

GEOLOGICAL BULLETIN OF TURKEY

Türkiye Jeoloji Bülteni

November 1995 Vol. 38 No 2
Kasım 1995 Cilt 38 Sayı 2

ENGLISH EDITION
ISSN 1300-6827



CHAMBER OF GEOLOGICAL ENGINEERS OF TURKEY
TMMOB Jeoloji Mühendisleri Odası

UCTEA
CHAMBER OF GEOLOGICAL ENGINEERS OF TURKEY
TMMOB Jeoloji Mühendisleri Odası

EXECUTIVE BOARD / YÖNETİM KURULU

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

GEOLOGICAL BULLETIN OF TURKEY
Türkiye Jeoloji Bülteni
Publication Board / Yayın Kurulu

Editors /Editörler

Doç. Dr. Sefer ÖRÇEN	Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Jeoloji Etütleri Dairesi, Ankara	TURKEY.
Dr. Atilla ÇİNER	Hacettepe Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Ankara	TURKEY.

Secretary /Sekreter

Kuddusi KARAKUŞ	Ankara Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Ankara	TURKEY.
-----------------	--	---------

Technical Editor/Teknik Yönetmen

Hilmi YAĞCI	Maden Tetkik Arama Genel Müdürlüğü, Enerji Dairesi, Ankara	TURKEY.
-------------	--	---------

Editorial Board / Yazı İnceleme Kurulu

Dr. Zeynep AYAN	Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, MAT Dairesi, Ankara	TURKEY.
Dr. Bahattin AYRANCI	Earth Science Department E.T.H., Zürich,	SWITZERLAND.
Doç. Dr. Durmuş BOZTUĞ	Cumhuriyet Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Sivas	TURKEY.
Dr. M. Zeki ÇAMUR	Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Maden Etüd Dairesi, Ankara	TURKEY.
Prof. Dr. Cahit DEMİRKOL	Çukurova Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Adana	TURKEY.
Prof. Dr. Özcan DORA	Dokuz Eylül Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, İzmir	TURKEY.
Prof. Dr. Vedat DOYURAN	Orta Doğu Teknik Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Ankara	TURKEY.
Prof. Dr. Yavuz ERKAN	Hacettepe Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Ankara	TURKEY.
Prof. Dr. Ayhan ERLER	Orta Doğu Teknik Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Ankara	TURKEY.
Prof. Dr. Aziz ERTUNÇ	Çukurova Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Adana	TURKEY.
Yrd. Doç. Dr. Yurdal GENÇ	Hacettepe Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Ankara	TURKEY.
Prof. Dr. Ergün GÖKTEN	Ankara Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Ankara	TURKEY.
Doç. Dr. Nilgün GÜLEÇ	Orta Doğu Teknik Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Ankara	TURKEY.
Prof. Dr. Cahit HELVACI	Dokuz Eylül Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, İzmir	TURKEY.
Doç. Dr. Kemal İNAN	Dept. of Energy and Minerals, P.O.Box 2145, MDC Fitzroy, 3065,	AUSTRALIA.
Doç. Dr. Nurdan İNAN	Cumhuriyet Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Sivas	TURKEY.
Prof. Dr. Selim İNAN	Cumhuriyet Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Sivas	TURKEY.
Taner İRKEÇ	Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Maden Etüd Dairesi, Ankara	TURKEY.
Doç. Dr. Tanju KAYA	Dokuz Eylül Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, İzmir	TURKEY.
Soner KAYAKIRAN	Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Maden Etüd Dairesi, Ankara	TURKEY.
Prof. Dr. Nizamettin KAZANCI	Ankara Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Ankara	TURKEY.
Salih KONYA	Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Maden Etüd Dairesi, Ankara	TURKEY.
Prof. Dr. Engin MERİÇ	İstanbul Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, İstanbul	TURKEY.
Prof. Dr. Teoman NORMAN	Orta Doğu Teknik Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Ankara	TURKEY.
Vedat OYGÜR	Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Maden Etüd Dairesi, Ankara	TURKEY.
Doç. Dr. Turgut ÖZTAŞ	İstanbul Teknik Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, İstanbul	TURKEY.
Prof. Dr. Doğan PAKTUNÇ	CANMET-MSL 555 Booth Street, Ottawa, Ontario KIA OGI	CANADA.
Prof. Dr. Asaf PEKDEĞER	Freie Universität Berlin, FR Rohstoff and Umweltgeologie,	GERMANY.
Prof. Dr. Muharem SATIR	Universität Tübingen, Lehrstuhl f. Geochemie, Tübingen	GERMANY.
Dr. Metin ŞENGÜN	Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, MAT Dairesi, Ankara	TURKEY.
Doç. Dr. Izver TANSEL	İstanbul Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, İstanbul	TURKEY.
Prof. Dr. Selçuk TOKEL	Kocaeli Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Kocaeli	TURKEY.
Prof. Dr. Vedia TOKER	Ankara Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Ankara	TURKEY.
Doç. Dr. Reşat ULUSAY	Hacettepe Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Ankara	TURKEY.
Doç. Dr. Taner ÜNLÜ	Ankara Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Ankara	TURKEY.
Doç. Dr. Ali VAN	Karadeniz Teknik Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Trabzon	TURKEY.
Prof. Dr. Baki VAROL	Ankara Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Ankara	TURKEY.
Doç. Dr. Hüseyin YALÇIN	Cumhuriyet Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Sivas	TURKEY.
Prof. Dr. Mefail YENİYOL	İstanbul Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, İstanbul	TURKEY.
Doç. Dr. Cengiz YETİŞ	Çukurova Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Adana	TURKEY.

TÜRKİYE JEOLojİ BÜLTENİ

Geological Bulletin of Turkey

Ağustos 1995 Cilt 38 Sayı 2
August 1995 Vol. 38 No 2

ISSN 1016-9164

İÇİNDEKİLER CONTENTS

Gondavana kuzeyi Anadolu Mikrokıtası Erken Paleozoyik evrim modeli
An evolutionary model on Early Paleozoic of Anatolian microcontinent, northern margin of Gondawana land
.....A.Ü.TOLLUOĞLU, E.Ö.SÜMER 1

Gümüşler (Niğde) yöresi Sb±Hg±W cevherleşmelerinin jeolojik, mineralojik ve altın potansiyeli yönünden incelenmesi
Geological and mineralogical investigation of the Gümüşler (Niğde) Sb±Hg±W occurrences and implications on their gold potential
: M.AKÇAY 23

Marmara Denizi dip sedimanların da ki kararsız demir formlarının dağılımı
Distribution of labile forms of iron in bottom sediments of the Marmara sea
.....H.ÖZTÜRK, K.SHIMKUS 35

Gölbaşı (İsparta) epitermal arsenik mineralizasyonunun jeolojik özellikleri
Geological characteristics of Gölbaşı (İsparta) epithermal arsenic mineralization
.....M.KUŞÇU 43

Orhaniye - Güvenç (KB Ankara) karasal çökellerinin Paleosen - Erken Eosen sedimanter evrimi
Sedimentary evolution of the Orhaniye - Güvenç (NW Ankara) continental deposits during Paleocene - Early Eocene
.....F.OCAKOĞLU, A.ÇİNER 53

Tuz Gölü'ndeki mineral çökelinin termodinamik değerlendirmesi
Thermodynamic evaluation of mineral precipitates in the salt lake (Tuz Gölü) Turkey
.....M.Z. ÇAMUR, H.MUTLU 67

Büyük Menderes Grabeni'nin kuzey kenarındaki çökellerin Arvicolidae (Rodentia, Mammalia) faunasına dayalı olarak yaşlandırılması
Dating of the sediments exposed at the northern part of the Büyük Menderes Graben (Turkey) on the basis of Arvicolidae (Rodentia, Mammalia)
: E.ÜNAY, F.GÖKTAŞ, H.Y.HAKYEMEZ, M.AVŞAR, Ö.ŞAN 75

Tersiyer yaşlı Sivas evaporit havzasındaki sölestine eşlikçi elementer kükürt oluşumu (Örnek yatak: Ulaş - Bahçeciktepe sölestin yatağı)
Sulphur occurrences associated with celestite in Sivas evaporite basin of Tertiary age (An example deposit: Ulaş - Bahçeciktepe celestite bed)
.....E.TEKİN, B.VAROL 81

TMMOB JEOLojİ MÜHENDİSLERİ ODASI
Chamber of Geological Engineers of Turkey

Gondvana kuzeyi Anadolu Mikrokıtası Erken Paleozoyik evrim modeli

An evolutionary model on Early Paleozoic of Anatolian microcontinent, northern margin of Gondwana land

A. Ümit TOLLUOĞLU
Engin Ö. SÜMER

Hacettepe Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Ankara
Hacettepe Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Ankara

Öz

Türkiye'nin jeolojik evriminde Gondvana Karası (Süperkıta) kuzeyindeki adayı oluşumu (800-625 my.) başlangıç evresi olarak kabul edilmiştir. Süperkıta'nın riftleşmesi, riftleşme sonucu parçalanması (625-555 my.) Gondvana Karası kuzeyinden, Anadolu Mikrokıtası'nın çekirdeği olarak kabul edilen, Pan-Afrikan Temel'e ait fragmentin ayrılması ile sonuçlanmıştır. Kenar Havza (yay-ardı havza) birimlerinde sin-orojenik çökelme (550-500 my.), Orojenik Metamorfizma (-500 my.), Anadolu Mikrokıtası'nın yükselimi (500-470 my.) ve çarpışma granitoidlerinin sokulumu (470-450 my.) jeolojik evrimin en önemli süreçleridir. Gondvana Karası'nda buzullanma (450 my.), Toridya yükselimi (440 my.), buzul konglomeralarının oluşum ve buzul sonrası transgresyon (440-420 my.) ve Anadolu Karbonat Platformuna geçiş (400 my.) Erken Paleozoyik sonundaki diğer önemli jeolojik olaylardır.

Anahtar Sözcükler: Gondwana Karası, Anadolu Mikrokıtası, Erken Paleozoyik

Abstract

The formation of island arc (800-625 Ma.) on the northern part of the Gondwana land (Supercontinent) is accepted to be the beginning phase in the geological evolution of Turkey. The rifting of the supercontinent and its breaking apart (625-555 Ma.) gave rise to the separation of the basement of the Pan African fragment-accepted to be the naclous of the Anatolian microcontinent-from the northern part of the Gondwana land. Synorogenic sedimentation in the marginal basins (back-arc basin) (550-500 Ma.), orogenic met amorphism (-500 Ma.), rise of the Anatolian microcontinent (500-470 Ma.) and intrusion of the collisional granitoids (470-450 Ma.) are the most important phases in the geological evolution. Other important events at the end of Early Paleozoic can be cited as glaciation of the Gondwana land (450 Ma.). Toridya rise (440 Ma.), formation of glacial conglomerates and post glacial transgression (440-420 Ma.) and passage to the Anatolian carbonate platform (400 Ma.).

Key Words: Gondwana land, Anatolian microcontinent, Early Paleozoic.

