüne alınarak, andezit ve dasit olarak adlandırılabilirler. Ortaköy ve Salfasol örnekleri ileri derecede ayrılmışlardır, bu yüzden kimyasal analiz için Hüseyin Gazi ve Bağlum örnekleri seçilmiştir, ii. Elmadağ dolayının en çok görülen volkanizma ürünü, biyotit ve hornblend kristallerinin paralel dizilmesi ile belirlenen akma yapılı, trakit-andezit görünümü, açık renkli lavlarla bunların tuf ve aglomeralardır.

Lavlardan alınan kayaç örnekleri hyalokristalin porfirik dokuludurlar. Ana mafik mineralin yalnızca biyotit veya hornblend ve biyotit oluşuna göre iki gruba ayrılabilirler. Dokusal ve mineralojik özellikler her iki grupta da aynıdır. Fenokristaller Ankara Merkez volkaniklerinde-

kilerden çok daha az olup, kayaların en çok % 20 sini oluşturur. Fenokristaller en çok ikizli veya tek kristalli, ya-rı öz şekilli 0.7-3 mm büyüklüğünde plajiyoklaz toptik yöntemle biyotitti grupta An_{30-48} hornblendli grupta An_{34}) ve aynı büyüklükte kahverengi-kızılsı biyotit ve sarımsı-kahverengi pleokroik hornblend kristalleridir. Seyrek olarak bazı kayalarda kemirilmiş sınırları olan, çok az miktarda kuvarsa rastlanmıştır. Mikrotaneli camsı hamurun (cam miktarı % 10 dolayında) çoğunluğunu feldispat mikrotaneleri meydana getirir, zorlukla ölçülebilen sönmeye açılmasına göre, oligoklas-andezitin bileşimindedirler. Mikrotaneler genellikle pilotaksitik doku vererek dizilmişlerdir.

Hamur yeniden kristalleşme ve özellikle mikropegmatit oluşumları içerir. Hornblend ve biyotit kristalleri genellikle koyukahve-kırmızı reaksiyon kuşağı ile çevrelenmiştir ve bazen de yer yer veya tümüyle demir oksitle kaplanmıştır. Plajiyoklazda kemirilmiş sınırlara, antipertit oluşumuna ve hamur kapanmalarına sıklıkla rastlanmaktadır. Fenokristal kuvars çok seyrek görüldüğünden ve hamurun mineral bileşimi tam belirlenemediğinden kesin adlandırma kimyasal analiz sonuçlarına dayanarak yapılmıştır (dasit ve riyodasit).

iii. Çubuk ile Şabanözü arasında pembe-gri hamurlu, bazen feldispat fenokristallerinin dizilmeleri ile akma yapısı gösteren lavlar, yol boyunca yükselteleri oluşturarak yüzleklere verirler. Genellikle çok ufak gaz boşlukları içerirler.

Kayaçlardaki fenokristaller 2-3 mm büyüklüğünde plajiyoklaz (An_{42-54}) daha küçük ojit ve her ikisi de çok az olan hornblend ve ortorombik piroksendir. Kuvars fenokristalleri kuzeydoğu yönüne, Şabanözü'ne doğru, azalarak kaybolmaktadır. Hamur feldispat mikrotaneleri ve camdan oluşmuştur.

Ayrışma oldukça ileri düzeyde, özellikle Çubuk yakınlarındakilerde çok fazla olduğundan kimyasal analiz için yalnızca Şabanözü dolaylarından seçilen bir örnek kullanılmıştır. Plajiyoklazlar serizitleşmiş ve yer yer kalsitle kaplanmışlardır. Antipertite oldukça sık rastlanır, çok fazla opak demir oksit oluşmuştur. Demir oksitler çoğunlukla hornblend kristal sınırları içinde, psödomorf kaplama görünümündedirler. Piroksenler genellikle kloritleşmiştir.

Çoğunlukla killeşmiş hamurun içindeki soğuma gaz boşluklarını (vesicle) ikincil mineral olan zeolit ve klorit doldurmuştur. Bu özellikleri ile, Çubuk dolayındaki volkaniklerden, kuvarslı olanlar dasit, diğerleri andezit olarak adlandırılabilirler.

Ayrıca Bodurlar mahallesi dolayında riyolitik bir volkan çivisi (neck) ve çevresinde aglomeraları bulunmaktadır. Riyolitlerde bozuşma çok ileri düzeyde olduğundan bunlarla ayrıntılı petrokimya çalışması yapılamamıştır.

iv. Sincan yöresinde, pembemsi hamurlu, iri feldispat (3-5 mm) fenokristalli, Ankaranın diğer andezit türü volkaniklerine benzer görünümlü volkanikler, Yaprıcık, Aşağı Yurtçu. Yukarı Yurtçu köyleri dolaylarında lav akıntıları ve aglomeralar şeklinde yayılmışlardır.

Kayaçlar 1-5 mm lik plajiyoklaz (çoğunlukla An_{48} , az miktarda An_{54}), hornblend ve daha küçük ojitten oluşmuştur. Ayrıca çok az biyotit ve ortorombik piroksen de bulunmaktadır. Genellikle killeşmiş hamur, çok küçük

feldispat kristalleri ve camdan meydana gelmiştir. Ayrışma yer yer çok ileri düzeydedir ve yukarıda açıklanan diğer Ankara volkaniklerinininki ile aynıdır.

v. Bunların dışında karşılaştırma yapmak amacı ile, Galatya volkanı olarak bilinen, Kızılcahamam volkanik kütesinin güneyindeki andezit tipi volkanitlerden alınan örneklerle de çalışılmıştır. Bunlar pembemsi-gri renklidir ve bazıları tabakalı akma yapısı gösterir. Aynı tür aglomeralarla arakatlı olarak yüzeylenmişlerdir, örnekler çok sınırlı bir alan içinden alınmıştır. Bunların bir bölümü arazide belirgin porfirik dokulu olarak gözlenmiştir. Diğer bölümü ise koyu gri renkli, fenokristalleri gözle belirlenemeyen lavlara aittir.

Porfirik lavlarda, 0.2-3 mm lik feldispat (An_{42-52}), 0.2-0.5 mm lik hornblend ve daha az biyotit kristalleri, feldispat mikrolitleri içeren camsı hamur içinde seyrek olarak yayılmışlardır. Antipertit, renkli mineralleri kuşatan demir oksit ve hamur içinde killeşme çok sık görülmüştür. Koyuca renkli ikinci grup lavlar, 0.1-0.2 mm'lik kinopiroksen biraz daha iri (0.7 mm'ye kadar) hornblend fenokristalleri içerirler. Adlandırma kimyasal analiz sonucunda yapılabilmıştır (andezit ve dasit).

Bazaltik lavlar

Elmadağ bölgesinde Gerder ve Kömürcü köylerinde. Çubuk bölgesinde Şabanözünde, Sincan bölgesinde Meşedağ dolayındaki yükseltilerde siyah renkli bazalt görünümlü lav akıntıları diğer birimlerin üzerinde yüzleklere verirler. Hemen hepsi aynı petrografik özellikler gösterirler. Ayrıntılı çalışma sonunda çoğunluğunun bazalt küçük bir bölümünün de andezitik oldukları ortaya çıkmıştır.

Bazalt grubu kayaçlarda 0.3-0.7 mm'lik olivin ve klinopiroksen (genellikle ojit olarak bulunmuştur) fenokristalleri, intersertal (engelli), doleritik, feldispat ve klinopiroksen mikrolitlerinden oluşan holokristalin bir hamur içinde dağılmışlardır. Olivin ve ojit fenokristalleri glomeraporfirik doku verirler, Feldispat yalnızca hamur içindeki mikrotaneleri oluşturur ve kristaller çoğunlukla (Çubuk bazaltları dışındakiler) pilotaksitik olarak dizilmişlerdir. Zorlukla ölçülebilen optik özelliklerine göre An_{55-60} olarak belirlenmişlerdir.

Elmadağ yöresindekilerde pek çok ufak soğumuş gaz boşlukları (vesicle) bulunur. Ne fenokristal olarak ne de hamur içinde, ortorombik piroksenin bulunmayışı olivin ile sıvı fazın reaksiyona girmediğini göstermektedir. Olivin ve piroksenlerin ayrışması sonucunda oluşan klorit, serpentin ve iddingsite sık rastlanmaktadır. Kayaçlarda bol miktarda manyetit bulunur.

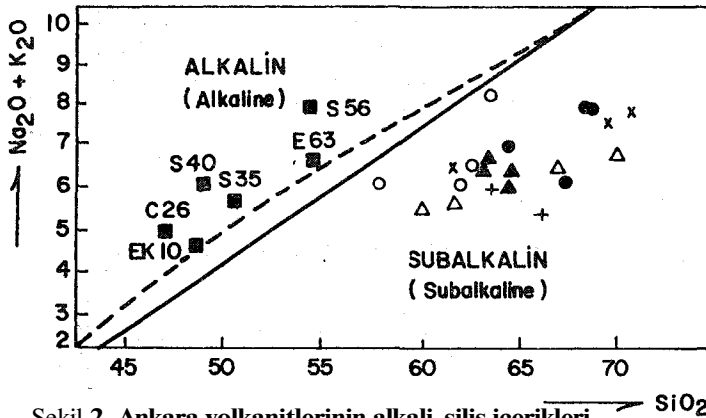
Bu grubun daha az bazik kayaçları Elmadağ-Balâ dolayında ve Sincan Aşağı Yurtçu köyünde küçük yüzleklere verirler. Diğer yaygın Ankara andezitlerinden çok farklı görünümündedirler. Balâ örnekleri, bazalt görünümlü, az fenokristalli ve holokristalin porfiriktirler. Fenokristaller plajiyoklaz (0.7 mm dolayında) ve daha küçük taneli ojitlerdir. Hamur, plajiyoklaz ojit ve olivin mikrotanelerinden oluşmuştur. Ortorombik piroksen içermezler. Iddingsitleşme sık olarak görülür. Aşağı Yurtçu örnekleri (S_{56}) hornblendin bulunuşu ile Balâ'dakilerden farklıdır. Bunlar çok fenokristalidirler. Fenokristaller, akma dokusu gösteren, 0.2-1.5 mm büyüklüğünde plajiyoklaz ve hornblend, 0.7-0.3 mm'lik ojit'ten oluşmuştur. Hamur içinde az miktar-

da biyotik vardır. Ayrışma sonucu kil mineralleşen hamur yer yer karbonatlaşmıştır.

Tüm bazik kayaların sınıflandırılması kimyasal analiz sonucunda yapılabilmektedir.