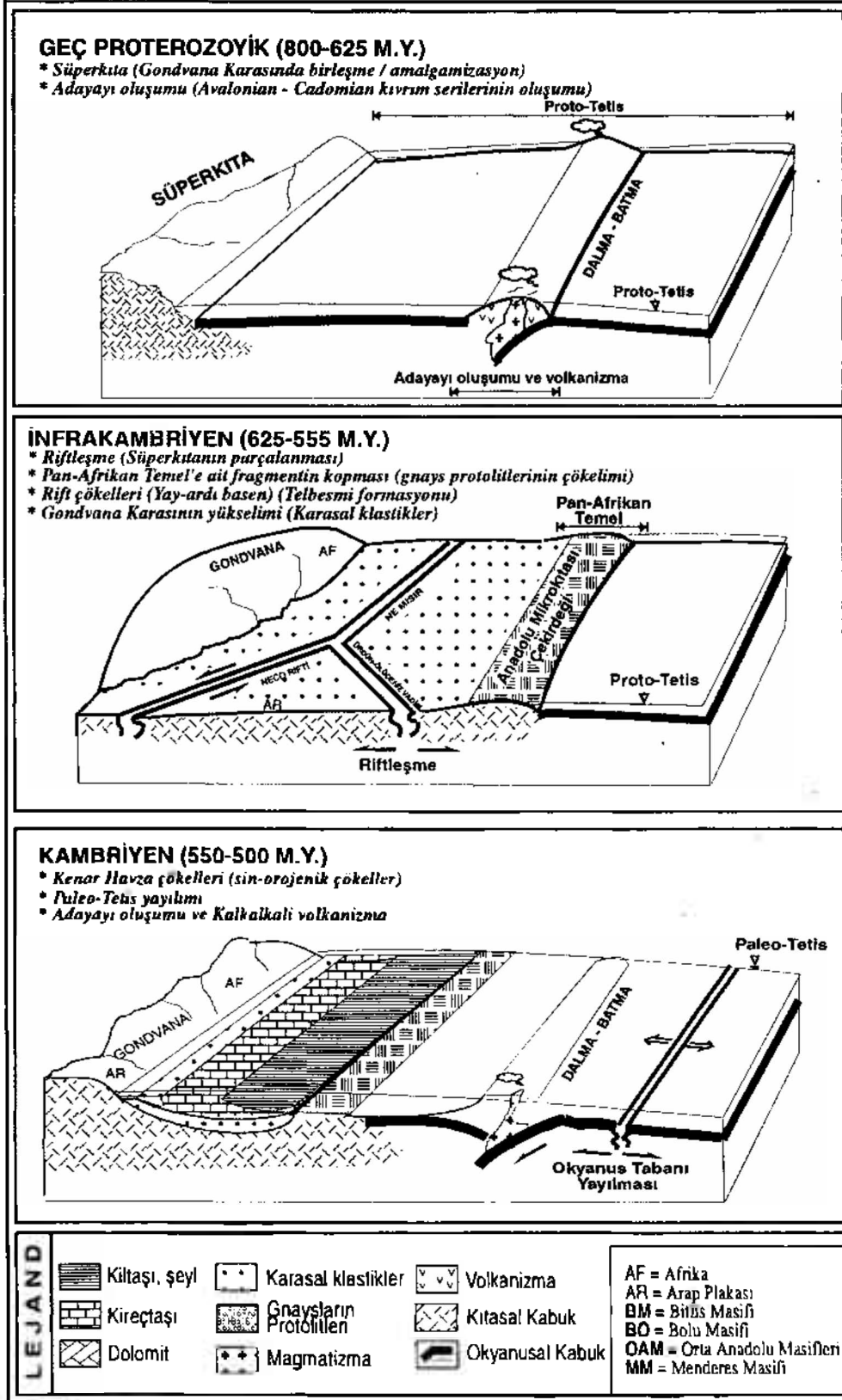
GİRİŞ

Önerilen Erken Paleozoyik (620 - 400 my.) evrim modelinde, Paleo-Tetis okyanusunun (genel anlamda Tetis) Gondvana Karası ile Lavrasya (Lavrentiya - Baltık) arasında tüketilmesini konu alan belli başlı jeolojik olaylar tartışılmıştır. Erken Paleozoyik dönemde gelişen ve Türkiye'de değişik lokalitelerde çarpıcı örneklerine rastlanılan jeolojik verilerin kronolojik modellemesi yapılmıştır. Bu modelleme yapılırken levha tektoniği kuramı çerçevesinde sedimantasyon (transgresyon /regresyon), magmatik etkinlik ve orojenik metamorfizma vb. temel jeolojik süreçlerin, global ölçekte Erken Paleozoyik paleocoğrafyası ile uyum içinde olmasına özen gösterilmiştir. Anadolu'da Erken Paleozoyik serileri etkileyen orojenik fazlar Erken Kaledoniyen (Geç Kambriyen - Erken Ordovisiyen) ve Geç Kaledoniyen (Üst Silüriyen - Alt Devoniyen) orojenezleri ile yaşıt deformasyonların ürünü yapılarıdır.

Türkiye'de muhtemelen Kambriyen - Ordovisiyen

sınıırında (-500 my.) Orojenik metamorfizma geçirmiş, asit intrüzifler tarafından kesilmiş (470-420 my.), orta-yüksek dereceli bölgesel metamorfik kayaların oluşturduğu kristalin kütle Anadolu Mikrokıtası olarak adlandırılmıştır. Erken Paleozoyik süresince Arabistan yarımadasının kuzey uzantısı konumunda jeolojik evrim geçiren Anadolu Mikrokıtası Menderes, Bolu, Bitlis, Daday (?) ve Orta Anadolu Masifleri (?) gibi metamorfik masiflerde tabanda Pan-Afrikan Temel'e ait kütleleri içeren, çekirdek seri olarak tanımlanan kayaç toplulukları ile temsil edilir. Tabanda yüksek dereceli bölgesel metamorfik ve magmatik kayaç topluluklarının yüzeylendiği, Devoniyen'den Permiyen sonuna karbonatların egemen olduğu, platform şeklinde jeolojik evrim geçiren ve Toridya yükseltisi (Güvenç, ve diğ., 1994) kuzeyindeki bölgesel alan Anadolu Platformu'nu oluşturur. Paleozoyik boyunca Anadolu Platformu'nun en kuzey kenarını sınırlayan hattın güneyi, Gondvana Karası'nın kuzey kenarına ait konumda jeolojik evrim geçirmiştir.

GONDAVANA KUZEYİ ANADOLU MİKROKITASI



625-555 my. arasında gelişmiştir (Bond ve diğ., 1984). Üç büyük kıtanın kenarında, Lavrasya'nın güneydoğusu (Kuzey Amerika), Baltık Kalkanı'nın kuzey batısı (Kuzey Avrupa) ve Gondvana Kıtasının kuzeyi (Arabistan) riftleşme'nin tipik örneklerini sergiler (Zcigler ve diğ., 1979).

Gondvana kıtasında Afrika Plakası'nın kuzeydoğu kenarı boyunca kıtasal yenilmenin yaklaşık 620-580 my. öncesinde başladığı, kıta içi gerilmelerin 600-550 my. arasındaki dönemde geliştiği kabul edilmektedir. İnfrakambriyen'de gelişen gerilme süreci Sina yarımadasında üçlü riftleşme (Husseini 1989) (Ölü Deniz Rift Kolu, Kuzey Mısır Rift Kolu ve Need Yırtılma Zonu) ile sonuçlanmıştır (Şekil 2). Gondvana Karası'nın kuzeybatısında bir diğer rift oluşumu için (Moldanubian rift zonu) Erken Ordovisiyen (480 my.) yaşı önerilmektedir (Oliver ve diğ., 1993). Kuzey Mısır Rift Kolu ile Moldanubian Rift zonunun jeolojik tarihte Iapetus Okyanusu'nun gelişmesi aşamasında birbiriyle ilişkide olabilecekleri konusunda henüz kesin bir veri yoktur. Ancak Alpin serilerin (Avrupa) altında yer alan temelde rift oluşumunun Geç Proterozoyik olduğuna dair pek çok delil olduğu belirtilmektedir (Von Raumer ve diğ., 1991).

Kambriyen başında riftleşme sonucu parçalanmış Gondvana Karası ile Kuzey Amerika kıtasal alanı arasında Iapetus okyanusal alanının geliştiği kabul edilir (Scotese ve diğ., 1979; Condie 1989; Paris ve Robardet 1990; McKerrow ve diğ., 1991). Fanerozoik başındaki pek çok paleocoğrafik veri, bugünkü konumuyla Gondvana Karası kuzey ve kuzeydoğusunda Iapetus Okyanusu ile bağlantılı daha küçük okyanusal alanların varlığına işaret etmektedir. Kambriyen başında genişlemeye başlayan ve Türkiye'nin Erken Paleozoyik evriminde önemli rol oynayan bu okyanusal alan Paleo-Tetis olarak adlandırılmıştır (Kanasewich ve diğ., 1978; Havlicek 1981; Adamia ve diğ., 1981; Belov ve diğ., 1986). Buna karşın, Kambriyen başlarında Baltık ve Kuzey Gondvana Karası arasında okyanusal bir alanın varlığı kanıtlanmış, Orta Avrupa Okyanusu (Rheic Ocean) olarak tanımlanan bu okyanusun Kambriyenden Devoniyen'e kadar olan jeolojik tarihte progresif olarak tüketildiği saptanmıştır (Paris ve Robardet, 1990).

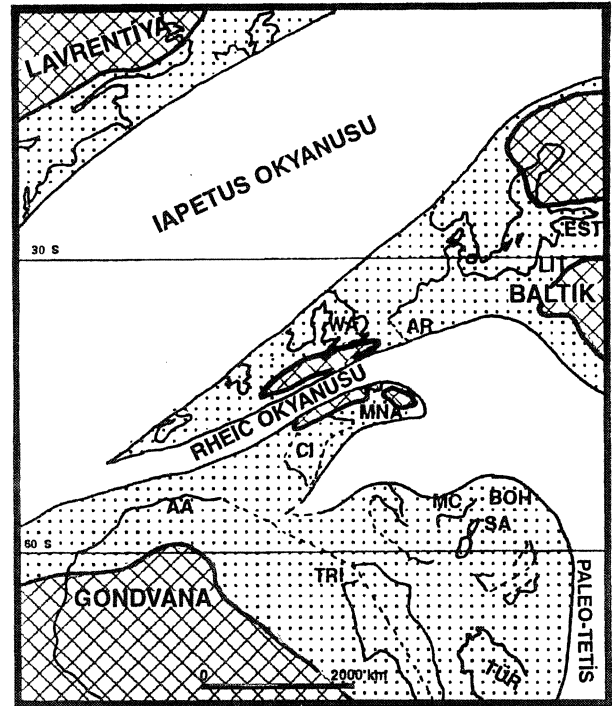
Erken Paleozoyik süresince Türkiye, Batı İran (Sannandaj-Sirjan) ve Merkezi İran'ın Gondvana Karası'nın kuzey şelf sahillerine ait olduğu ve bu şelfin kuzeyinde Atlantik Tipi kıta kenarının gelişmiş olduğu çeşitli araştırmacılar tarafından da belirtilmiştir (Kanasewich, ve diğ., 1978; Adamia ve diğ., 1981; Berberian ve King, 1981; Belov ve diğ., 1986; Husseini, 1992). Kuzey Afrika (Fas, Cezayir, Tunus, Libya, Nijerya ve Mısır), Orta Doğu (Türkiye, Suriye, Ürdün, Irak ve Suudi Arabistan), Güneybatı Avrupa (İtalya, İspanya, Portekiz ve

Merkezi-Güney Fransa) ve Merkezi Avrupa (Güney Almanya, Avusturya, Çekoslovakya, Polonya ve Romanya) Paleozoyik başında Gondvana Karası'nın kuzey kesiminin kapladığı alanlardır. Dolayısıyla, Türkiye'nin bugünkü alanı Kambriyen'de Gondvana'nın kuzeye bakan kesimine aittir (Şekil 3).

Süperkıta'nın riftleşme sonucu parçalanması, Gondvana Karası kuzeyinden Anadolu Mikrokıtası'nın çekirdeği olarak kabul edilen Pan-Afrika Temele ait fragmanın ayrılması ile sonuçlanmıştır (Şekil 2).

Rift Çekelleri (Yay-ardı basen)

Arap Plakası'nın kuzeyinde yer alan Güneydoğu Anadolu bölgesi Alt Paleozoyik istiflerin stratigrafisi açısından önemli veriler sergilemektedir. Türkiye'nin



Şekil 3. Erken Ordovisiyen paleocoğrafyası ve Paleo-Tetis okyanusal alanı; AA=Anti Atlas, AR=Ardenler, BOH=Bohemya, CI = Merkezi İberya, EST = Estonya, LIT = Litvanya, MC = Fransa Masif-Santral, MNA = Orta - Kuzey Armorika, SA = Sardinya, TRI = Tripolitane, TÜR = Türkiye, WA = Galler (Paris ve Robardet, 1990'dan basitleştirilmiştir).

Figure 3. Early Ordovician paleogeography and Palaeo-Tetis ocean; AA = Anli Atlas, AR = Ardens, BOH = Bohemia, CI = Central Iberia Domain, EST = Estonia, LIT = Lithuania, MC = French Massive-Central, MNA = Mid-North Armorican Domain, SA = Sardinia, TRI = Tripolitaine, TÜR = Türkiye, WA = Wales (Simplified after, Paris and Robardet, 1990).

GONDAVANA KUZEYİ ANADOLU MİKROKITASI

güneydoğusunda en yaşlı litostratigrafi birimleri (Telbesmi formasyonu) yüzeyletir (Ketin 1966, 1983; Bozdoğan, 1982). Telbesmi formasyonu yastık lav, volkano-klastik, şeyi ve kumtaşlarından oluşan litolojiye sahip olup, Kambriyen yaşlı Derik Grubu tarafından uyumsuz olarak örtülür (Çizelge 1) (Perinçek ve diğ., 1991). Telbesmi formasyonuna ait birimlerin Ölü Deniz Rift koluna ait riftleşme ile eş yaşlı çökeller olabileceği kabul edilmektedir (Husseini, 1989). Kambriyen başında, Arabistan Plakası ile Güneydoğu Anadolu çökeltme alanlarının paleocoğrafik ortak karakteri bu olasılığı mümkün kılmaktadır.

Gondvana Karasunda bölgesel yükselim

Türkiye, kuzeydoğu Afrika, Arabistan, İran ve yakın çevresindeki Geç Prekambriyen yaşlı magmalik (granit) ve metamorfik yüksek kıtasal bölgelerden taşınan klastiklerin çökeltme alanını oluşturmaktadır. Gondvana Karası'nın yükselmesini takip eden evrede oluşan bu klastik litolojiler, Türkiye'de muhtemelen Kambriyen-Ordovisiyen sınırında gelişecek Orojenik Metamorfizma ürünü litolojilerin protolitleri olarak kabul edilmiştir.

Önceki yıllarda yapılan ayrıntılı çalışmalardan, Doğu Alplerde Prekambriyen yaşlı kristalin kayaların gözlenmediği, Alplerde paragnaylara ait örneklerin sedimantasyon yaşlarının 600-500 my. arasında olduğu ve 1500 my. yaş veren zirkon mineralini içeren sedimenter kökenli gnayslar için çökeltme yaşı olarak 550 my. civarında bir yaşın önerildiği bilinmektedir (Satır, 1979).

KAMBRİYEN (550-500 M.Y.)

Kenar Havza çökelleri

İnfrakambriyen sonunda Mısır, Arabistan, İran ve Türkiye güneyi, Gondvana Karası kuzey ve kuzeydoğusunda başlıca klastik çökellerin egemen olduğu duraylı kıta platformunu temsil etmektedir (Şekil 2). Magmatizma ve kıvamlanmanın gözlenmediği kıta kenarında Erken Kambriyen başında kırıntılı fasiyes çökellerinin (kuvarsit) egemen olduğu bilinmektedir (Çizelge 1) (Dean ve diğ., 1986; Husseini, 1989, 1990; Dean ve diğ., 1991a). Arabistan Plakası ve uzantısı Türkiye alanının, Kambriyen süresince Paleo-Tetis Okyanusu'nun Baltık Kalkanına yakın kesiminde yer alması gerektiği ifade edilir (Husseini, 1989).

Orta Kambriyen'den Ordovisiyen'e kadar Gondvana duraylı şelfin bir bölümünü oluşturmakta ve Türkiye'nin güney bölümü şelf ortamını karakterize eden yaygın kireçtaşı çökellerinden oluşmaktadır (Husseini, 1989). Türkiye güneyinde doğu-batı uzanan Toridler'de Erken Paleozoyik seriler içinde fosille yaş verilen en eski birim Erken-Orta Kambriyen'e ait trilobit fosilli karbonatlı fasiyestir ve Çaltepe formasyonu olarak bilinmektedir (Çizelge 1) (Dean, 1975; Dean ve diğ.,

1986; Dean ve diğ., 1991a). Orta Kambriyen başında Türkiye güneyinde global deniz seviyesi çok yavaş yükselmiştir (Vail ve diğ., 1977). Bu yükselmeye bağlı olarak Geç Kambriyen'de transgresif kilitaşı-şeyl çökelleri yaygındır (Çizelge 1).

Tipik stratigrafik kesit veren Güneydoğu Anadolu'da tanımlanan Kambriyen yaşlı Derik grubuna ait litolojilerin alt seviyeleri kıtasal ile geçiş tipi klastiklerden oluşur. Orta Kambriyen yaşlı birim orta seviyeyi oluşturan şelf karbonatları olarak tanımlanır. Üst seviyelerde ise denizel şeyi ve kumtaşı ardalanmasının yaygın olduğu saptanmıştır (Perinçek ve diğ., 1991). Benzer serilere Amanos Dağlarında da rastlanılmakta ancak Geç Kambriyen'de gelişen regresyon sonucu Ordovisiyen serileri ile arasında yerel bir uyumsuzluk gözlenmektedir (Dean ve diğ., 1986).

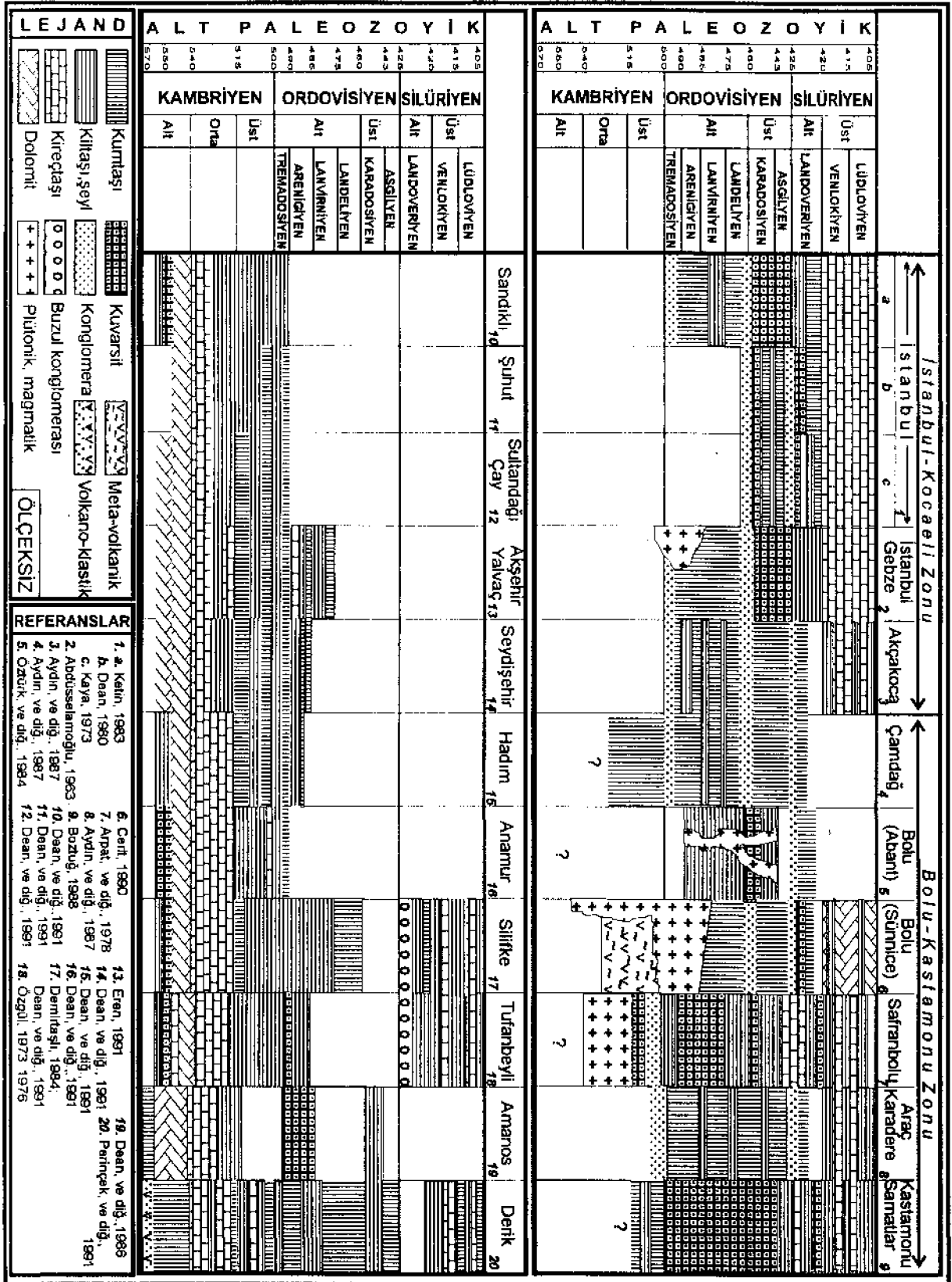
Adayayı oluşumu ve kalkalkali volkanizma

Türkiye kuzeydoğusunda Paleo-Tetis olarak adlandırılan okyanusa! bir alanın varlığı ve bu okyanusun 600-500 my. arasında güneye kendi içinde dilimlenip dalması adayayı gelişimini başlatan süreç olmuştur (Kanasewich ve diğ., 1978). Sunulan Erken Paleozoyik evrim modelinde Türkiye jeolojisi için oldukça önemli husus, Ordovisiyen öncesi dönemde gelişmiş adayayı oluşumudur (Şekil 2) (Murphy ve Nance, 1991).

Alplerde tortul kökenli kayalarla bağımlı ve asitten bazik kökene kadar değişiklik gösteren bir volkanizmanın yaklaşık 500 my. öncesinde var olduğu savunulmaktadır (Satır, 1979). Avusturya Alplerinde killi, kumlu serilerle arakatlı volkanik litolojilerin 550 my. dolayında bir çökeltme yaşı gösterdikleri ifade edilmektedir (Frisch ve diğ., 1984). Aynı araştırmacı grubu Kaledoniyen çökeltme alanının bu bölgede yaklaşık 620-480 my. arasında gerçekleşmiş olabileceğini ifade etmektedir. Yöredeki gömülme ve adayayı oluşumu içinde Orta Kambriyen yaşı verilmektedir.

Türkiye'de değişik lokalitelerde tanımlanan Erken Paleozoyik kalkalkali volkanizma adayayı evriminin tipik örneklerini oluşturmaktadır. Menderes Masifinde tanımlanan metavolkanitler (leptitler) 500 my. öncesi geliştiği varsayılan adayayına ait yay volkanitleri olarak kabul edilir (Dora ve diğ., 1992). Kalkalkali bileşimli, sialik kökenli adayayı volkanitlerinin derinlik türevleri olarak tanımlanan metagranodiyoritlerde ise 471 ± 9 my'lik radyometrik yaş jeolojik verimle uyumluluk gösterir (Satır ve Friedrichsen, 1986).

Türkiye'den bir diğer örnek, Bitlis Masifi'nin Avnik bölgesinde tanımlanan manyetit-apatit cevherleşmesiyle ara katmanlı bazikten felsiğe değişen kalkalkalin metavolkanitlerdir. Bu litoloji grubunda yapılan radyometrik çalışmalar 454 ± 13 my'lik bir yaşa işaret etmektedir (Helvacı, 1983).



Çizelge 1. Türkiye kuzey (1-9) ve güneyinde (10-20) Erken Paleozozyik yaşlı istiflerin karşılaştırılmalı genel karakteri

Table 1. The comparative characteristic of Early Paleozoic lithostratigraphic sections correlation of northern (1-9) and southern (10-20) Turkey

GONDAVANA KUZEYİ ANADOLU MİKROKITASI

Menderes ve Bitlis masiflerinde gnays, şist ve amfibolit türü kayalarla birlikte yüzeylenen metavolkanitlerin temel jeokimyasal özellikleri, yüksek SiO₂ içeriğine sahip ortaç-asidik bileşimli, kalkalkali, riyolit-dasit karakterli kayalar olduklarına işaret etmekte ve adayayı volkanizması ürünü litolojileri temsil ettikleri kabul edilmektedir (Helvacı, 1983; Kun ve diğ., 1988; Toluoğlu, 1995). Benzer litolojilere Bolu (Sünnicedağ) yöresinde de rastlanılmakta ve meta-riyolit olarak tanımlandıkları ifade edilmektedir (Cerh, 1990) (Çizelge 1).

ERKEN ORDOVİSİYEN (500-470 M.Y.)