KAYAÇLARIN KİMYASI VE SINIFLANDIRILMASI

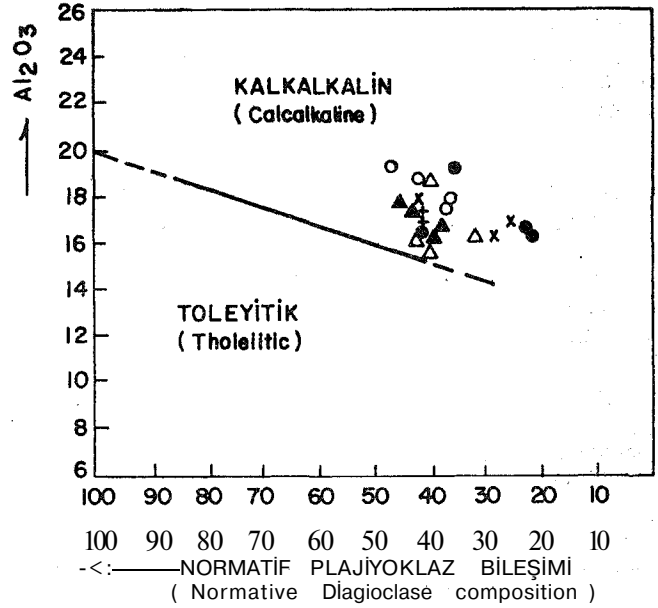
Her bölgeden toplanan pek çok kayacın, petrografik inceleme sonucunda seçilmiş, en az ayrışma gösteren örnekleri üzerinde ana ve iz element analizleri yapılmıştır. Ti ve Na dışındaki elementler, cam peletler hazırlanarak X-ışınları floresan spektrofotometresi ile Norrish-Hutton (1969) metodunu kullanarak belirlenmişlerdir. X-ışınları floresan analizleri Çimento Müstahsilileri Derneği Araştırma Geliştirme laboratuvarlarında yapılmıştır. Ti, spektrofotometre, Na alev-fotometresi ile ölçülmüştür. X-ışınları floresan analiz kalibrasyonları için USGS standartlarında AGV-i, BCR-1, DTS-1, PCC-1, W-1, G-2. BRM standardı olan BR, Toronto Üniversitesi standardı UTB-1 (basalt), Auckland (Yeni Zelanda) Üniversitesi standartları TO (Taupo obsidian) ve MEB (bazalt) kullanılmıştır. Spektrofotometre ile elde edilen TiO_2 sonuçlarının geçerliliği için, yukarıda adı geçenlerden, dört standardın TiO_2 miktarları aynı metodla yeniden belirlenmiş ve fark % 0.03-0.07 olarak bulunmuştur. Nb, Zr, Y, iz element analizlerindeki diğer iz elementlerden gelen girişim etkisinin giderilmesi için Leake ve diğerleri (1970) metodu kullanılmıştır. CIPW normları $Fe_2O_3/FeO = 0.4$ (Chayes, 1966) alınarak hesaplanmıştır. CIPW norm hesapları MTA Enstitüsü Jeofizik Dairesi Bilgi İşlem Merkezindeki bilgisayarda yapılmıştır. Andezitik kayaların kimyasal analiz sonuçları Çizelge 1'de, bazik kayalarındaki Çizelge 2'de verilmiştir.



Şekil 2. Ankara volkanitlerinin alkali-silis içerikleri.

Düz çizgi MacDonald ve Katsura (1964)'nın ayrımı; kırık çizgi Irvine ve Baragar (1971)'in ayrımı; (Yakılmış örnek, ve 100 bazına göre yeniden hesaplama). Bazik kayalar, A Hüseyin Gazi, + Sincan, Elmadağ, V Bağlum, x Kızılcahamam, O Çubuk.

Figure 2. Alkali-silica diagram for the Ankara volcanics. Solid line after MacDonald and Katsura (1964); Dotted line after Irvine and Baragar (1971) (on dry basis, recalculated to 100 %) • • Mafic rocks



Şekil 3. Ankara andezit ve dasitlerinin % Al_2O_3 -normatif plajiyoklaz içerikleri (Irvine ve Baragar, 1971). (Yakılmış örnek ve 100 bazına göre hesaplama). Açıklamalar Şekil 2'de verilmiştir.

Figure 3. Plots of wt % Al_2O_3 -normative plagioclase compositions of the Ankara andesites and dacites (Irvine and Baragar, 1971). (on dry basis, recalculated to 100 %). For symbols see Fig. 2.

Tüm kayalar SiO_2 -alkali içeriklerine (Şekil 2) göre alkalın ve subalkalin olarak iki farklı kimyasal grupta toplanmaktadır. Bazik volkanikler alkalın, andezit ve dasit türü (ortaç) volkanikler subalkalin niteliktedir. Bunların diğer kimyasal özellikleri aşağıda açıklanmıştır.

Subalkalin andezit ve dasit tür kayalar

Kayaçlarda, SiO_2 % 57.96-70.73 arasında değişir, Al_2O_3 % 16 dan büyük olup (Şekil 3) demir zenginleşmesi (Şekil 4) görülmez. Volkanikler bu özellikleri ile kalkalkalin niteliği belirlerler. Kayaçların bir bölümü Peccherillo ve Taylor (1976)'un K_2O-SiO_2 değişim diyagramında (Şekil 5), yüksek K'lu andezit ve dasit grubu içinde yer alır. Bunların normatif ortoz içerikleri de yüksek K'yu yansıtmaktadır (Şekil 6). Normatif plajiyoklaz ve renk indeksi ilişkisine göre (Şekil 7), Hüseyin Gazi, Çubuk, Sincan, bol piroksenli Bağlum (B5, B31), hornblendli Elmadağ (E16) ile bazı Kızılcahamam lavları (K8) andezit olarak, biyotitli Elmadağ, diğer bir bölüm Bağlum ve Kızılcahamam lavları dasit olarak sınıflanmışlardır. Bazı kayaların K zenginliği ada yayı volkanizmasından çok And tipi kıta kenarı volkanizmasına uymaktadır (Jakes ve White, 1972).

Kayaçların, uyumsuz iz elementlerden Rb, Zr, Nb, Y içerikleri (Çizelge 1) Jakes ve White (1972)'in kalkalkalin kayalar için verdiği ortalamalardan yüksek (Çizelge 3) olup bir zenginleşmeye işaret etmektedir. K/Rb oranlarının, Çizelge 3'de verilen, ada yayı kayaç ortalamasından düşük olması, kayaların ada yayı volkaniklerinden daha yüksek Rb içerdiklerini desteklemektedir. Diğer uyumsuz ve hare-

Örnek no (Sample no)	H14	H15	H16	H26	S43	S54	E8	E15	E16	E32	B3	B5	B7	B31	K1	K3	K8	C10	C23	C24	C25
SiO ₂	64.39	63.13	64.82	63.41	65.99	63.94	69.77	69.54	67.21	64.48	70.00	61.49	66.88	60.00	69.82	70.73	61.44	57.96	62.93	63.44	61.80
TiO ₂	1.12	1.04	1.20	1.46	0.91	-	0.50	-	-	-	0.38	0.26	0.72	0.34	-	0.20	0.54	1.29	0.20	0.96	1.23
Al ₂ O ₃	17.91	16.55	17.35	16.81	17.46	17.21	16.90	16.49	16.46	19.21	16.37	16.37	17.30	15.52	17.02	16.25	17.71	17.39	18.80	17.97	19.32
Fe ₂ O _{3T}	4.97	4.78	3.99	5.37	3.73	4.58	1.93	3.70	3.70	4.61	2.75	5.17	3.26	6.19	2.63	1.79	4.87	6.06	3.56	4.33	5.74
MgO	1.14	3.07	1.89	1.53	1.62	2.65	0.60	0.43	1.75	0.75	0.71	4.68	1.51	5.55	0.40	0.80	3.10	4.47	2.37	0.97	1.17
CaO	4.47	5.14	4.60	4.92	4.91	5.68	2.43	2.31	4.72	4.11	3.05	6.31	3.85	6.88	2.55	2.45	3.86	6.74	5.86	4.10	5.63
Na ₂ O	3.12	3.77	3.75	3.85	4.04	3.90	4.80	4.86	3.54	4.53	3.74	3.64	3.79	3.58	4.78	3.65	3.78	4.42	4.39	3.96	3.71
K ₂ O	2.87	2.52	2.52	2.66	1.33	2.02	3.06	3.02	2.61	2.31	2.98	2.05	2.68	1.92	2.80	4.12	2.71	1.68	1.89	4.26	1.35
Total	99.58	95.49	99.90	101.49	99.74	94.46	100.96	99.62	100.82	100.70	100.21	98.06	99.43	100.47	99.07	99.85	99.55	100.52	99.49	99.69	100.87
K ₂ O/Na ₂ O	0.92	0.67	0.67	0.69	0.33	0.52	0.64	0.62	0.74	0.51	0.80	0.56	0.71	0.54	0.59	1.13	0.72	0.38	0.43	1.08	0.36
Rb*	77	77	73	56	67	57	86	88	66	68	93	61	83	59	102	130	80	79	90	235	54
Sr*	296	327	312	849	708	367	552	474	361	910	209	308	254	324	79	22	494	353	457	783	735
Y*	26	25	26	18	19	24	43	39	19	51	25	23	27	19	29	30	24	33	25	79	25
Zr*	193	191	193	181	167	181	310	310	179	217	196	170	189	169	259	247	206	196	173	274	172
Nb*	17	19	18	17	17	15	23	24	11	19	20	16	20	15	18	20	16	20	14	69	17
K/Rb	309	272	286	395	165	295	356	344	395	340	322	336	324	328	275	318	339	213	210	181	252
CIPW Normları (CIPW Norms)																					
Q	22.45	14.89	19.74	17.72	23.37	15.45	23.74	22.37	22.89	17.38	28.32	11.63	23.03	9.22	23.80	26.61	11.29	5.42	13.20	12.92	19.65
Or	16.90	14.24	14.89	15.95	7.86	11.29	18.26	17.79	15.54	13.77	17.67	12.00	15.72	11.40	16.37	24.29	15.95	10.16	11.11	25.11	8.04
Ab	26.31	30.46	31.73	33.08	34.10	31.14	41.04	40.95	30.21	38.58	31.73	30.46	31.90	30.46	40.11	30.80	31.81	38.33	36.98	33.42	31.64
An	22.08	19.83	22.82	21.02	24.31	22.21	12.15	11.41	21.50	20.54	15.18	21.99	19.00	20.68	12.55	12.15	23.25	23.24	25.86	18.59	28.43
Di	-	3.64	-	3.06	-	3.62	-	-	1.74	-	-	7.21	-	10.95	-	-	4.59	8.86	2.49	1.41	-
Hy	5.91	8.46	6.68	5.33	6.24	8.75	2.63	4.74	7.23	6.51	3.88	12.72	5.77	14.25	3.60	3.46	9.41	11.17	7.86	4.44	6.66
Mt	1.90	1.75	1.54	2.09	1.42	1.67	0.75	1.42	1.44	1.78	1.06	1.96	1.25	2.39	1.00	0.68	1.86	2.38	1.36	1.65	2.22
Il	2.43	1.88	2.28	2.81	1.73	-	0.95	-	-	-	0.72	0.49	1.37	0.65	-	0.38	1.03	2.51	0.38	1.82	2.36

Çizelge 1. Neojen yaşlı Ankara andezit ve dasit'lerinin ana ve iz element içeriği ve CIPW normları. Örnek numaralarının yanındaki harfler örnek alınan yerleri belirtmektedir. H = Hüseyin Gazi S = Sincan, K = Kızılcahamam, Ç = Çubuk, B = Bağlum, E = Elmadağ. (Yakılmış örnek analizleri).

Table 1. Major and trace element compositions and CIPW norms of the Neogene andesites and dacites around Ankara. The letters preceding the sample indicate the sample locations. (On dry basis).