Orojenik Metamorfizma

Erken Ordovisiyen'de Gondvana Karası'nın güney kutba doğru hareket ettiği, bunun sonucu Afrika'nın bu zullarla kaplandığı bilinmektedir (Zeigler ve diğ., 1979). Bu jeolojik süreçle beraber İapetus Okyanusu kapanmaya (Erken Kaledoniyen) başlamıştır (Scotese ve diğ., 1979; Cocks ve Fortey, 1988; Conde, 1989).

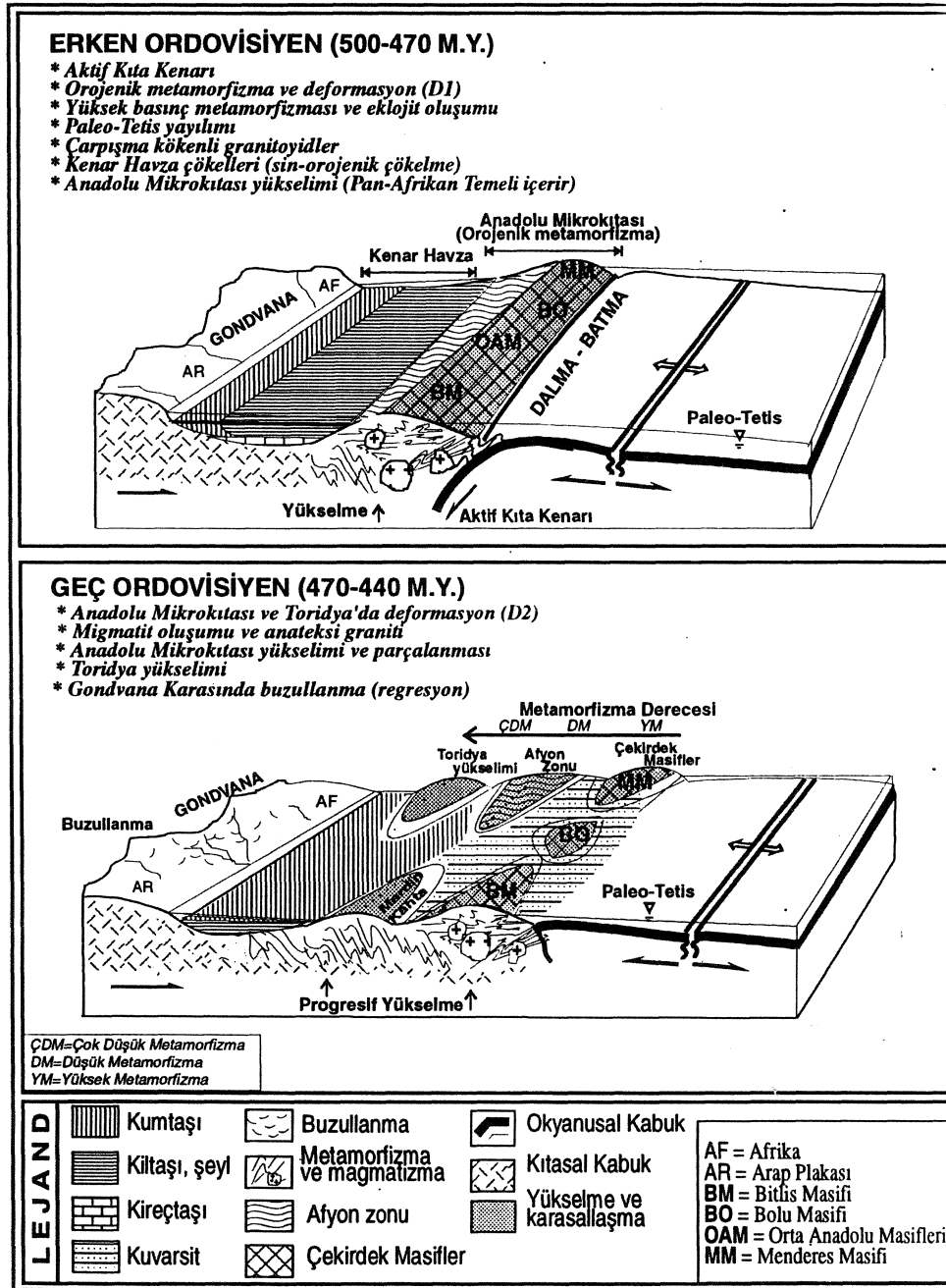
500-440 my. arasında etkili olan bölgesel metamorfizmanın, Kaledoniyen Orojenezi ile yaşıt ve erken evresine ait jeolojik olayları geliştirdiği, özellikle Türkiye'de Erken Paleozoyik yaşlı serilerde önemli bir işlevi olduğu kanısındayız. Çünkü, gerek sedimantolojik veriler gerekse metamorfizma ve magmatizma ile ilgili radyometrik sonuçlar, Türkiye Erken Paleozoyiğinden 500 my. civarında gelişen pek çok jeolojik sürecin varlığına işaret etmektedir. Diğer taraftan. Erken Paleozoyik yaşlı metamorfizmanın (Orta-Yüksek Basınç/Yüksek Sıcaklık) ürünü asidik magmatizma yaygın olarak gözlenmektedir (Şekil 4) (Toluoğlu, 1995).

Orta basınç/Yüksek sıcaklık metamorfizması (çekirdek seri)

Menderes Masifi temeli gözlü gnays, granitik gnays, bantlı gnays ve migmatitten oluşan çekirdek seri ile karakteristiktir. Gnays bilimini yapısal uyumlu olarak metavolkanitlerin (leptit) üzerlediği gözlenir. Temeli oluşturan gnaysların Geç Proterozoyik-Kambriyen döneminde kıta kenarında çökclmiş kırıntılarının (grovak, arkoz vb.) metamorfizması sonucu oluştuğları önceki araştırmacılar tarafından vurgulanmıştır (Konak, 1982; Dora ve diğ., 1992). Menderes Masifi çekirdek seriye ait metasedimanların ve metavolkanitlerin yaklaşık 500 my. önce (Kambriyen-Ordoviyen sınırında) yüksek dereceli metamorfizma geçirdikleri hususu son yıllarda kabul gören yaygın bir görüştür/Masifin gözlü gnayslarında Rb/Sr yöntemiyle 529, 520 ve 490 my. dolayında toplam yaşlar saptanmıştır (Dora, 1975). Duraylı izotrop değerleri gnaysların ilksel kayalarının (protolit) sedimenter kökenli olduğuna işaret etmektedir (Satır ve Friedrichsen, 1986). Bu sonucun saha verileriyle de desteklendiği vurgulanmaktadır. Gnaysların sedimantasyon yaşı için yaklaşık 680 my. dolayında ola-

sı bir yaş önerilmektedir (Dora ve diğ., 1992). Son yıllarda yapılan ayrıntılı saha gözlemleri, Menderes Masifinde üç farklı yaş ve düzeyi temsil eden şistlerin varlığına işaret etmektedir. Prekambriyen yaşlı şistlerin gözlü/granitik gnayslarla aralanmalı düzeylerden oluştuğu yer yer ince mermer. Asidik metavolkanik, metagabro ve amfibolit mercekleri içerdiği, buna karşılık Ordovisiyen-Permiyen yaşlı örtü serisine alt birimlerin alt seviyelerinde siyah mermer, fillit ve kuvarsitlerle aralanmalı örtü şistlerinin yüzeylendiği vurgulanmaktadır (Kun, ve diğ., 1993). Aynı araştırmacılar, bir üçüncü seviye olarak Triyas-Üst Kretase yaşlı zımpara içerikli mermerlerle birlikte aralanmalı şistlerden söz etmektedir. Menderes Masifi çekirdek gnaysların protolitlerinin çökmesi ile eş oluşum koşulları gösteren volkanik birimlerin derinlik türevleri olarak kabul edilen metagranodiyoritlerde (asit magmatitler) 471±9 my. radyometrik yaşlar elde edilmiştir (Satır ve Friedrichsen, 1986). Tonalitik-granitik sokulumların metamorfizma ile eş zamanlı veya onu izleyen evrede yükselmiş oldukları kabul edilmektedir. Menderes Masifi Gördes As Masifinde (Borlu-Demirci) gerçekleştirilen bir başka çalışmada metamorfik istifin tabanında sillimanit-granat-gnaysların yüzeylendiği ve bu litolojilerin uyumlu olarak üste doğru sillimanit-granat-disten-şistlere, sillimanit-stavrolit-granat-disten-şistlere, daha üstte ise stavrolit-granat-şistlere geçtiği ve en üst kesimde çekirdek seriye ait granat-mika-şistlere ulaşıldığı saptanmıştır (Dora ve Candan, 1989).

Bitlis Masifinde eski temel olarak tanımlanan Alt Birlik gnays, Amfibolit, metagranit (anateksitik), mika-şist, metabazit ve ince mermer bantlarından oluşur. Çekirdek seri olarak kabul edilen bu litoloji topluluğunun Devoniyen öncesi dönemde (pre-Devoniyen) bölgesel metamorfizma geçirdiği yaygın bir görüştür (Boray, 1975; Yılmaz, 1971, 1975; Erdoğan, 1982; Toluoğlu, 1981, 1988; Toluoğlu ve Erkan, 1982; Helvacı, 1983; Göncüoğlu ve Turhan, 1983; Şengün, 1984). Çekirdek seri üzerinde açısız uyumsuzlukla yer alan Üst Birliğe ait örtü kayaları başlıca fillit, şist, kuvarsit ve Permiyen yaşlı mermerlerden oluşur. Kuvarsitlerin alt kesimlerinin metakonglomera özelliği gösterdiği ve Alt Birliğe ait çakılları içerdiği vurgulanır (Helvacı, 1983). Bitlis Masifinde yapılmış ayrıntılı çalışmalarda Devoniyen öncesi metamorfik temel üzerinde platform karbonatlarından (Orta Devoniyen) oluşan litolojilerin geldiği ve Geç Triyas'a değin süreklilik gösterdiğine işaret edilmektedir. Mutki (Bitlis) kuzeyinde Alt Birlik üzerinde kireçtaşı mikrokonglomerasının yer aldığı bilinmektedir. Hizan (Bitlis) kuzeyinde ise Üst Birliğe ait Orta-Geç Devoniyen şelf karbonatlarının varlığından sözedilmektedir. Daha üst seviyedeki karbonatlı seriden alınan örneklerde Geç Devoniyen yaşlı fosillerin bulunduğu saptanmıştır (Göncüoğlu ve Turhan, 1983).



Şekil 4. Gondvana Karası kuzeyinde Erken ve Geç Ordovisiyen'e ait şematik evrim modelleri.

Merkezi ve Doğu Avrupa'da (Doğu Pireneler, Tauern Penceresi, Austro-Alpin Temci, Masif Central, Gottshard Masif, Saxothuringian Zonu, Bohemia Masifi, Güneybatı Polonya) yapılmış jeolojik çalışmaların sonuçları, AH Paleozoyik'de Avrupa ile Türkiye'nin pek çok yönden ortak jeolojik bir evrim geçirdiğine, dolayısıyla benzer jeolojik tarihe sahip olduğuna işaret etmektedir. Kaledoniyen Orojenezinin Avusturya Alpe-

Figure 4. Schematic evolutionary models of the northern Gondwana Land from Early and Late Ordovician.

rinde 480-460 my. arasında geliştiği ve yüksek basınç/yüksek sıcaklık metamorfizması gözlemlendiği ileri sürülmektedir. Avusturya Alpleri (Austroalpine) temelinde 530, 518, 500 my., Bohemia Masifinde 525 my. Masif Central'de 480 my. radyometrik yaşlar bantlı amfibolitleri başkalaşıma uğralan metamorfizma yaşlarıdır (Frisch ve diğ., 1984). K-D Bavaria'da 494-485 my. arasında değişen gabroyik inürüzyon yaşları elde edilmiş-

GONDAVANA KUZEYİ ANADOLU MİKROKITASI

tir (Von Quadt, 1991). Polonya güneybatısında yapılan bir başka çalışmada Trcmadosiyen-Arenigiyen sürecinde ofiyolit oluşumu, adayayı gelişimi, volkanik malzemenin sedimantasyonu ve yay granitlerinin oluşumunun gözlemlendiği, gömülmenin ise yaklaşık 480 my. civarında gerçekleştiği belirtilmektedir. Bölgesel metamorfizma için 460 my. dolayında bir yaş ileri sürülmektedir (Oliver ve diğ., 1993).