Örnek no (Sample no)	EK10	E63	S35	S40	S56	C26
SiO ₂	48.51	54.72	50.71	49.03	54.83	47.17
TiO ₂	2.35	2.13	0.90	2.35	1.28	2.20
Al ₂ O ₃	16.03	17.70	16.50	17.63	19.47	18.97
Fe ₂ O _{3T}	9.99	8.21	11.18	10.33	7.91	9.92
MgO	6.46	3.91	5.15	7.00	2.53	4.93
CaO	10.14	7.22	9.60	8.75	6.29	12.29
Na ₂ O	2.43	4.25	2.43	3.64	4.85	3.74
K ₂ O	1.87	2.26	3.00	2.28	2.86	0.99
Total	97.78	100.96	99.48	101.01	100.32	100.81
K ₂ O/Na ₂ O	0.77	0.53	1.23	0.63	0.59	0.26
Rb*	26	41	29	38	67	21
Sr*	1278	1102	1114	1495	915	866
Y*	24	32	27	31	35	23
Zr*	199	259	162	299	172	168
Nb*	36	61	10	74	8	34
K/Rb	596	269	871	500	354	394
CIPW Normları						
Q	0.00	0.79	0.00	0.00	0.00	0.00
Or	11.05	13.35	17.73	13.47	16.90	5.85
Ab	20.56	35.96	20.56	21.39	40.80	17.36
An	27.31	22.54	25.25	25.03	22.91	32.05
Ne	0.00	0.00	0.00	5.10	0.13	7.90
Di	18.48	10.73	18.34	14.76	6.84	23.43
Hy	6.34	9.23	3.37	0.00	0.00	0.00
O1	5.02	0.00	7.40	12.08	6.40	5.22
Mt	3.84	3.16	4.29	3.97	3.04	3.81
Il	4.46	4.05	1.71	4.46	2.43	4.18

Çizelge 2. Neojen yaşlı Ankara bazik kayaların ana ve iz element içeriği ve CIPW normları. Örnek adlandırmaları Çizelge 1'deki gibidir. (Yakılmış örnek analizleri).

Table 2. Major and trace element composition and CIPW norms of the basic rocks around Ankara. For sample locations refer to Table 1. (On dry basis).

ketsiz (immobile) iz elementlerin bolluğu, iz elementlere göre yapılan kayaç sınıflandırmalarında yansımaktadır. Özellikle Nb/Y değişimi (Şekil 8a, b) kullanıldığında belirgin farklılıklar görülmekte, öyle ki bazı basit ve andezitler trakitik ve alkali bazaltik alanlarda yer almaktadır. Subalkalin kayaçlar için tipik olmayan bu Nb/Y oranları ikinci Nb zenginleşmesi veya ikinci Y yoksullaşmasını akla getirmektedir. Bununla birlikte, SiO₂ - Zr/TiO₂ değişimi (Şekil 9) az farklılıkla ana element sınıflandırmasına (Şekil 7) benzer sonuç vermiştir.

Alkalin bazik kayaçlar

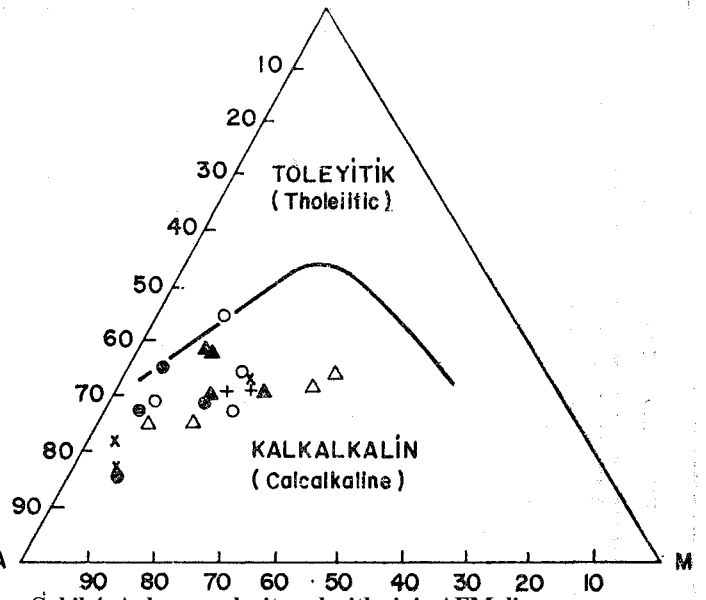
Alkalin nitelik (Şekil 2) veren bazik kayaların SiO₂ içeriği 47.17-54.3 ve toplam alkali içerikleri 4.30-7.71 ara-

sında değişir. Toplam alkali değerleri Yoder ve Tilley'in (1962) alkaliler için alt sınırını % 3 olarak öngördüğü değerlerle uyumludur. K₂/Na₂O oranı Çubuk bazaltı (C26) dışındakilerde 1 : 2 den büyük olup K zenginleşmesine işaret etmektedir.

Kayaçlar, bir örnek dışında (daha az bazik olan E63), olivin normatiftir, ve bunlar normatif nefelin (O1+Ne) veya hipersten (O1+Hy, yani Ne+Q = O1'in bulunmasına göre iki grup oluşturmaktadırlar. Normatif nefelinli grup (S56, S40, C26) Chayes (1966)'e göre kesin alkalin niteliğindedir. Normatif hiperstenli grup (EK10, S35) da Chayes'in (1966) hazırladığı Cpx-O1-Opx ayırtma diyagramında (Şekil 10) alkalin alana düşer. Normatif An-Ab-Or (Şekil 11) içerikleri ile, Elmadağ, Sincan bazik volkanikleri alkalin bazaltların «potasik» serisine, Çubuk örneği «sodik» serisine uygunluk göstermektedirler. Aynı ayırım Peccerillo ve Taylor (1976) sınıflandırmasında da açık olarak görülmektedir (Şekil 5) Normatif plajiyoklaz renk indeksi değişim diyagramında (Şekil 12) bazaltik olanlar alkali bazalt daha az bazik Sincan örneği (S56) traki-bazalt alanına düşer.

Uyumsuz iz element dağılım sonuçları, özellikle Zr/TiO₂ - SiO₂ değişimi (Şekil 9), bazaltik olanlar için ana element dağılım sonuçları ile uyumludur ve alkali bazalt tanımını desteklemektedir. Yalnızca, hipersten normatif S35'in Nb/Y oranının düşük olması bunun, Nb/Y dağılım diyagramlarında (Şekil 8a, b) alkali bazaltından farklı alanlara düşmesine neden olmuştur.

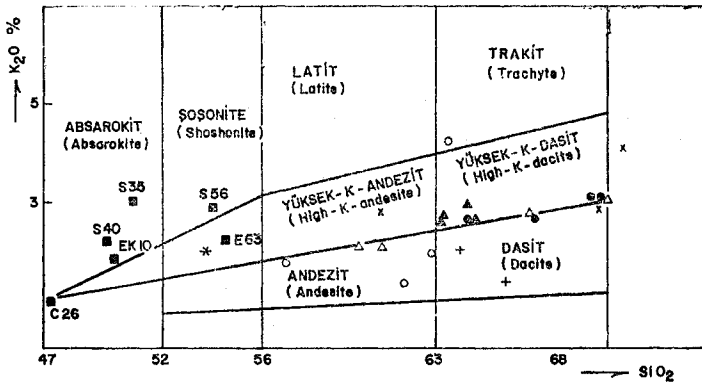
Ana element içeriğine göre traki-bazalt olarak tanımlanan S56, iz element diyagramlarında andezit alanlarında yer almaktadır. Öte yandan, S56 hornblend içerir, nefelin normatiftir, tek piroksenlidir (ojit), petrografik ve kimyasal özellikleri de kalkalkalin andezitlerden farklıdır. Ben-



Şekil 4. Ankara andezit ve desitlerinin AFM diyagramı.

Açıklama Şek. 2'de verilmiştir.

Figure 4. AFM diagram of the Ankara andesite and dacites. For symbols see Fig. 2.

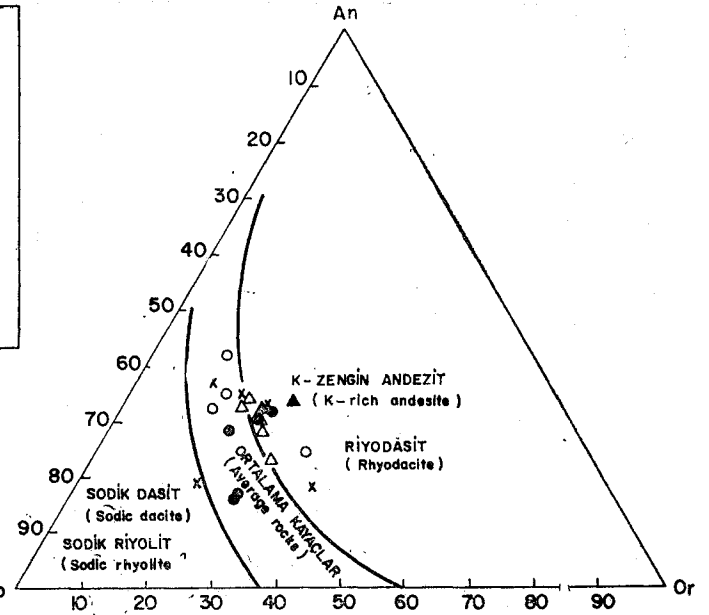


Şekil 5. Ankara andezit ve dasitlerinin K_2O-SiO_2 değişimi (Peccerillo ve Taylor, 1976; Kolios ve diğ. 1980). Açıklama Şek. 2'de verilmiştir. * Yüksek K-bazaltik andezit.

Figure 5. K_2O-SiO_2 variation of Ankara andesites and dacites. (Peccerillo and Taylor, 1976; Kolios et al., 1980). For symbols see Fig. 2. * High K-basaltic andesite.

zer olarak kuvars normatif Elmadag (E63) örneği, Chayes'in (1966) ayırtman fonksiyonları ile (Şekil 10) subalkalin nitelik vermesine karşın. SiO_2-Nb/Y ve $Zr/TiO_2-Nb/Y$ değişiminde alkalin nitelik gösterir. Eğer, çok düşük olan normatif kuvars değeri göz ardı edilirse E63 alkali bazaltların «potasik» serisinde yer alır (Şekil 11) ve traki-bazalt olarak adlandırılabilir (Şekil 12a). Bu yüzden, bazik volkaniklerin daha az bazik (ortaç) grubuna ait olan bu kakayaçlar (S56 ve E63) alkalin eğilimli geçiş volkanitleri olarak düşünülebilir.

Alkali bazaltlar ana element ayırtman fonksiyonları (Pearce, 1976) değişim diyagramlarında (Şekil 13) levha içi bazalt (EK 10 S40, C26) ve şoşonit (S35, S56, E63) alanla-



Şekil 6. Ankara andezit ve dasitlerinin An-Ab-Or izdüşümleri (Irvine ve Baragar, 1971; $Ab' = Ab + 5 - Ne$). Açıklama Şekil 2'de verilmiştir.

Figure 6. An-Ab-Or projections of the Ankara andesites and dacites (Irvine and Baragar, 1971). For symbols see Fig. 2.

rında yer alırlar. $Zr-Zr/Y$ (Şekil 14) değişimi hepsi için levha içi bazalt özelliğini belirler.