Orta basınç/Düşük sıcaklık metanı örfi zması (Afyon Zonu)

Afyon Zonu olarak tanımlanan düşük metamorfik kuşağın, batıda Çine As Masifi (Menderes Masifi) güneybatısı Muğla'dan (Selimiye) başlayıp, doğuda Denizli kuzeyini izleyerek Uşak (Karahallı) güneydoğusundan ve Sandıklı üzerinden Afyon'a bağlanan bir hat boyunca yüzeylendiği, Afyon doğusunda ise Sultandağları (Toridya) kuzeyinden Orta Anadolu Masiflerine bağlandığı kabul edilmektedir (Şekil 4).

Afyon ili çevresinde (Afyon Zonu) yüzeylenen Afyon metamorfizminde tarafımızdan yürütülen ve halen devam eden araştırma projesi (TÜBİTAK) ile ilgili saha bulguları oldukça ilginçtir. Afyon Zonundan yüzeylenen düşük mertebeli metamorfizma kalın metasedimanter bir istif karakteri sergilemektedir. İstif tabanında yer alan albit-granat-mika-şistler çok evreli deformasyon sürecinden etkilenmiş birden fazla kıvrım evresi geçirmiş en yaşlı litolojileri oluşturmaktadır. Bu birim üstte doğru benzer deformasyon sürecinden etkilenmiş mika şistler tarafından üzerlenmektedir. Bu litolojiler üzerinde kuvarsitler ve kuvarsit çakıllı metakonglomeralar yer almaktadır. İki birim zaman zaman birbirine geçiş gösterir. Metakonglomeralar üzerinde organik malzemece zengin metakonglomera, fillit, karbonatlı-kuvars-şist, kalkışist ve mermer litolojileri yer alır. Organik malzemece zengin birimlerin Erken Silüriyen yaşlı oldukları düşünülmektedir. Çünkü, daha üst seviyelerde mercan fosilli (*Disphyllum* sp.) Orta-Geç Devoniyen yaşlı metakarbonatlar yer almaktadır. Organik malzemece zengin fillitik litolojiler altında yer alan metakonglomeraların paleocoğrafik evrim içinde Ordovisiyen sonunda gelişen buzul konglomeraları olmaları kuvvetle muhtemeldir (Condie, 1989). Kuvarsit çakıllı metakonglomeraların en belirgin özelliği derecelenme göstermeyen yığılımlar halinde yüzey içilmeleridir. Gerek litolojik özellikleri gerekse bölgesel stratigrafik istiflerle karşılaştırılmaları (Çizelge 1) kuvars çakıllı bu konglomeraların buzullarıma ile ilişkili kaba klastikler olma ihtimalini kuvvetlendiren verilerdir.

Orta Anadolu masiflerinin batı bölümünü oluşturan Kırşehir çevresindeki bölgesel metamorfizmin litostratigrafik tanımı, yayılımı ve petrokimyasal özellikleri (Tolluoğlu, 1986, 1987, 1994) mesozkopik tektonik özellikleri ve deformasyon geometrisi (Tolluoğlu, 1992)

ayrıca petrolojik özellikleri (Tolluoğlu ve Erkan, 1993) ayrıntılı incelenmiştir. Kırşehir Metasedimanter Grubu adı altında tanımlanan metamorfizmin ilksel kayaları bazik, pelitik, psammitik, kuvarsitik ve karbonatlı litolojilerden oluşmaktadır. İstif içinde orto kökenli metabazitler (amfibolit) ve metapelitler (mika - şist / gnays vb.) tabanda yer alır. Üste doğru yarı metapelitik, metapsammitik (mika-kuvars-şist v.b.) litolojilere geçilir. Tüm bu litolojiler kalın kuvarsit serisi tarafından örtülür. Kuvarsitler üzerinde başlangıçta kırıntılı üste doğru saf karbonatlardan türemiş kalın metakarbonat bir istif yüzeylenir.

Kırşehir Masifinde düşük-orta mertebeli ilerleyen metamorfizma geçirmiş çökel karakteri baskın bir istifin yüzeylendiği ortaya konulmuştur. Petrolojik bulgular yeşilşist fasiyesinden yüksek amfibolit fasiyesine değişen metamorfizmaya işaret etmektedir (Tolluoğlu ve Erkan, 1993).

Kırşehir yöresindeki çalışma sonuçları, Afyon zonu na ait metamorfik serilerden elde edilen bulgularla denştirildiğinde, her iki bölgedeki metamorfizmin ortak çökel karakteri sergilediği ortaya çıkmaktadır. Özellikle çoğu yönden benzerlik sunan metasedimanter bir istifin varlığı söz konusudur. Genelleştirildi istiflerin ortak karakteri, alt kesimde polifaz deformasyonlardan etkilenmiş (buruşma deformasyonu gelişimi ayırtman özellik) ağırlıklı olarak metapelitlerin varlığı, orta kesimde ilksel kayaları plaj kumu çökellerine işaret eden iyi yıkanmış masif kuvarsitlerin yer alması ve üst kesimde ise metakarbonatların egemen olduğu litoloji grubunun varlığıdır. Yaşı konusunda verilerin elde edilemediği Kırşehir Masifinde metapelitler ile metakarbonatlar arası stratigrafik konuma sahip kuvarsitlere Afyon zonunda da rastlanılmaktadır. Stratigrafik konumu ve çökel kaya türü bakımından çarpıcı benzerlik gösteren Afyon ve Kırşehir istiflerindeki kuvarsitlerin birbirleri ile eş yaşlı olabilecekleri düşünülmektedir. Aynı şekilde benzer kayalara Akdağmadeni yöresinde de rastlanılmaktadır (Alpaslan ve diğ., 1994).

Bolu-Kastamonu Zonu

İstanbul'dan Kastamonu yöresine uzanan kuşak önceki çalışmalarda İstanbul Napı (Şengör ve diğ., 1980; Şengör, 1984), İstanbul Zonu (Okay, 1989), Avranadolu (Güvenç ve diğ., 1994) adı altında tek bir tektonik birlik olarak tanımlanmış ve bu kuşakta yüzeylenen Erken Paleozoyik serilerin benzer jeolojik evrim geçirmiş oldukları kabul edilmiştir. Kambriyen-Ordovisiyen'de birbirinden ayrı jeolojik evrim geçirmiş ve farklı istif karakteri sunan litoloji toplulukları bu makalede İstanbul-Kocaeli ve Bolu-Kastamonu Zonu olmak üzere iki ayrı zona ayrılmıştır (Çizelge 1).

Gondvana Karası en kuzey kenarına ait olduğu ka-

bui edilen Bolu-Kastamonu zonunda altta bölgesel metamorfik bir temel üzerinde gelişmiş ağırlıklı olarak Erken Paleozoyik kırıntılı sedimanlardan oluşan, üstte doğru karbonatların egemen olduğu bir istif bulunmaktadır. Temeli oluşturan kristalin külle şist, gnays, amfibolit, kuvarsit, mermer, metabazik ve metaasidik kayalardan oluşur (Bingöl, 1978; Arpat ve diğ., 1978; Öztürk ve diğ., 1984; Aydın ve diğ., 1986, 1987; Yılmaz ve Boztuğ, 1986; Boztuğ, 1988, Cerit, 1990, 1992). Bolu (Sünnice) Masifinde temel kayaların kuvarsfeldspat-gnays, amfibol-gnays, kuvarsit ve mermerlerden oluştuğu ve Erken Kaledoniyen Orojenezinden etkilenmiş oldukları saptanmıştır. Ayrıca Kambriyen-Ordovisiyen'de gelişmiş yaygın bir volkanizmadan (meta-riyolit) söz edilmektedir (Cerit, 1990). Aynı araştırmacı, temel kayalar üzerinde uyumsuz konumda kuvarsit-metakumtaşı-metakonglomeraların yer aldığına ve birimin Kambriyen yaşlı olması gerektiğine işaret etmektedir. Tüm istifin Geç Ordovisiyen'de granitler tarafından kesilmiş olduğu ayrıca vurgulanmıştır (Çizelge 1). Daha üst kesimlerde granit çakıllarını içeren meta-konglomeraların yer aldığı, üstte doğru kaba taneli düşük metamorfik Geç Ordovisiyen-Silüriyen çökellerine geçtiği saptanmıştır. Orta Devoniyen karbonatlarının ankimetamorfik olduğu ve alttaki birimleri uyumsuz konumda üzerlediği belirtilmiştir (Yalçın ve Cerit, 1991). Bolu Masifinde (Abant-Yeniçağ) gerçekleştirilen başka bir çalışmada da benzer şekilde şist, gnays, amfibolit, kuvarsit, kalkışit ve meta-gabroların yüzeylendiği temel bir serinin varlığı belirtilmiştir. Temele ait kayaları granodiyoritlerin kestiği ve meta-kumtaşı, meta-çakıltaşlarından oluşan kaba klastiklerin (Silüriyen?) alttaki birimleri uyumsuz olarak üzerlediği ifade edilmiştir (Öztürk ve diğ., 1984).

Bolu-Kastamonu zonunda yer alan bir diğer kristalin topluluk Daday-Devrekani Masifi olarak adlandırılır (Yılmaz, 1979). Bölgede temeli oluşturan bu kütle Daday-Devrekani metasedimanter grubu ve Çangal metaofiyoliti olarak adlandırılan iki tektono-stratigrafik birlikten meydana gelmektedir. Metasedimanter grup içinde mika-gnays, amfibol gnays ve amfibolitten oluşan litolojiler altta, mermer, kalsilikatik gnayslar üstte yer almaktadır (Yılmaz ve Boztuğ, 1986). Lias öncesi yaşlı olduğu kabul edilen metaofiyolit ise iyi korunmuş Paleo-Tetis okyanus kabuğuna ait bir dilim olarak tanımlanmaktadır (Şengör ve diğ., 1980; Yılmaz, 1983; Yılmaz ve Boztuğ, 1986). Daday-Devrekani Masifi progresif olarak deforme olmuş kıtasal kabuk ve ofiyolit diliminden oluşan tektonik bir birim olarak kabul edilir (Şengün ve diğ., 1990). Merkezi Pontitlerin jeolojik bir mozayikden oluştuğu kabul edilmektedir. Genelde doğu batı yönlü tektono-stratigrafik birimlerden oluşan Kastamonu çevresindeki istiflerin en belirgin karakteri Ordovisiyen öncesi metamorfik kayaların

egemen olduğu çekirdek bir serinin varlığıdır. Temele ait litolojiler üzerinde düşük metamorfik metakırıntılının yaygın olduğu bir örtü serisi gözlenir (Arpat ve diğ., 1978; Öztürk ve diğ., 1984; Aydın ve diğ., 1986, 1987; Boztuğ, 1988; Cerit, 1990) (Çizelge 1).

Türkiye'nin Erken Paleozoyik yaşlı istifleri içindeki stratigrafik konumu açısından benzer kuvarsit depolanmalarına kuzeyde Bolu-Kastamonu Zonu güneyinde Amanos kesitlerinde de rastlanılmakta (Çizelge 1) ve genelde Orta-Geç Ordovisiyen yaşı verilmektedir (Öztürk ve diğ., 1984; Dean ve diğ., 1986; Arpat ve diğ., 1978; Boztuğ, 1988). Masif kuvarsit çökellerinin Asgiiyen regresyonu ürünü gelişmiş olabilecekleri önerilmektedir. Afyon Zonundaki masif kuvarsitlerin Ordovisiyen sonu buzullarına ürünü meta-kuvarsit-konglomeralarla geçişli olmaları ise paleocoğrafik açıdan bu görüşü destekleyen bir veri olarak yorumlanabilir.

Kırşehir Masifi'nde ilerleyen metamorfizmaya bağlı gelişen üsteleme kırınlanma dört plastik deformasyon fazına ayrılmıştır (Tolluoglu, 1992). Ancak Kırşehir Masifi'ne ait serilerdeki yoğun deformasyonların ve kırınlanmanın temel ve örtü şeklinde bir ayrımı net bir biçimde ortaya çıkarmayı engellediği, hatla örtü serisini etkileyen süreçlerin önceki yapısal unsurları silmiş olabileceği düşünülmektedir.