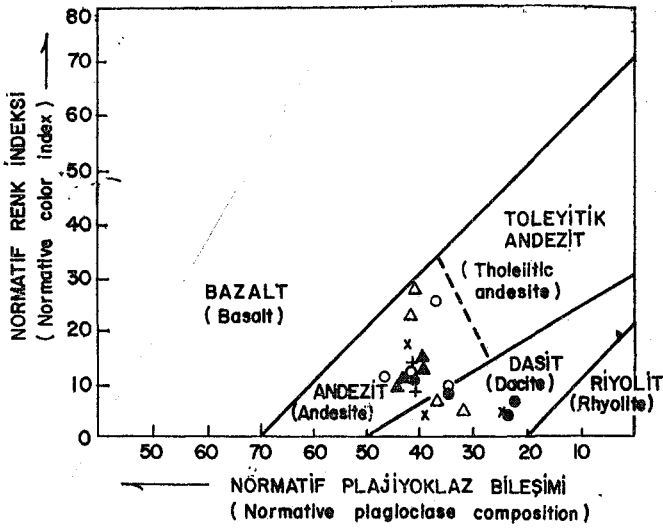
SONUÇLAR VE TARTIŞMA

Çalışmada volkanitlerin petrografik ve jeokimyasal özelliklerinden çıkarılan sonuçlar şöyle özetlenebilir:

	Kalkalkalin (Calcalkaline)			Şoşonitler (Shoshonites)			Ada yayı ortalama. (Island arc ave.)	And tipi ortalama. (Andean type ave.)	Ankara sub-alkalinler (Ankara subalkalines)	
	Bazalt (Basalt)	Andezit (Andesite)	Dasit (Dacite)	Bazalt (Basalt)	Andezit (Andesite)	Dasit (Dacite)			Andezit ortalama. (Andesite ave.)	Dasit ortalama. (Dacite ave.)
SiO_2 (%)	52	58	63	75	100	120			81	93
Rb (ppm)	10	30	45	75	100	120			81	93
Sr (ppm)	330	385	460	700	850	850			477	480*
Y (ppm)	20	21	20	-	-	-			28	35
Zr (ppm)	100	110	100	50	150	200			189	247
K/Rb	340	430	380	200	200	200	400	230	307	280
K_2O/Na_2O							<0.8	0.6-1.1	0.65	0.71

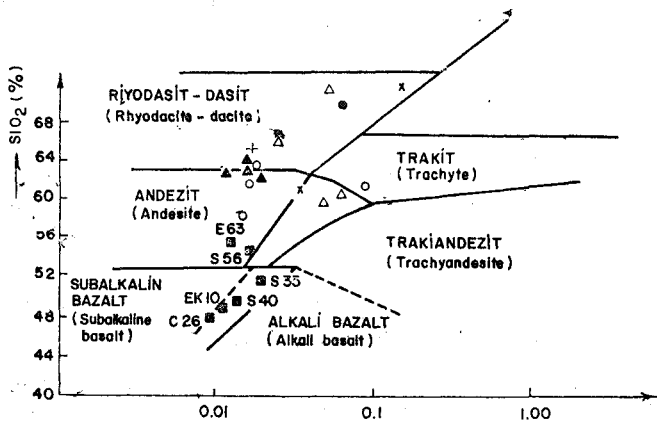
Çizelge 3. Kalkalen ve şoşonitlerdeki tipik ana ve iz element dağılımına (Jakes ve White, 1972) bazı örnekler ve Ankara volkaniklerindeki ortalamalar * K_1 ve K_2 'ye ait değerleri içermemektedir.

Table 3. Typical major and trace element abundances in some calcalkaline and shoshonitic rocks (Jakes and White, 1972) and the average values of the Ankara volcanics. * The values of K_1 and K_2 are excluded.



Şekil 7. Ankara andezit ve dasitlerinin normatif plajiyoklaz bileşimi -normatif renk indeksi değişimi (Irvine ve Baragar, 1971). Açıklama Şek. 2' de verilmiştir.

Figure 7. Plot of normative color index versus normative plagioclase composition of the Ankara andesites and dacites (Irvine and Baragar, 1971). For symbols see Fig. 2.



Şekil 9. Ankara volkanitlerinin SiO_2 -Zr/TiO₂ değişimine göre sınıflandırılması (Winchester ve Floyd, 1977). Açıklama Şekil 2'de verilmiştir.

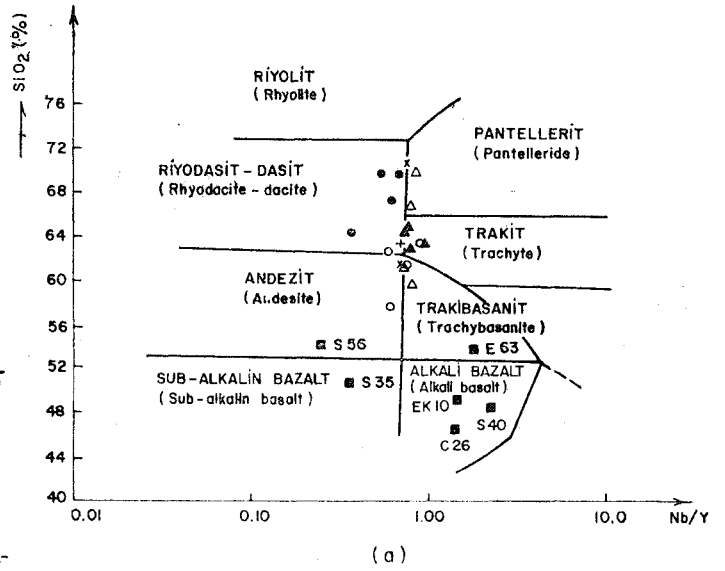
Figure 9. Classification of the Ankara volcanics based on SiO_2 -Zr/TiO₂ variation (Winchester and Floyd, 1977). For symbols see Fig. 2.

1. Ankarada Neojen volkanik etkinlik ürünleri ikiyırı kimyasal grupta toplanmaktadır.

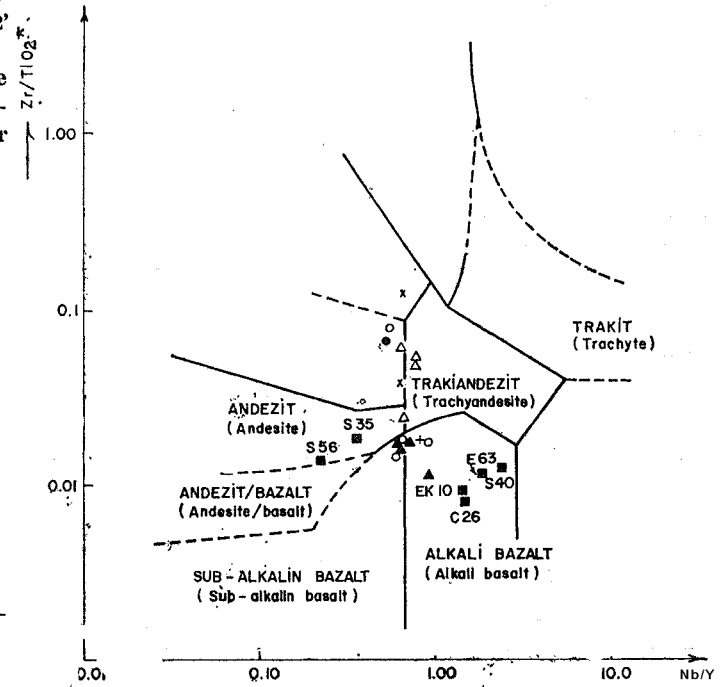
1. Ortaç-asidik kalkalkalin volkanikler

ii. Bazik alkalin volkanikler. Bunlar alkali bazaltları ve daha az bazik (ortaç) traki-bazaltları içerir.

2. Her iki grup için de K zenginleşmesi söz konusudur. Bu zenginleşme, bazik volkaniklerde şoşonitik eğilim olarak, ortaç-asidik volkaniklerde yüksek K-lu kalkalkalin nitelik olarak yansımaktadır.



(a)

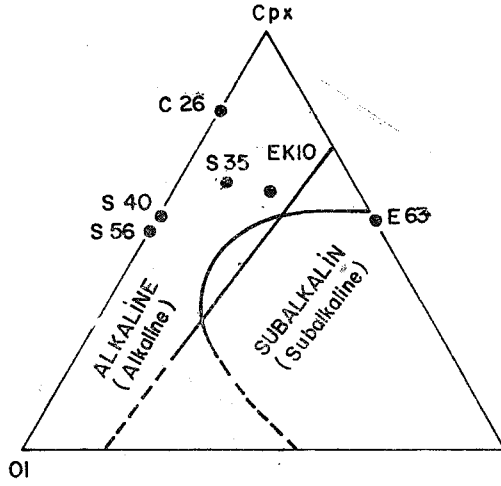


(b)

Şekil 8. Ankara volkanitlerinin Nb/Y oranına göre sınıflandırılması a) Nb/Y -SiO₂ değişimi, b) Nb/Y-Zr/TiO₂ değişimi (Winchester ve Floyd, 1977). Açıklama Şekil 2'de verilmiştir. *Zr (%), TiO₂ (%).

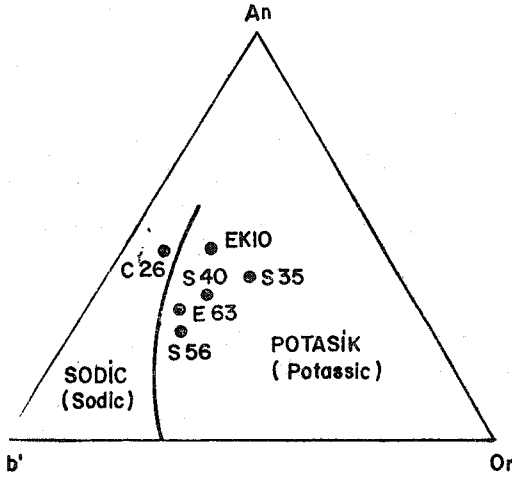
Figure 8. Classification of the Ankara volcanics based on Nb/Y ratio a) Nb/Y versus SiO₂, b) Nb/Y versus Zr/TiO₂ (Winchester and Floyd, 1977). For symbols see Fig. 2. *Zr (%), TiO₂ (%).

3. Kalkalkalin volkaniklerde i) hornblend ve biyotitin ana fenokristal fazı olarak çıkması, ii) inceleme alanında toleyitik volkaniklerin bulunmaması iii) kayaların çoğun-



Şekil 10. Ankara bazik volkanitlerinin Cpx-Ol-Opx diyagramında ayırımı (Chayes 1966).

Figure 10. Plot of the Ankara mafic volcanics on Cpx-Ol-Opx diagram (Chayes, 1966).



Şekil 11. Ankara bazik volkanitlerinin An-Ab'-Or izdüşümleri (Irvine ve Baragar, 1971: $Ab' = Ab + \frac{5}{3}Ne$).

Figure 11. An-Ab-Or projections of the Ankara andesites and dacites. (Irvine and Baragar, 1971).

luğunda görülen K zenginliği And tipi kıta kenarı volkanizması ile uyumludur. Öte yandan bunların uyumsuz iz element (Rb, Nb, Zr, Y) içeriği, hem ada yayı kalkali hem de And tipi kıta kenarı volkaniklerinde bulunanlardan yüksektir.

4. Alkali bazik volkanikler ana ve uyumsuz iz element dağılımları ile levha içi bazalt ve şoşonit özelliği göstermektedirler.

5- Ankara ve Kızılcahamam ortaçağ-asidik volkanikleri-nin petrokimyasal özellikleri birbirine çok benzemektedir.

Sonuçlar Ankara volkaniklerinden elde edilen ilk bulgular niteliğindedir. Ayrıntılı kökensel yorum için, yörede daha geniş alanda lavlardan ve piroklastiklerden veri elde edilmesi, özellikle alkalin eğilimli ortaçağ volkaniklerin daha iyi incelenmesi, fenokristal fazlarının kimyasal bileşimlerinin bilinmesi, kayaçların radyometrik yaşlarının saptanması gereklidir.

Ayrıca bölgenin volkanizma-tektonizma ilişkisi ile ilgili çok az bilgi vardır. Anadolu'da Neojen volkanizma, Orta Miyosen'den başlayan yeni tektonik (neo-tectonic) evrim sırasındaki, değişik tektonik etkinliklerle oluşmuş ve çeşitli magma türleri vermiştir. Orta Anadolu'nun kuzey-doğusunda bulunan Ankara, bu etkinliktен önce Tetis okyanusunun kuzey kolunun kapanması sonucunda oluşan çarpışma tektoniğinin etkisi altında kalmıştır. Çarpışmanın meydana getirdiği volkanizmanın süresi iyi bilinmemektedir- Ach (*) (1982) Ankara Eosen, kalkalkalin volkanitlerinin oluşumunu bu olayla açıklar. Öte yandan Şengör (1980) Orta Anadolu'da ovalar bölgesinin, Turtoniyenden beri gelişen ve Karlıovadan batıya doğru artan bir gerilme tektoniğinin etkisi altında olduğunu ileri sürer. Böylece, Şengör (1980) bu bölgeyi «Ege graben sisteminin doğuya doğru zayıflayan bir devamı» olarak tanımlar. Dolayısı ile Ankara yöresinde yeni tektonik evrim sırasında ortaya çıkan gerilme tektoniğinin neden olduğu bir volkanik etkinlik beklenebilir.

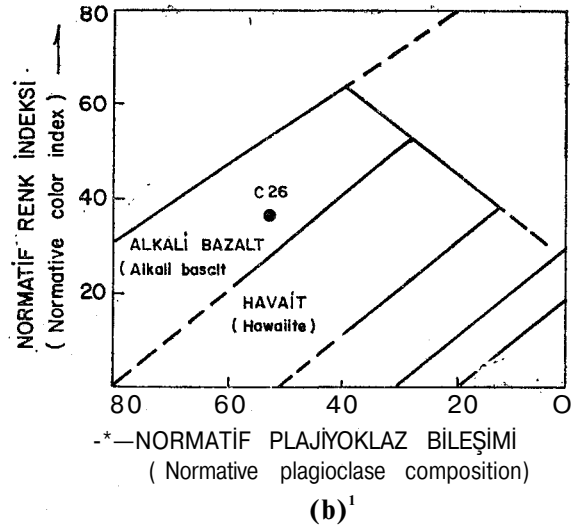
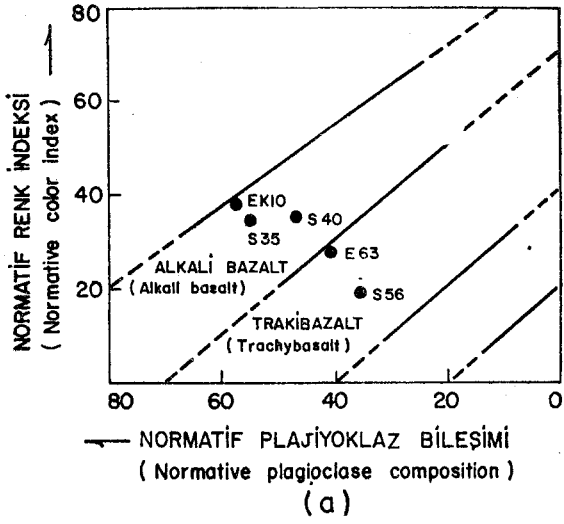
Yukarıda açıklanan bütün eksikliklere karşın, bu çalışmada elde edilen sonuçlar kökensel ve yerleşim tektoniği ile ilgili bazı olasılıkları sergilemektedir. Bunlardan başlıcaları şöyle sıralanabilir.

1. Yüksek K'lu kalkalkaliler ve şoşonitler And tipi kıta kenarlarının karakteristik kayaçlarıdır (Jakes ve White, 1972; Pearce, 1976). Buna göre, Ankara kalkalkali tür ortaçağ-asidik volkanikleri ile, bazik şoşonitik volkanitlerin Tetis'in kuzey kolunun kapanması sırasında oluştuğu varsayılabilir. Bu açıdan bakılınca, her iki tipin de birbirleri ile kökensel ilişkili oldukları ve çarpışma sonucunda kıta kabuğunun bölümsel ergimesi ile oluşan, magmadan türedikleri savı ileri sürülebilir. Ancak Çubuk'ta yüzlekler veren tipik sodik-alkalin nitelikli bazik volkanikler böyle bir oluşum süreci ile açıklanamaz.

2. Alkali bazaltlar, kıtasal ve okyanusal rift volkanizmasının başlıca ürünleridir. Şoşonitler de benzer olarak oluşabilmektedirler; Afrikada Karrao (Vail ve diğerleri, 1969) Kenyada Afrika Rift vadisi (Wright, 1963), Colorado'da Basin ve Range zonu (Best ve Brimhall, 1974), Avustralya'da Queensland (Eward ve diğerleri, 1980) ve Ege bölgesi (Borsi ve diğerleri, 1972; Savaşçın, 1982; Kolios 1980) bilinen örneklerdir. Ankarada şoşonitik özellik gösteren bazik kayaçların da Zr ve Y içerikleri plaka ortası bazaltlarına uymaktadır. Ankara alkali bazalt ve şoşonitleri plaka ortası bazalt olarak varsayılırsa, bunların oluşumları Avrasya-Arabistan çarpışması sonucunda gelişen

(*) Sözü edilen çalışma ile ilgili bilgi, «abstract» niteli-

ğindeki, çok kısa bir yazıdan elde edilmiş, yazarına ulaşamadığı için çalışmanın ayrıntıları öğrenilememiştir.

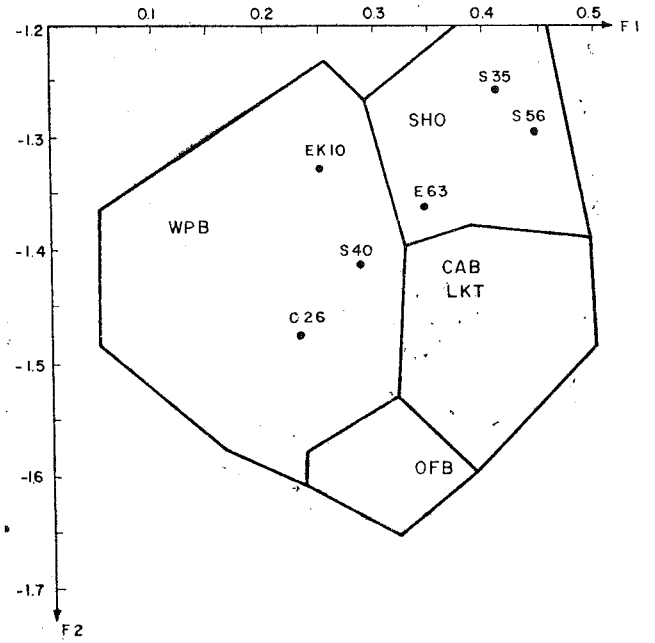


Şekil 12. Ankara bazik volkanitlerinin normatif plajiyoklaz-normatif renk indeksi değişimi (Irvine ve Baragar, 1971).

Figure 12. Plot of normative color index versus normative plagioclase composition Ankara mafic volcanics. (Irvine and Baragar, 1971).

genleşme tektoniğine bağlanabilir. Bu durum, bazik alkaliler (alkali bazalt ve şosonitler) ve kalkalkalilerin (ortaç-asidik volkanitler) iki ayrı magmatik kökenden gelme olasılığını gösterebilir.

3. Öte yandan, Ankara kalkalkali volkaniklerinin iz element içeriklerinin And tipi ile uyumlu olmaması, bir magmatik hibridizasyon (kirlenme) olasılığını düşündürmektedir. Benzer, kalkalkali-alkali bir aradalığı Batı Anadolu'da, Foça-Urfa yöresinde Savaşçın (1982) ve Uşak yöresinde Ercan ve diğerleri (1979) tarafından incelenmiştir. Savaşçın (1982) bunların manto kökenli rift volkanizması, kıtasal ergime ve hibridizasyon süreçleri ile oluştuğu savını öne sürer. Ankara alkali (bazik) volkanikler ve kal-



Şekil 13. Ana element diskriminant fonksiyon (F_1 ve F_2) diyagramında Ankara bazik volkanitlerinin dağılımı (Pearce, 1976), FPB levha içi bazalt, SHO-Şosonit, CAB-Kalkalkalin bazalt, LKT-düşük K'lu toleyit, OFB =Okyanus tabanı bazalt.

Figure 13. Major element discriminant functions (F_1 and F_2) of Pearce (1976) for the Ankara mafic volcanics. WPB-within plate basalt. SHO-shoshonites, CAB-Calcalkaline basalt. LKT-low K tholeiite, OFB-ocean floor basalt).

kalkali (ortaç-asidik) volkanikler içinde aynı oluşum süreci olasılığı söz konusu olabilir.

İlerdeki daha ayrıntılı çalışmalar bütün bu kökensel sorunlara ışık tutacaktır.

KATKI BELİRTME

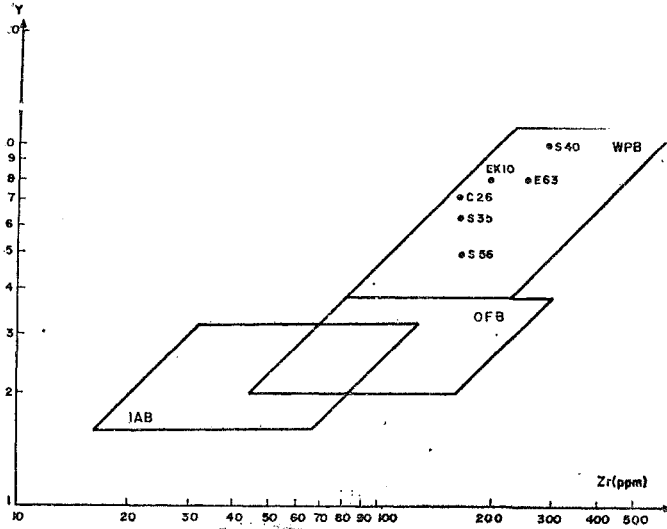
Çalışma ODTÜ tarafından desteklenen 81-04-08-TH-01 numaralı Temel Araştırma projesi çerçevesi içinde yürütülmüştür. X-ışınları floresan analizleri Çimento Müstahsilleri Derneği Araştırma Laboratuvarlarında yapılmıştır. Yazar X-ışınları floresan analizlerin gerçekleştirilmesinde yardımcı olan Sayın Kısmet Burian ve Sayın Doç. Dr. Murat Soylu'ya, teşekkürü bir borç bilir, ayrıca, CIPW norm hesaplarında yardımcı olan Sayın Lütfü Durmaz'a da teşekkür eder

DEĞİNİLEN BELGELER

Ach, J.A., 1982, The Geochemistry of the Ankara Volcanics.

Central Turkey, (Abstract): EOS, Transactions, American Geophysical Union, 63-45, 148.

Best. M.G. ve Brimhall, W.H.. 1974, Late Cenozoic alkalic basaltic magmas in the western Colorado Plateaus and the Basin and Range Transition Zone, U.S.A.,



Şekil 14. Ankara bazik volkanitlerinin Zr-Zr/Y değişimi (Pearce ve Norry, 1979) IAB-Ada yayı bazalt, diğerleri Şekil 13 den alınacak.

Figure 14 Plot of Zr-Zr/Y for Ankara mafic volcanics (Pearce and Norry, 1979) IAB- Island arc basalt for others refer to figure 13.

and their bearing on mantle dynamics: Geol. Soc America Bull., 85, 1677-1690.

Borsi, S. F., Innocenti, F. ve Mazuoli, 1972, Geochronology and Petrology of recent volcanics in the Eastern Aegean Sea. Bull. Volcanol., 36, 473-496.

Çaput, E., 1931, Ankara mıntıkasının 1/135.000 mıkıyasında jeoloji haritasına dair izahat: İst- Darülf. Geol.Enst., 7, İstanbul.

Chayes, F., 1966, Alkaline and Subalkaline basalts: Am-Jour. Sci., 264, 128-145.

Çalgın, R., Ercan, T., Pehlivanoğlu, H., Şengün, M., 1973, Ankara çevresi jeolojisi: MTA Enst., rapor no 6487 (yayımlanmamış).

Ercan, T., Dinçel A., ve Günay, E., 1979, Uşak volkanitlerinin petrolojisi ve plaka tektoniği açısından, Ege bölgesindeki yeri: Türkiye Jeol. Kur. Bült, 22, 185-198.