Yüksek basınç metamorfizması ve eklojit oluşumu

Erken Paleozoyik evrim modelinde, Türkiye'de yüksek dereceli metamorfik kayaları birlikte deformasyon ve metamorfik evrim geçirmiş meta - bazit, meta - ultramafit ve eklojitler; Paleo - Tetis okyanusuna ait litolojilerin metamorfik türevleri olarak düşünülmektedir (Şekil 4). Merkezi Pontitlerde Elekdağı-Saraycık masifinde kuzeyden güneye prehnit-pumpellyit, glokofanşist, yeşilşist, albit-epidot-amfibolit ve eklojit fasiyesinde beş progresif metamorfik zon ayırt edilmiştir (Eren, 1979). Erken Paleozoyik yaşlı adayayı evrimine önemli bir kanıt olarak düşünülen metamorfik serilerin üç evreli bir deformasyon sürecinden geçtiği ifade edilmektedir.

Bitlis Masifinde kyanit-eklojitler mercekler veya bantlar şeklinde yüzeylenmektedir. Yüksek mertebeli metamorfik alanlarda yer alan eklojitlere büyük benzerlik gösterdikleri saptanmış olup çekirdek seriye ait gnayslar arasında gözlenen bu litolojinin $T=625\pm 35^{\circ}\text{C}$ ve $P= 16\pm 3$ kb. basınç koşullarında metamorfizmaya uğradığı ifade edilmektedir (Okay ve diğ., 1985). Benzer şekilde Menderes Masifi'ndeki çalışmalarda da gnays ve metavolkaniklere ait çekirdek seri içinde gözlenen gnaysların, korona yapılarında gözlenen özelliklerine dayanarak yüksek dereceli metamorfizma ürünü oldukları ve masif gabro çekirdeklerinin amfibolitler tarafından kuşatılmaları vurgulanır (Dora ve diğ., 1994).

Metagabroların üst manto derinliklerinde eklojit fasiyesinde metamorfizma sürecinden etkilenmiş olmalarının kuvvetle muhtemel olduğu aynı araştırmacı grubunca ifade edilmektedir. Sonuçta gerek Menderes ve Bitlis masiflerinde, gerekse Elekdag kesitinde tanımlanan ve yüksek dereceli metamorfik türevlerle benzer deformatasyon ve metamorfizma tarihçesi gösteren eklojit oluşumlarının Paleo-Tectis'e ait okyanusal kabuk malzemesinden türemiş olabilecekları düşünülmektedir (Şekil 4).

Protolitleri, Ordovisiyen'de varlığını sürdüren Palco - Tetis okyanusunun bazı malzemesi olabileceği kabul edilen eklojitlere Avrupa'da benzer jeolojik tarihçeyle değişik lokalitelerde de rastlanılmaktadır. Alpin temelde saptanan yaşlı ofiyolitler Erken Paleozoyik yaşlı okyanusal bir alana işaret etmektedir. Amfibol itlerin protolitleri toleyitik birimlerde 596 my. yaş elde edilmiştir (Von Quadt, 1991). Varistik serilerdeki eski okyanusal kabuk malzemesinin köken ve yaşlarının incelendiği bir diğer çalışmada (Downs ve Wilson, 1991), Chamrousse ofiyolitleri (Fransa) için 500 my., KB İspanya'da yüzeylenen ofiyolitlerde 500-480 my., Armorica'daki metagabrolarda 480 my., Masif Central'de amfibolitlerde 480 my. ve Batı Alplerdeki yaşlı eklojitlerde ise 450-475 my. arasında radyometrik yaşlar tespit edilmiştir.

Yaşı konusunda henüz kesin verilerin elde edilemediği Orta Anadolu Masifi'ne ait metamorfizma, birlikte deformasyon ve metamorfizma geçirmiş ofiyolitik kayaların varlığından son yıllarda söz edilmektedir. Bu grupta yer alan meta-serpantin, meta-gabro/amfibolit, meta-diyahaz ve meta-piroksenit türü kayaların masifte yaygın olan metasedimanterler içinde süreksiz mostralar halinde yüzeylendikleri ifade edilir (Göncüoğlu ve diğ., 1993). Orta Anadolu masiflerinin doğu kesimini oluşturan Akdağmadeni yöresinde de benzer metalümatik/mafik kayaların varlığından söz edilmektedir (B. Şahin, sözlü görüşme). Diğer taraftan, çalışmaların halen devam ettiği Akdağmadeni Masifi'nde stavrilit-disten; sillimanit-granat-biyotit birlikteliğinden oluşan yüksek mertebeli metamorfizma ürünü metasedimanter mineral parajenezlerine (Şahin, 1991) ve migmatit oluşumlarına rastlanılmıştır. Orta Anadolu Masiflerinin batısında yer alan Kırşehir Metasedimanter Grubu'na ait serilerde yapılan bir diğer çalışmada ise, istifin tabanında amfibolitlerin yüzeylendiği ve kimyasal analiz verilerine göre orto kökenli oldukları belirtilmektedir (Tolluoğlu, 1994).

Kenar Havza çökelleri (sin-orojenik çökeltme)

Kambriyen sonu-Ordovisiyen başında Türkiye güneyi transgresif serilerle örtülmüştür. Pasif Kıta kenarı karakterindeki Kenar Havza'da alt seviyede yer alan karbonatlı fasiyesin üzerinde yaygın kumtaşı-şeyl çökelleri gözlenmektedir. Çökellerin taşınması Gondvana

Karası kuzeyinden olmuştur (Şekil 4). Arap Plakası karasal kumtaşı çökellerinden oluşan Peneplen Basen niteliğindedir. Türkiye güneydoğusunda yer alan Arap Plakası'nın kısmi yükselimi başlamıştır (Husseini, 1990).

Tremadosiyen'de Toridlerde şeyi ve ince kumtaşı araldanmasından oluşan litolojiler (Seydişehir formasyonu) egemendir (Dean ve diğ., 1986; Dean ve diğ., 1991a). Erken Ordovisiyen sonu (Landeliyen) gelişen regresyonu tüm Arap Plakası ve Türkiye güneyini aynı zamanda etkilemiş ve kumtaşları çökelmiştir (Çizelge 1). Geç Ordovisiyen'de (Karadosiyen) deniz seviyesi global olarak yükselmiştir. Türkiye güneydoğusu, Arap plakası ve Gondvana Karası kuzeyindeki kumtaşı-kiltaşı çökelleri ikinci transgresyonu oluşturur (Çizelge 1) (Husseini, 1990). Güneydoğu Anadolu'da tanımlanan Habur Grubuna ait sedimanter birimler Erken Ordovisiyen'de Seydişehir ve Geç Ordovisiyen'de Bedinan formasyonuna ayrılmıştır (Perinçek ve diğ., 1991). Erken Ordovisiyen sonu (Aşgliylen) deniz seviyesindeki ani düşüş regresyona neden olmuştur. Bu regresyon Gondvana Karası'nın Güney Kutupa yaklaşması ve buzullanma ile ilişkilidir. Altındaki Derik Grubundan, Habur Grubuna geçiş kıyı ortamı ile sığ denizel koşulları karakterize eden çökeller ile temsil edilmektedir. Habur Grubu'nun genel litoloji karakteri şeyl-kumtaşı araldanmasından oluşan bir istif olmasıdır. Türkiye güneyinde (Toridya) Geç Ordovisiyen'de yükselime bağlı olarak çökeltme gözlenmemektedir.

Çarpışma kökenli granitoidler

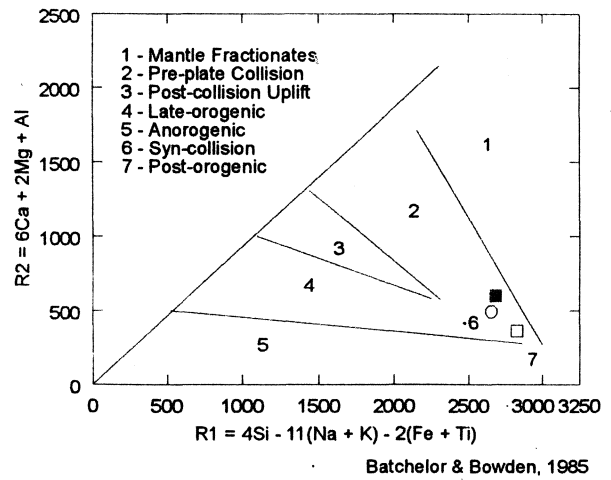
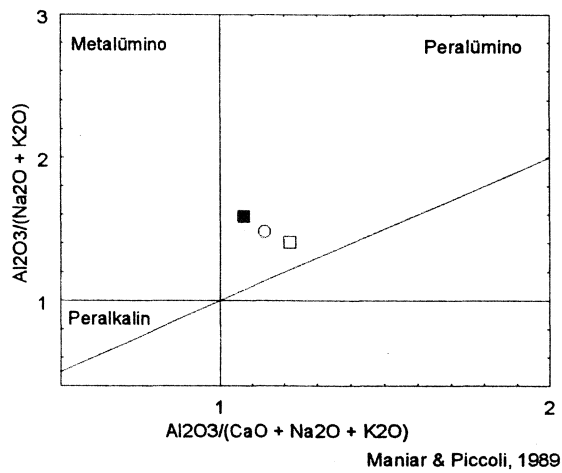
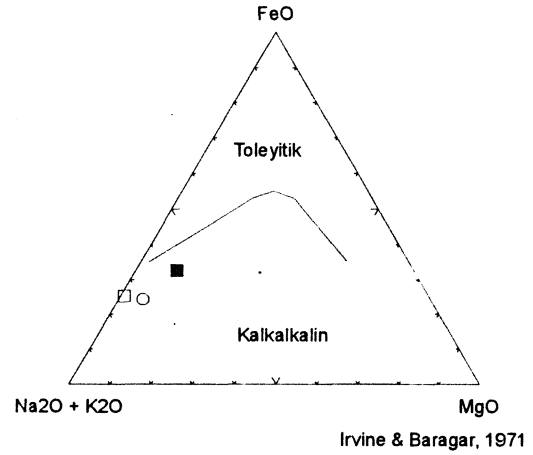
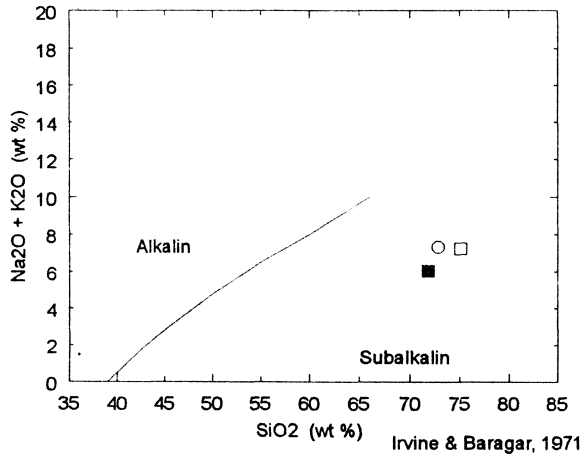
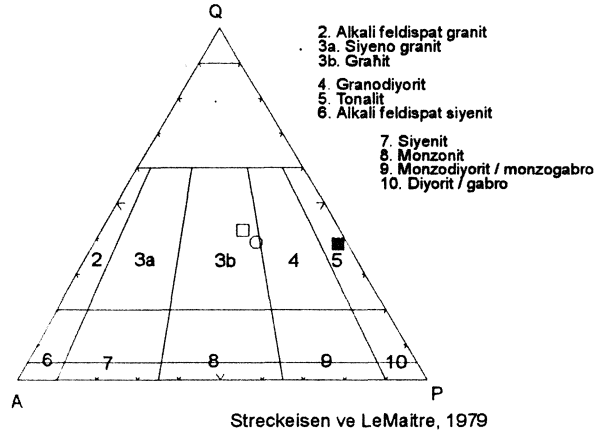
Türkiye kuzeyinde stratigrafik korelasyon (jeolojik veri) ile Ordovisiyen yaşı verilen asit magmatik kütle Bolu (Sünnice) Masifi'nde tanımlanan Dirgine Granitoidi'dir (Cerit, 1990). Dirgine granitoidine ait jeokimyasal analizlerin ortalaması (n=23) tonalit bileşiminde, kalkalkali, peralümino karakterli (A/CNK=1.73) ve S-tipi magmatik kayalar olduğuna işaret eder (Tolluoğlu, 1995). Ordovisiyen yaşlı magmatik kütle çarpışma kökenli granitoidleri temsil etmektedir (Şekil 5).