Erol, O., 1961, Ankara bölgesinin tektonik gelişmesi: Türkiye Jeol. Kur. Bült, 7-2, 57-58.

Ewart, A., Baxter, K. ve Ross, J. A., 1980, The petrology and petrogenesis of The Tertiary anorogenic mafic lavas of southern and central Queensland, Australia-possible implications for crustal thickening: Contrib. Mineral. Petrol., 75, 129-152.

Irvine, T.N. ve Baragar, WRA, 1971, A guide to chemical classification of the common volcanic rocks. Can. J. Earth Sci. 8, 523-548.

Jakes, P. ve White, A.J.R., 1972, Major and trace element abundances in volcanic rocks of orogenic areas: Geol. Soc. of America Bull., 83, 29-40.

Kolios, N., Innocenti, F. Manetti, P., Peccerillo, A., Guilianni, O., 1980, The Pliocene volcanism of the Voras Mts (Central Macedonia, Greece), Bull. Volcanol., 43-3, 553-568.

Lahn, E., 1945, Anadolu'da Neojen ve 4'cü zaman volkanizması Coğrafya Dergisi, 3, 7-8.

Leake, B.E., Hendry, G.L., Kemp, A., Plant, A.G., Harvey, P.K., Wilson, J.R., Coats, J.S., Aucott, J.W., Lunel, T., 1970, The Chemical Analysis of Rock Powders by Automatic X-Ray Fluorescence: Chemical Geology, 5, 7-86.

Leonhard, R., 1902, Geologische Skizze der galatischen andesit gebietes nörlich von Angoras: E. Schweizerische Verlagshandlung Stuttgart (E. O. Neagle).

MacDonald, G.A. ve Katsura, T., 1964, Chemical composition of Hawaiian Lavas: J. Petrology, 5, 82-133.

Norrish, K. ve Hutton, J.T., 1969, An accurate X-ray spectrographic method for the analysis of a wide range of geologic samples: Geochim. et Cosmochim. Acta, 33, 431-453.

Pearce, J.A., 1976, Statistical analysis of major element pattern in basalts: J. Petr., 17, 15-43.

Pearce, J.A. ve Norry, M.J., 1979, Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. Contrib. Min. Petr., 69, 33-47.

Peccerillo, A. ve Taylor, S.R., 1976, Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from Kastamonu area. Turkey: Contrib. Miner. Petrol., 68, 63-81.

Savaşçın, M.Y., 1982, Batı Anadolu Neojen magmatizmasının yapısal ve petrografik öğeleri: Batı Anadolu-nun genç tektoniği ve magmatizması paneli, T.J.K., 1982, 22-38.

Şengör, A.M.C. 1980, Türkiye'nin neotektoniğinin esasları: T.J.K. Konferans serileri, 52.

Vail, J.R., Hornung, G. ve Cox, K.G., 1969, Karroo basalts of the Tuli Syncline, Rhodesia: Bull. Volcanol. 33. 398.

Windshester, J.A. ve Floyd, P.A., 1977, Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements: Chem-Geol., 20, 325-343.

Wright, J.B., 1963, A note on possible differentiation trends in Tertiary to Recent lavas of Kenya: Geol. Mag., 100, 164-180.

Yoder, H.S. Jr. ve Tilley, C.E., 1962, Origin of basalt magmas, An experimental study of natural and synthetic rock systems: Jour. Petrology. 3, 342-532.

Yazının Geliş Tarihi : 10.12.1984

Düzeltilmiş Yazının Geliş Tarihi : 13.1.1985

Yayıma Verildiği Tarih : 14.1.1985

Karayazı Fayı

Karayazı Fault

ALİ KOÇYİĞİT, ODTÜ . Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Ankara.

ÖZ : Tutak ilçesi güneyinden başlayıp, yaklaşık K65°B doğrultusunda, 80-85 km boyunca Sarıtaş köyüne değin izlenebilen, sağ yanal doğrultu atımlı yeni bir fayın varlığı saptanmış ve bu fay Karayazı Fayı olarak adlandırılmıştır. Daha genç yaşlı birimlerin daha yaşlı birimlerle karşı karşıya getirilişi, topografik görünüm, akarsuların akaçlanma biçimi, çizgisel dizilimli su kaynakları ve eski yerleşim yeri yıkıntıları gibi gözlemler, Karayazı Fayı'nın diri olabileceği şeklinde yorumlanmış ve fayın kuzeybatı kesimi haritalanarak jeolojik özellikleri açıklanmıştır.

ABSTRACT . A fault observed starting from the south of the Tutak town to the Santas village to the northwest extending in N65°W direction for 80-85 km has been detected and named as the Karayazı Fault. Some field evidences such as the juxtaposition of the older and younger rock units, the topographic expression, the drainage pattern of waters, aligned springs and the ruins of an ancient settlement observed along the fault zone have been attributed to the fact that the Karayazı Fault may be active.

GİRİŞ

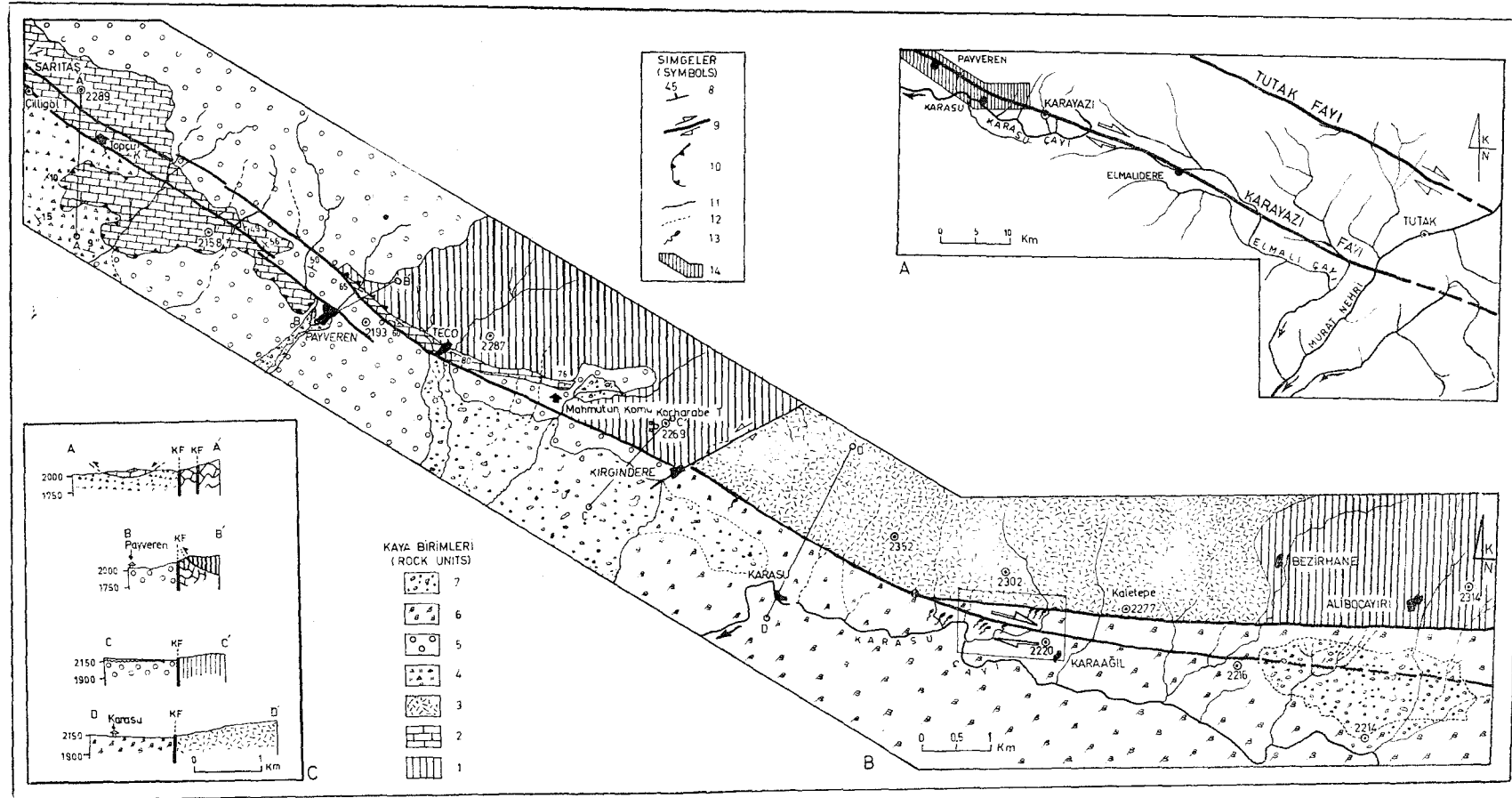
Doğu Anadolu Bölgesi, Üst Kretase'den beri, yaklaşık K-G yönelimli sıkışma geriliminin denetimindedir. (Mc Kenzie, 1972; Le Pichon ve diğerleri, 1973; Morelli, 1978). Sözkonusu gerilim, en Üst Miyosen-Alt Pliyosen sırasında, Avrasya-Arap levhaları arasındaki kıta-kıta çarpışmasından sonra, özellikle Avrasya levhası içinde oluşan çok sayıdaki sol ve sağ yanal nitelikli faylar ile karşılanagelmiştir. Bilindiği gibi, bu faylardan bölgesel boyutlu olan ikisi sağ yanal nitelikli Kuzey Anadolu ve sol yanal nitelikli Doğu Anadolu faylarıdır. Bunların dışında, daha küçük boyutlu fakat büyük deprensellik riski taşıyan çok sayıda diri fay vardır. Örneğin Çaldıran Fayı, Balıkgölü Fayı, Tutak Fayı, Aşkale Fayı, Dumlu Fayı, Çobandede Fayı vb. gibi (Arpat ve diğerleri, 1977; Şaroğlu ve Güner, 1979; Koçyiğit, 1983, 1984). Varto, Bingöl. Çaldıran ve en son Horasan-Narman depremlerinde oluşan yüzey kırıklarının geometrisiyle bir kez daha kanıtlanmış olduğu gibi, Doğu Anadolu'daki Yeni tektonik dönem fayları, günümüzde diri eşlenik bir sistem oluşturmaktadır. Ancak, fayların çoğu, bir taraftan Doğu Anadolu'daki Pliyo-Kuvaterner, Kuvaterner yaşlı volkanitlerle, diğer taraftan da yine aynı yaşlı karasal tortul ve alüvyonlarla örtülerek gizlenmiş

durumdadır. Buna karşın, gerek sismik etkinlik, gerekse ayrıntılı saha çalışmalarıyla bunları saptamak olanaklıdır. Nitekim bu yazıda, sağ yanal doğrultu atımlı bir fay. Karayazı Fayı, ve onun kuzeybatı kesiminin genel jeolojik özellikleri tanıtılacaktır (Şekil 1 A,B,C).

KARAYAZI FAYI

Fayın adı, fay kuşağı üzerindeki en büyük yerleşim alanı olan Karayazı ilçesinden alınmıştır. Yaklaşık K65°B gidişli, 80-85 km uzunluklu ve sağ yanal doğrultu atımlı bir faydır. Karayazı Fayı güneydoğuda Tutak ilçesi güneyinden başlar, kuzeybatıya doğru Elmalidere, Karayazı, Aliboçayı, Bezirhane, Karaağıl, Karasu, Kırğındere, Mahmutun Komu, Teco, Payveren, Topçu ve Sarıtaş köyüne değin uzanır (Şekil 1 A,B). Sarıtaş köyünden kuzeybatıya doğru belirginliğini yitirir ya da sönümlenir.

Fayın topografik görünümü oldukça belirgindir. Fayın güney bloğunda daha genç, kuzey bloğunda ise daha yaşlı birimler yüzeyler. Başka bir deyişle, fayın kuzey bloğu güney bloğuna göre 70-80 m kadar yükselmiştir. Bu durum, diğer bilinen diri sol ve sağ yanal faylarda olduğu gibi, fayın, çok az da olsa verev bileşene sahip olduğu biçiminde yorumlanabilir. Buna göre, kuzey blok yukarıya ve gü-



Şekil 1. (A) Bulduru haritası
1. (B) Karayazı Fayı kuzeybatı kesiminin jeoloji haritası.
1. (C) Fay boyunca geçen jeoloji enine kesitleri.

Figure 1. (A) Location map.
1. (B) Geologic map of the north western part of the Karayazı Fault.
1- (C) Geologic cross-sections along the fault-

1- Anadolu Ofiyolitli Karışığı (Anatolian Ophiolitic melange); 2. Haneşdüzü Formasyonu (Haneşdüzü Formation); 3. Kaletepe andeziti (Kaletepe andesite); 4. Çilligöl formasyonu (Çilligöl formation); 5. Payveren formasyonu (Payveren formation); 6. Karasu bazaltı (Karasu basalt); 7. Alüvyon (Alluvium); 8. Eğim ve doğrultu (dip and strike); 9. Karayazı Fayı (Karayazı Fault); 10. Sürüklenme (overthrust); 11. Kayabirimi dokanağı (rock stratigraphic unit boundary); 12. Olası dokanak (probable boundary); 13. Su kaynağı (water spring) ve 14. Haritalanmış alan (mapped area).

neydoğuya doğru, güney blok ise aşağıya ve kuzeybatıya doğru devinmiştir ya da devinmektedir (?).

Murat Nehri'nin büyük kollarından birini oluşturan Elmalı Çayı, fay kuşağının güneydoğu yansı içinde ve güney blokta; Karasu Çayı ise kuzeybatı yarısı içinde ve yine güney blokta, fayın genel gidişine koşut olarak yataklanmıştır (Şekil 1A,B). Gerek sözü edilen bu ana akarsular, gerekse onları besleyen daha küçük yan kolları, fay tarafından denetlenmektedir. Bazan bu yan dere kolları 100 m ile 1 km ye varan ölçüde sağ yanal olarak ötelenmiştir. Böyle bir durum, Karaağıl köyünün 750 m kadar batısında. Karasu Çayı'nın bir yan kolu üzerinde oldukça belirgindir (Şekil 1B).

Bölgede en Üst Pliyosen-Erken Kuvaterner volkanizmasına bağlı olarak oluşan bazaltik lavlar, özellikle Karayazı ilçesi ile daha kuzeybatıda yer alan Kırğındere köyü arasında yaygın plato-bazaltlar oluşturmuştur. Kuzey-kuzeybatı yönelimli akma yapısı gösteren bu plato-bazaltlar, kuzeyden Karayazı Fayı ile sınırlanır ve fayın güney bloğunda yer alır (Şekil 1B). Bu durum ise, fayın, volkanizma sırasında varolduğu ve lavların kuzeye doğru akışını engellediği biçiminde yorumlanmıştır.

Karayazı Fayı'nın hemen kuzeyinde (8-15 km uzaklıkta) ve ona koşut olarak, yine aynı nitelikte Tutak Fayı (Şaroğlu ve Güner, 1979), güneydoğu uzantısında ise Çaldıran Fayı (Arpat ve diğerleri, 1977) yer almaktadır. Bir taraftan bölgedeki etkin gerilim türü ve yönelimi, diğer taraftan Çaldıran depreminde oluşan yüzey kırıklarının geometrisi (Arpat ve diğerleri, 1977) gözönüne alındığında, her üç fayın da (Çaldıran, Tutak, Karayazı fayları) aynı gerilim sistemi altında, aynı ya da farklı zamanlarda oluşmuş, benzer özellikli faylar olduğu söylenebilir. Başka bir deyişle, Karayazı fayı da diğer iki fay gibi sağ yanal niteliklidir ve aralarında kökensel bakımdan yakın bir ilişki vardır.

Fay boyunca çok sayıda çizgisel dizilimli su kaynağı yer alır. Payveren köyünde zaman zaman deprem olduğu, köy sakinleri tarafından belirtilmiştir. Körharebe tepenin hemen güneyinde ve fay kuşağı içinde, yer kaymasına elverişli bir zemin olmamasına karşın, eski bir köy yıkıntısı vardır (Şekil 1B). Büyük ana akarsular ve onların yan kolları fay tarafından denetlenmiş ve denetlenmektedir. Ayrıca, daha bölgesel olarak kuzeyde Hasankale, Çobandede, Eleşkirt; güneyde Hıms, Malazgirt ve Patnos; doğuda ise, Tutak ilçesinin tarihsel ve güncel depremlerden etkilendiği bilinmekte ve hemen kuzeydeki Tutak Fayı'nın diri olduğu belirtilmektedir (Şaroğlu ve Güner, 1979). Bütün bu veriler, Karayazı Fayı'nın da diri olabileceğine yorulabilir. Bununla birlikte, gerek fayın toplam atımı, gerekse diriliği konusunda, şimdilik kesin bir yargıya varmak olası değildir. Bunun için, özellikle fayın güneydoğu yarısı içinde daha ayrıntılı saha çalışmasına gereksinim vardır.

KARAYAZI FAYI BATI KESİMİNİN GENEL JEOLJİK ÖZELLİKLERİ

Genel olarak, Karayazı Fayı'nın kuzey bloğunda daha yaşlı, güney bloğunda ise daha genç kayabirimleri yüzeyler (Şekil 1B). Her iki blokta yüzeyleyen kayabirimlerinin değişik jeoloji özellikleri ve birbirleriyle olan ilişkileri aşağıda kısaca özetlenecektir.

Kuzey Blok

Bu blokta yüzeyleyen kayabirimleri, oluşum yaşlarına göre, en yaşlıdan en gence doğru Anadolu ofiyolitli karışığı, Haneşdüzü Formasyonu, Payveren formasyonu, Kaletepe andeziti ve güncel akarsu tortulları (alüvyon) olmak üzere beş farklı birime ayırılmıştır (Şekil 2A).

Anadolu ofiyolitli karışığı. Tüm Anadolu'da yaygın olan, tektono-sedimanter kökenli, ilksel konumsuz (allokton) bir tektonik birimdir. Özellikle Doğu Anadolu Bölgesi'nde genç karasal tortullar ve volkanitlerce örtülmüş olmasına karşın, aşınım pencereleri, tektonik klipler ve fay kuşakları boyunca yüzeyler. Başlıca değişik derecede tektonizma ve başkalaşıma uğramış serpantin, peridotit, gabro, kuvarsdiyorit, olivin bazalt, spilit, yastık lav, diyabaz, tuf, pelajik kireçtaşı, radyolarit, değişik yaş ve dokulu kireçtaşı blokları (Jura ve Kretase yaşlı olanlar egemen durumda) ve türbiditik kumtaşlarının bir tektono-sedimanter karışımıdır. Fay kuşağının büyük kesiminde ve kuzey bloğunda yüzeyler. Fay boyunca ve ona yakın kesimlerde tümüyle breşleşmiş, silisleşmiş ve talka hatta şiste dönüşmüş serpantinler ayırtman düzeyler oluşturur.

Burdigaliyen yaşlı Haneşdüzü Formasyonu ile tektonik bir dokanak sergilerken, diğer birimlerce açılı uyumsuzlukla örtülür. Özellikle Payveren köyünün hemen kuzeyinde, Anadolu ofiyolitli karışığı Haneşdüzü Formasyonu üzerine bindirmiş durumdadır (Şekil 1B ve Şekil 2A). Bu ilksel konumsuz birimin ilk yerleşim yaşı Alt Kretase, büyük olasılıkla Valanjiniyen sonudur (Koçyiğit, 1983).

Haneşdüzü Formasyonu. Birim ilkin İlker (1966) tarafından adlanmış olup, aynı ad yazar tarafından da benimsenmiştir. Haneşdüzü formasyonu, taban düzeylerinde ince bir çakıltaşı düzeyi ile başlar ve yukarıya doğru açık beyaz-sarı renkli, kumlu, bol fosilli, oldukça çatlaklı, çoğun katmanlanmasız, yer yer kalın katmanlı (70-80 sm) ve resifal nitelikli bir kireçtaşı olarak sürer.

Karayazı Fayı'nın güney bloğunda Payveren ve Çilligöl formasyonları üzerinde tektonik klip (Şekil 1B, C), fayın kuzey bloğunda ise, Anadolu ofiyolitli karışığı ile tektonik, daha genç birimlerle de normal dokanak ilişkisi sunar (Şekil 1B ve Şekil 2A,B). Fayın kuzey bloğunda yüzeyleyen yüzleği oldukça tektonize olup, yoğun bir şekilde ezilmiş ve breşleşmiştir. Ayrıca KD-doğrultulu ve sistemli kesme türü kırıklarla kat edilmiştir.

Haneşdüzü Formasyonu'nun yaşı, içerdiği olduğu Miogypsina sp., Amphistegina sp. ve Lepidocyclina sp. gibi fosillere göre Burdigaliyen'dir.

Kaletepe andeziti. Birimin adı Karaağıl köyü kuzeydoğusundaki Kaletepe'den alınmıştır. Kaletepe andeziti, fayın kuzey bloğunda yaygın olarak yüzeyler. Altta Anadolu ofiyolitli karışığı ile uyumsuz, üstte ise, Üst Miyosen-Pliyosen yaşlı karasal tortullar altında uyumlu olarak bulunur. Genel olarak kitlesel yığılımlar biçiminde (yapısız), gri-boz-pembemsi-kahverengi, yer yer ayrılmış durumdadır. Çoğun porfirik dokulu, ojit ve hornblendlidir. Birimin yaşı, Erentöz'e (1954) göre Miyosen'dir.

Payveren formasyonu. Birim ilkin Rathur (1969) tarafından «Mescitli Formasyonu Aglomera Serisi» olarak adlandırılmış olup, stratigrafik adlama kurallarına uymadığı için, birim Payveren ve Çilligöl formasyonları olarak değiştirilmiştir.

Payveren formasyonu» başlıca sarı-yeşil renkli çöktür bileşenli çakıltası, kumtaşı, kırmızı-kahverengi kil-marn, beyaz renkli plaklet kireçtaşı, kömür kırıntıları içeren beyaz renkli tüf-tüfit ve siyah renkli volkanik breş gibi birbirleriyle yanaldüsey geçişli çok değişik kaya türlerinin ardaşımından oluşmaktadır. 1/25000 ölçeğinde, tüm bu kaya türlerini ayrı ayrı haritalamak olası değildir. Bu nedenle, sözü edilen ardaşım tek bir formasyon adı altında toplanmıştır. Çapraz-dereçeli katmanlanma, kanal dolguları ve ağırlık yapıları gibi özgün sedimanter özellikler sunan Payveren formasyonu sarplık eteği alüvyon yelpazesi, taşkın ovası, delta ve göl gibi değişik karasal ortamlarda yığılmış ve çökelmiş tortullarla temsil edilir.

Fay kuşağının kuzey bloğunda, kendisinden daha yaşlı birimleri açılı uyumsuzlukla üstlerken, güneybatı bloğunda Haneşdüzü Formasyonu'nun altında tektonik olarak yer alır (Şekil 1B ve Şekil 2A,B). Faya yakın yerlerde eğim derecesi 90° ye değin değişir. Diğer taraftan, stratigrafik olarak daha üstte, Karasu bazaltı ve alüvyonlarca uyumsuz olarak örtülür. Çilligöl formasyonu ile ise, yanaldü geçişlidir.