Bitlis (Mutki) yöresinde kuvars-feldispat-gnays olarak adlandırılan lökokratik kayalar, Bitlis Masifi'ne ait çekirdek seri (amfibolit, paragnays, mikaşist vb.) içine sokulum yapmış anateksi graniti olarak tanımlanır. Granitik kütlelerin daha sonraki evrede metamorfizma geçirdiği ve gnaysik foliasyon kazandığı saptanmıştır (Tolluoğlu, 1988, 1995). Jeokimyasal analizlerin ortalaması (n=9) monzogranit bileşiminde, kalkalkali, peralümina karakterli (A/CNK=1.58) ve S-tipi kökene sahip asidik kayalar olduğuna işaret etmektedir. Mutki metagraniti olarak da adlandırılan magmatik kütle çarpışma kökenli granitoidleri temsil etmektedir (Şekil 5).

İsviçre Alplerinde 450 my. yaş veren granit ve gra-

	1	2	3
Simge	■	□	○
Örnek sayısı	n=23	n=9	n=41
SiO ₂	70.40	74.11	71.83
Al ₂ O ₃	14.36	13.42	14.35
TiO ₂	0.24	0.56	0.23
Fe ₂ O ₃	1.16	0.84	0.44
FeO	2.32	1.69	2.13
MnO	0.07	0.02	0.04
MgO	1.03	0.09	0.61
CaO	2.38	0.82	1.62
Na ₂ O	4.73	3.19	3.27
K ₂ O	1.18	3.97	3.97
P ₂ O ₅	0.10	---	0.17
A.K.	0.79	0.30	1.18
Toplam	98.76	99.51	99.84

1. Dirgene (Bolu) Granitoyidi (Cerit, 1990)
2. Mutki (Bitlis) Granitoyidi (Tolluğlu, 1988)
3. Doğu Alplerdeki Ordovisiyen Granitoyidi (Peccerillo, ve diğ., 1979)



GONDAVANA KUZEYİ ANADOLU MİKROKİTASI

nodiyoritlerin varlığı (Maggetli ve Flisch, 1991) Doğu Pireneler'de 446 my. olarak saptanan manyetitizma (De-laperriere ve Autran, 1991) Polonya güneybatısındaki volkanik yay granitlerindeki 460 my. yaşlar (Oliver ve diğ., 1993) benzer jeolojik olayların varlığına işaret eder. Doğu Alp'lerde Geç Ordovisiyen (440-430 my.) yaşlı granitoidlerde gerçekleştirilen bir çalışmaya ait jeokimyasal analizlerin ortalaması (n=41) ise, oldukça çarpıcı veriler sunar (Peccherillo ve diğ., 1979). Bu granitoidler monzogranit bileşimleri, kalkalkali, peralümino karakterleri (A/CNK=1.61) ve S-tipi kökenleri ayrıca çarpışma kökenli granitoidleri karakterize etmeleri açısından yukarıda verilen asit magmatik kayalara çarpıcı bir benzerlik göstermektedir (Şekil 5).

Yukarıda adı geçen asit magmatik kayaların hemen hepsi yüksek silisyum içeriğine sahip olmaları, normatif korund içerikleri, bölgesel metamorfik alanlarda gnays türü kayalarla iç içe mostra sunmaları ve çarpışma kökenli olmaları açısından ortak özellikler göstermektedir (Tolluğlu, 1995).

Anadolu İvlikrokıtasi'nın yükselimi

Kambriyen-Ordovisiyen sınırında Orojenik Metamorfizma geçirmiş, asit intrüzyonlarından kesilmiş Menderes, Bolu, Bitlis vb. Masiflerde çekirdek seri olarak tanımlanan litolojilerin olduğu kütle Anadolu Mikrokıtasi olarak adlandırılmaktadır. Çok evreli plastik deformasyonlardan etkilenmiş bu kristalin kayaların topluluğu, Erken Ordovisiyen'de kara halini almış ve Geç Silüriyen'e kadar büyük ölçüde kara halini (Afyon Zonu hariç) korumuştur.

Erken Paleozoyik dönemde adayı oluşumu ve volkanizmayı takip eden evrede yaygın bir orojenik metamorfizmanın etkili olduğu aşikardır. Bu metamorfizmanın progresif olduğu üstelleyen de formasyonları geliştirdiği kabul edilmektedir. Menderes, Bitlis, Bolu, Orta Anadolu Masiflerinde (?) orta-yüksek mertebeli metamorfizma ile eş yaşlı gelişen sin-orojenik deformasyonların göreceli olarak Dİ-evresinde etkili olduğu düşünülmektedir. Önceki çalışmalardan bu evreye ait deformasyonların birden fazla kıvrım fazı şeklinde etkili olduğu bilinmektedir (Boray, 1975; Akdeniz ve Konaç, 1979; Akkök, 1981; Göncüoğlu, 1981; Öztürk ve Koçyiğit, 1983; Şengün, 1984; Cerit, 1990; Tolluğlu, 1986, 1992).

Önceki çalışmalarda. Geç Proterozoyik'deki kılanın günümüz Afrika'sının yerindeki Ebürnian Kratonunun KD kenarına ait olduğu ve Menderes Masifi gnayslarının Pan Afrikan orojenik metasedimanlarıyla eşleştiril-

Şekil 5. Ordovisiyen yaşlı bazı çarpışma granitoidlerinin jeokimyasal karakteristikleri.

Figure 5. Geochemical characteristics of some syn-collisional granitoids of Ordovician age.

mesi gerektiği ifade edilmiştir (Şengör ve diğ., 1984; Dora ve diğ., 1992). Ancak Türkiye'de 500 my. dolayında yüksek mertebeli bölgesel metamorfizma geçirmiş ve asidik magmatikler tarafından kesilmiş çekirdek masiflerin (Menderes, Bitlis, Bolu, Daday ?, Orta Anadolu masifleri ?) metamorfizma ve deformasyon süreçlerini, Gondvana Karasında 960-600 my. arasında gelişen Pan-Afrikan Orojenezine (Burke ve diğ., 1977; Kroner, 1979; Bond ve diğ., 1984; HusseinC 1989; Condie, 1989; Murphy ve Nance, 1991; McKerrow ve diğ., 1992) bağlamak yukarıdaki jeolojik verilere göre kanımızca yanlış olup, Alt Paleozoyik'de gelişen olayları gözardı etmemize neden olmaktadır.

Kambriyen Ordovisiyen sınırında (Erken Kaledoniyen) bölgesel metamorfizma geçirmiş ve asit intrüzyonları ile kesilmiş Menderes, Bolu ve Bitlis masiflerinde çekirdek seri olarak tanımlanan litolojilerin birlikteliği Anadolu Mikrokıtasi'nı oluşturur. Çok evreli plastik deformasyonlardan etkilenmiş bu kütlelerin muhtemelen Erken Ordovisiyen'de kara halini aldığı ve Geç Silüriyen'e kadar bu halini koruduğu düşünülmektedir (Şekil 4). Sonuç olarak, Silüriyen öncesi dönemde (500-400 my.) yüksek dereceli metamorfizma geçirmiş asidik magmatik kütleler tarafından kesilmiş şist, gnays, amfibolü, meta-bazitlerden oluşan çekirdek serinin birden fazla deformasyon evresi geçirmiş olduğu, özellikle Avrupa'da pre-Hersiniyen serilerinin temelinde yer alan masiflerle benzer jeolojik evrim geçirdiği ve pek çok yönden ortak karakterler sergilediği anlaşılmaktadır.

GEÇ ORDOVİSİYEN (470-440 MY)

İstanbul-Kocaeli Zonu

İstanbul-Kocaeli Zonu'nda yer alan istiflerin genel karakteri, Ordovisiyen'den Karbonifer'e kadar süreklilik gösteren ve çok az deforme olmuş platform tipi çökeltilerden oluşmalarıdır. Çevrelerinde yer alan tektonik birliklere kıyasla deformasyon ve metamorfizmadan yoksun olmaları önemli bir farklılıktır (Kelin, 1983). İstanbul-Kocaeli Zonu'nda fosil bulgusuyla kesin Kambriyen yaşı verilen serilere rastlanılmadığı önceki çalışmalardan bilinmekte ve literatürde en yaşlı serinin Ordovisiyen olduğu ifade edilmektedir (Çizelge 1) (Abdüsselamoğlu, 1963; Kaya, 1973, 1978; Sayar, 1979, 1984; Dean, 1980).

İstanbul'dan Kocaeli'ne geniş bir alan kaplayan Erken Paleozoyik çökelleri Ordovisiyen yaşlı kaba klastiklerden oluşur. Konglomera, arkoz, kuvarsit, yarılımlı şist türü klastikler arkoz serisi olarak adlandırılır (Şekil 4) (Sayar, 1979, 1984). Zaman zaman 3000 m. kalınlığa ulaşan seri içinde fosil bulunamamış ancak üzerinde yer alan grovaklar içinde bulunan brakiyopod faunasına (Alt. Landoveriycn) dayanılarak Ordovisiyen yaşlı oldukları ileri sürülmüştür. Ordovisiyen sonu-Silüriyen

yaşlı kırıntılı çökellerin dokusal, bileşim, yanal süreklilik ve çökme özellikleri, İstanbul-Bolu hattı güneyinde yer alan bir bölgeden beslendiklerine işaret etmektedir (Kaya, 1978). Özellikle arkoz birliği olarak en altta yer alan Ordovisiyen yaşlı litoloji topluluğunun hızlı çöken bir basende granitoidlerden malzeme almış bir istif karakteri sergilediği vurgulanmaktadır. Bu jeolojik veri ise Bolu-Kastamonu Zonu'nda yer alan Ordovisiyen öncesi yaşlı kayaların varlığı ile desteklenebilir. İstanbul ve çevresinde yüzeylenen Erken Paleozoyik istif içinde alt seviyelerde kalın sedimanter bir paketin yer aldığı ve kesin fosil bulgusu göstermeyen kilitaşı-kumtaşı-şçyl ardalanmasından oluşan bir istif için Kambriyen (?) yaşı önerildiği (Haas, 1968) ayrıca bu birimin üzerinde klastik litolojisi ve *Tetragraptus* sp. ile Ordovisiyen çökellerin yer aldığı, denizel şeyi ve kumtaşlarından oluşan *Monograpius* sp. ile Actizrcha'lı çökellerin Silüriyen yaşlı olduğu, uyumsuz konumda alttaki birimleri örttüğü belirtilmektedir (Güvenç ve diğ., 1994).

Bolu-Kastamonu Zonu

Bolu-Kastamonu Zonu'nda Karadere (Safranbolu) yöresinde Geç Kambriyen-Erken Ordovisiyen yaşlı birimlerin altında açısız uyumsuzlukla aplit daykları ile kesilmiş metabazik, amfibolü ve meta-granitlerin yer aldığı bilinmektedir (Aydın ve diğ., 1986). Kambriyen'den Geç Karbonifer'e kadar iki regresif istifin gözlemlendiği vurgulanır. İlk regresif istif Geç Ordovisiyen'de gözlenir (Şekil 4). Erken Silüriyen açısız uyumsuzlukla gelir. Silüriyen başlarındaki transgresyon Karbonifer sonunda karasal çökellerle ikinci regresif istifini oluşturur. Silüriyen'de denizel çökeller yaygındır.

Çamdağ ve Sünnicedağ (Sakarya-Bolu) yörelerinde temelde yer alan amfibolü, gnays ve metabazik kayaların muhtemelen Geç Kambriyen-Erken Ordovisiyen yaşlı birimler tarafından açısız uyumsuzlukla örtüldüğü ifade edilmektedir (Aydın ve diğ., 1987). Araştırmacı grubu, Kambriyen'de gelişen sedimanter ortamın denizel, Ordovisiyen başlarında sığ denizel-geçiş ve Silüriyen başlarında ise karasal-geçiş ortamına dönüştüğünü vurgulamaktadır.