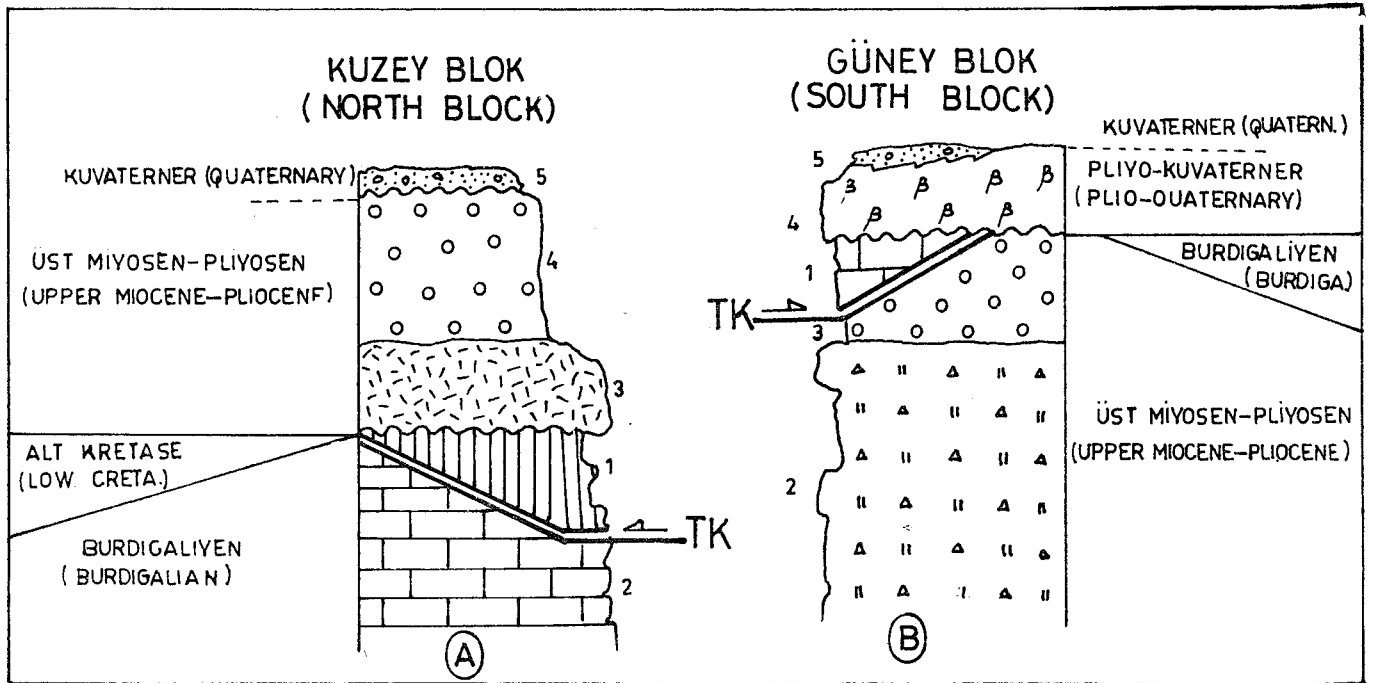
Formasyon, kesin yaş belirlenmesine olanak sağlayan herhangi bir fosil içermemektedir. Ancak, görel olarak en Üst Miyosen-Pliyosen yaş konağına konmuştur (Rathur, 1969).

Güney Blok

Genelde, fayın güney bloğunda daha genç birimler yüzeyler. Oluşum yaşlarına göre, bunlar Haneşdüzü Formasyonu, Çilligöl formasyonu, Payveren formasyonu, Karasu bazaltı ve alüvyon olmak üzere beş ayrı kayabirimine ayrılmıştır (Şekil 2B). Ancak, bunlardan Haneşdüzü ve Payveren formasyonları, fayın kuzey bloğunda da yüzeylediğinden, onlar yukarıda anlatılmış olup, burada yinelenmeyecektir.

Çilligöl formasyonu. Birim ilkin Rathur (1969) tarafından, Payveren formasyonu ile birlikte, «Mescitli Formasyonu Aglomera Serisi» olarak adlandırılmıştır. Ancak, gerek adlama stratigrafik kurallarına uymadığı için, gerekse sözü edilen birimler 1/25000 ölçeğinde en azından iki ayrı birim olarak haritalanabildiğinden, Mescitli Formasyonu Aglomera Serisi içindeki tüf ve volkanik breşler Çilligöl formasyonu olarak adlandırılmıştır.

Birim, fayın güney bloğunda ve Doğatepe, Yenlik, Çullu köyleri (çalışma alanı dışı) arasında yaygın olarak yüzeyler. En altta beyaz renkli andezitik tüf, tüfit, üste doğru ise gri-boz-pembe renkli, kalın katmanlı (1-3 m) volkanik breş, tüf ve tüfit ardaşımıyla sürer. En üst düzeyinde ise gevşek çimentolu, bazan serbest çakıl-toprak örtü görünümüne sahiptir. Faydan uzakta çok az eğimli (5°-15c) ya da yatay, faya yakın ve ona bitişik yerlerde 75°-80° ye de-



Şekil 2. Karayazı Fayı'nın her iki bloğunda yüzeyleyen kayabirimlerinin arasındaki ilişkiyi gösterir tektono-stratigrafik dikme kesitler. A — Kuzey Blok: 1. Anadolu ofiyolitli karışığı; 2. Haneşdüzü Formasyonu; 3. Kaletepe andeziti; 4. Payveren formasyonu ve 5. Alüvyon. B — Güney Blok: 1. Haneşdüzü Formasyonu; 2. Çilligöl formasyonu; 3. Payveren formasyonu; 4. Karasu bazaltı ve 5. Alüvyon.

Figure 2. Tectono-stratigraphic columnar sections illustrating relations among the rock units exposing on both sides of the Karayazı Fault. A — North Block; 1. Anatolian ophiolitic melange; 2. Haneşdüzü Formation; 3. Kaletepe andesite; 4. Payveren formation, and 5. Alluvium. B — South Block: 1. Haneşdüzü Formation; 2. Çilligöl formation; 3. Payveren formation; 4. Karasu basalt, and 5. Alluvium.

ğin katman eğimleri gözlenir. Birim içinde dereceli katmanlama, çapraz katmanlanma, kanal dolgusu, ağırlık izleri, oturma-yıkılma (slumping) kıvrımları ve tortullaşma ile yaşıt büyüme fayları gibi birincil sedimanter yapılar çok bol ve iyi gelişmiştir.

Birimin tabanı. Doğatepe-Yemlik köyleri dolayında, Orta Miyosen yaşlı, marnlı, ince katmanlı, beyaz renkli denizel kireçtaşları üzerine uyumlu olarak gelirken (Rathur, 1969), tavanı, ya Payveren formasyonunun karasal tortullarıyla yanal-düşey geçişlidir, ya da Haneşdüzü Formasyonu ile tektonik olarak örtülür. Birim içinde kesin yaş verecek herhangi bir fosil bulunamamıştır. Ancak, görelî yaşı Üst Miyosen-Pliyosen olarak benimsemiştir.

Karasu bazaltı. Birimin adı, en iyi gözlendiği yer olan Karasu köyünden alınmıştır. Karasu bazaltı, fayın güney bloğunda yaygın olarak yüzeyler ve plato-bazalt türündedir. Koyu siyah renkli, yoğun gaz boşluklu, bozunmamış olivin bazalt niteliğindedir. Özellikle Karasu Çayı boyunca kornişler oluşturur.

Karayazı ile Kırğımdere köyü arasında, Karayazı Fayı tarafından, daha yaşlı birimlerle dokanağa getirilmiştir (Şekil 1B). Dolayısıyla, fayın yaşı konusunda önemli bir kanıt oluşturur. Birimin tabanı çalışma alanı içinde yüzeylenmez. Buna karşın, çalışma alanı dışında Pliyosen yaşlı karasal tortullar üzerinde ve nehir taraçaları içinde yer alır. Karasu bazaltının üzerinde ise kalın ve yaygın bir alüvyon örtü yoktur, ancak yeni yeni gelişmeye başlamıştır. Karasu bazaltı, görelî olarak en Üst Pliyosen (?) ya da Pliyo-Kuvaterner yaşlıdır (Şekil 2B).

Alüvyon. Daha çok fayın güney bloğunda gelişmiş olup, başlıca akarsu yatağı ve fay düzlüğünde yığılmış kaba kum, çakıl ve toprak örtü ile temsil edilir. Faya yakın kesimlerde bileşen boyutu artar.

SONUÇ VE ÖNERİLER

Tutak ilçesi yakın güneyinden geçen ve kuzeybatıya doğru Sarıtaş köyüne değin yaklaşık 80-85 km kadar izlenebilen, sağ yanal doğrultu atımlı yeni bir fay saptanmış olup, bu kırık **Karayazı Fayı** olarak adlandırılmıştır. Bu fay, geçmişte olmuş olabileceği gibi, gelecek için de önemli depremsellik riski taşıyabilir. Benzer şekilde, bölgede daha önce saptanmış önemli diri fayların varlığı bilinmektedir. Ancak, Doğu Anadolu'daki tüm fayların bilindiği savu-

nulamaz. Örneğin, Eleşkirt-Ağrı ve Taşlıçay boyunca aktmakta olan Şaryan Çayı ve Murat Nehri de, önemli ve diri bir sağ yanal doğrultu atımlı fay tarafından denetlenmekte olabilir. Bu nedenle, Türkiye-İran karayolunun da içinde bulunduğu bu kuşak, depremsellik ve neotektonik açıdan ayrıntılı şekilde incelenmelidir.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Arpat, E., Şaroğlu, F. ve İz, H.B., 1977, 1976 Çaldıran depremi: Yeryuvarı ve İnsan, 2, 1, 29-41.
- Erentöz, C., 1954, Oltu 31/4, Kars 32/3 ve Hasankale 48/2 1/100000 ölçekli jeolojik paftalara ait Memuar: Ma-den Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Der. Rap. No. 2159, 38 s.
- İlker, S., 1966, Erzurum Bölgesinde Erzurum İ47-c1, İ47-c4, İ47-d2 ve İ47-d3 paftalarının detay petrol etüdü hakkında rapor: Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Der. Rap. No. 4236.
- Koçyiğit, A., 1983, Doğu Anadolu Bölgesi'nin depremselliği ve gerekli çalışmalar: Yeryuvarı ve İnsan, 8, 3, 25-29.
- Koçyiğit, A., 1984, Güneybatı Türkiye ve yakın dolayında levha içi yeni tektonik gelişim: Türkiye Jeol. Kur.Bült, 27, 1, 1-15.
- Le Pichon, X., Francheteau, J. ve Bonnin, J., 1973, Plate tectonics: Developments in geotectonics. Elsevier, Amsterdam, 300 p.
- Mc Kenzie, D.P., 1972, Active tectonics of the Mediterranean region: Geophys. J.R. Astr. Soc., 30, 109-185.
- Morelli, C., 1978, Eastern Mediterranean, geophysical results and implications: Tectonophysics 46, 333-346.
- Rathur, A.Q., 1969, Pasinler-Horasan (Erzurum) sahasına ait genel jeolojik rapor: Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Der. Rap., No. 52, 66 s.
- Şaroğlu, F. ve Güner, Y., 1979, Tutak Diri Fayı, Özellikleri ve Çaldıran Fayı ile ilişkisi: Yeryuvarı ve İnsan, 4, 1, 11-14.

Yazının Geliş Tarihi :6.10.1984
Düzeltilmiş Yazının Geliş Tarihi :30.1.1985
Yayıma Verildiği Tarih 31.1.1985