Anadolu Mikrokıtası'nda üsteleyen deformasyon

Menderes Masifi güneybatısında migmatit ve gnayslardan oluşan temel serinin mika-şist, mermer, kuvarsit, kloritoid-şist ve kalkışist ardalanmasından oluşan örtü serisi tarafından üzerlendiği belirtilmektedir (Öztürk ve Koçyiğit, 1983). Araştırmacılar özellikle temel örtü serileri masında açısız bir uyumsuzluğun gözlemlendiğini vurgulamaktadır. Diğer taraftan temele ait bilimlerin Kambriyen öncesi, örtü serilerinin ise Silüriyen-Triyas aralığında geliştiği kabul edilmektedir (Öztürk ve Koçyiğit, 1982). Benzer bir görüşle temel serinin Erken Pa-

leozoyik'de başkalaşıma uğradığı (Başarı, 1970; İzdar, 1971; Akdeniz ve Konak, 1979). Geç Paleozoyik'de örtü serinin, temelle birlikte tekrar bölgesel başkalaşıma uğradıkları belirtilmektedir (Dora, 1981). Örtü serisi içinde, temele ait gnays çakıllarının varlığı ilişkiliyi net bir biçimde ortaya koymaktadır (Çağlayan ve diğ., 1980).

Menderes Masifi (Gördes As Masifi) çekirdek serinin en üst seviyelerini oluşturan granat-mika-şistlerde tanımlanan (Dora ve Candan, 1989) albit-mika-granat parajenezi Afyon Zonu'nda stratigrafik olarak tabanda, metaklomeraller altında yüzeylenen albit-granat-mika-şistlerdeki mineral parajenezi ile büyük benzerlik göstermektedir. Ayrıca her iki kayaç türünde de gözlenen granatların kloritleşme süreci ve dokusal özellikleri ikinci bir deformasyona (örtü serisinin metamorfizması) işaret etmesi açısından önemli bir veri olarak kabul edilebilir.

Toridya'da deformasyon ve yükselim

Toridya yükseliminin Ordovisiyen'de başladığı ve Devoniyen öncesinde ortaya çıktığı ve bu yükseltiye bağlı olarak güneyde Toros Oluğu'nun geliştiği saptanmıştır (Güvenç ve diğ., 1994). Toridya yükselimi gelişimini kanaatimizce Geç Ordovisiyen'de tamamlamıştır (Şekil 4). Toridya yükselisinin Türkiye sınırları içinde Sandıklı, Sultandağları, Seydişehir, Kasımlar, Dipoyraz dağı, Hacılıyas, Kartoz, Egiste penceresi (Hadin) ve Mansurlar boyunca gözlemlendiği ve Devoniyen'den itibaren kuzeyden Tetisi sınırladığı ifade edilmektedir (Güvenç ve diğ., 1994). Toridya yükselisinin doğuda Mardin-Kahta-Tut ve Derik yükseltileri ile ilişkili olabileceği düşünülmektedir. Çünkü Güneydoğu Anadolu'da Erken Silüriyen'de belirgin bir sedimantolojik kesiklik gözlenmektedir. Mardin-Kahta-Tut yükseltilerinde erozyonal yüzeyle tanımlanan bu boşluk Ordovisiyen-Silüriyen sınırındaki buzullarıma ile de eşzamanlıdır (Perinçek ve diğ., 1991; Cater ve Tunbridge, 1992).

Sultandağları'nda temel seri olarak tanımlanan birimi, Erken-Orta Kambriyen yaşlı karbonatlı fasiyes (Çaltepe formasyonu) ve bu birimi dereceli geçişle üzerleyen Geç Kambriyen-Erken Ordovisiyen yaşlı klastik ağırlıklı çökellerin (Sultandede formasyonu) oluşturduğu, Devoniyen'in bu birimler üzerinde açısız uyumsuz konumda bulunduğu ortaya konulmuştur (Eren, 1991). Toridya yükseliminin batı kesimini temsil eden Sultandağları'nda en az üç plastik deformasyon fazı (D2) geçirmiş ve Kambriyen-Erken Ordovisiyen yaş aralığında çökelmiş bir litoloji topluluğunun varlığı araştırmacılar tarafından belirtilmektedir (Eren, 1990; Dean ve diğ., 1991a). Sultandağları zirvesinde (Sultandede Tepe) yatık izoklinal kıvrımlanma gösteren Erken-Orta Kambriyen yaşlı karbonatlı fasiyesin jeolojik ko-

GONDAVANA KUZEYİ ANADOLU MİKROKITASI

numu Türkiye jeolojisinde Erken Kalcdoniyen Orojenezi'nin tipik bir kanıtıdır.

Sonuçta, Toridya yükseltisi Anadolu Platformu güneyinde yer almaktadır. Türkiye sınırları içinde batıda Sandıklı-Sultandağları'ndan, doğuda Mardin-Kahta-Derik bölgesine bir kuşak boyunca uzandığı ve yükseltilinin kuzeyinde çekirdek masiflerin ana metamorfik ekseninin yer aldığı kabul edilmiştir. Anadolu Platformu temelinde yer alan metamorfik çekirdek serilerden (metamorfik eksen) güneye Afyon Zonu ve Toridya yükseltilisine doğru metamorfizmanın progresif azaldığı gözlenir (Şekil 4). Gerek Sultandağları ve gerekse Derik antiformalarında Erken Paleozoyik serilerin kıvrımlı, ancak düşük metamorfik veya metamorfik olmaması metamorfizmanın progresif azaldığının kanıtı olarak kabul edilmektedir.

Toros Erken Paleozoyiği'nde Karacahisar Kocaosman kesitinde (Dean ve diğ., 1991b) Erken Kambriyen Çal Tepe formasyonu altında yer alan Sarıççek yeşilşistli Afyon Zonu'na ait düşük metamorfik litolojilerle denestirmek olasıdır. Afyon Zonu'nda en alt kesiminde yer alan albit-granal-mika-şistler, Menderes Masifi çekirdek serisi granat-mika-şistleri ile korle edilebilmektedir. Menderes Masifi'nde yaklaşık 500 my. önce gelişen bölgesel metamorfizma ile sinorjenik deformasyonların D1 fazında gerçekleştiği kabul edilmiştir. Bu plastik deformasyonların çekirdek seriyeye ait şistleri de etkilemiş olduğu kuvvetle muhtemeldir. Buna karşın Toridya yükseltisini gerçekleştiren deformasyonların D2 olması gerekmekte ve Geç Ordovisiyen'de geliştiği kabul edilmektedir. Bu kabulle, Karacahisar kesitindeki Sarıççek şistleri D1 evresinde deforme olurken, Toridya yükseltilisinin Erken Paleozoyik istifine benzerlik gösteren Kocaosman kesitinde Çal Tepe formasyonunun D2 evresinde deforme olması söz konusudur. Bölgedeki Sarıççek şistleri ile üzerinde yer alan Çal Tepe karbonatlı serilerinin muhtemelen sonraki evrelerde tektonik olarak birliktelik kazanmış oldukları düşünülebilir. Sandıklı porfiroidlerinin gözlemlendiği Hüdai kesitinde de benzer jeolojik bir evrimin geliştiği düşünülmektedir.

Gondvana Karasunda buzullanma (Regresyon)

Global buzullanmanın deniz seviyesinin alçalmasına (100 m) neden olduğu, genci bir regresyonun geliştiği, dolayısıyla denizel alanların küçüldüğü ve çoğu yerde Geç Ordovisiyen'e (Aşgilyen) ait faunaların yok olduğu ifade edilmektedir (Cocks ve Forley, 1988). Üst Aşgilyen'de deniz seviyesi en düşük seviyeye inmiştir (Sayer, 1994).

ERKEN SİLÜRİYEN (440-420 MY)

Buzulların Ekvator'a doğru ilerlemesi

Geç Ordovisiyen sonunda, güney kutbundan Gondvana Karası'na yayılan global buzullanma nedeniyle buzulların güney kutbundan kuzeye 40° enlemine kadar ilerlemiş oldukları bilinmektedir (Şekil 6) (Zcigler ve diğ., 1979; Husscini, 1991).

Buzul konglomeraların oluşumu

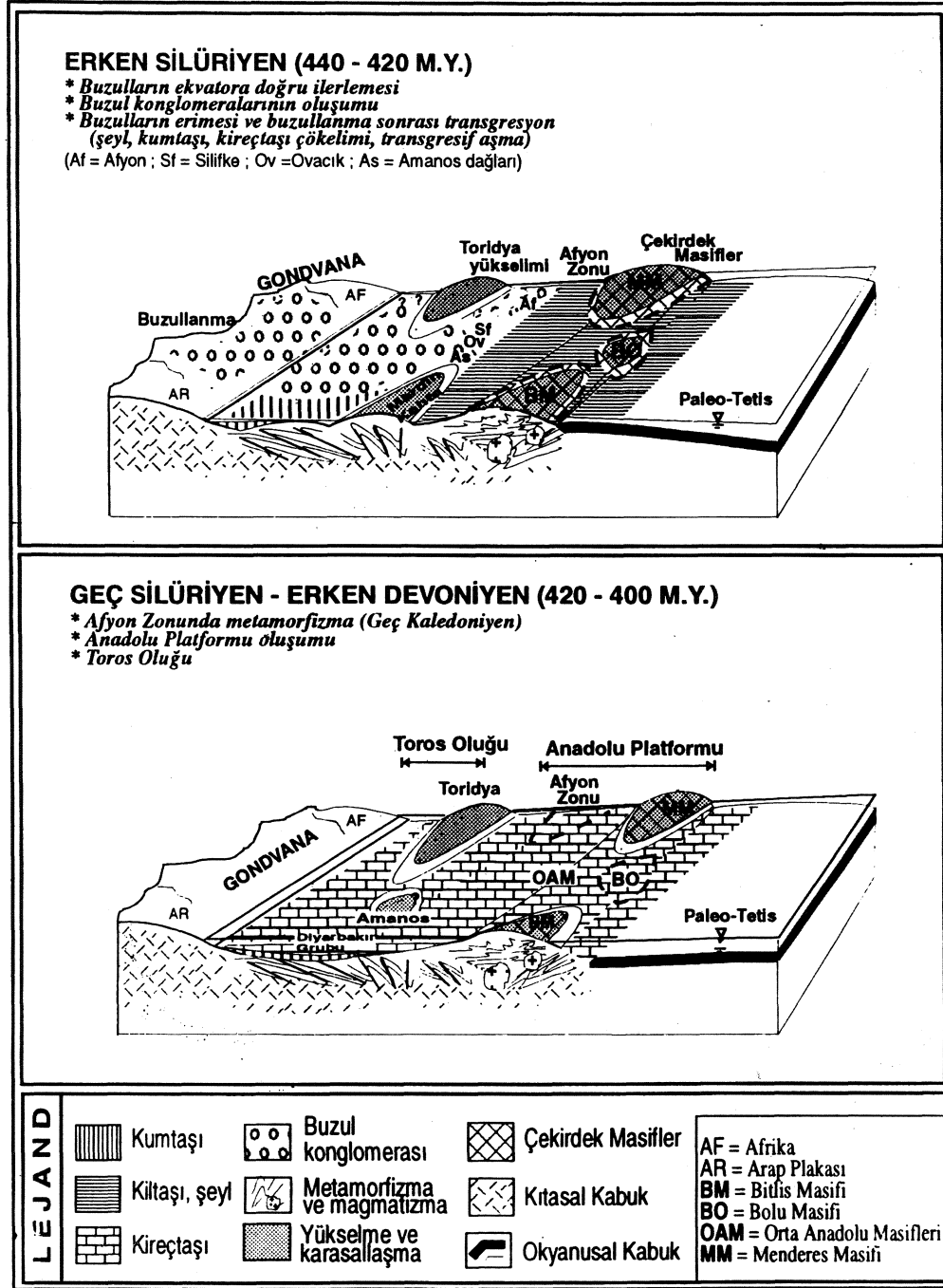
Geç Ordovisiyen sonu-Erken Silüriyen başında Gondvana Karası güney kutbundan kopup gelen buzulların Geç Aşgilyen'deki sığ denizel (-100 m) ortamda aniden erimesi sonucu, irili ufaklı değişik büyüklükteki çakıl ve blokların killi kumlu ince klastik sığ deniz dibine aniden düşmesi ve gömülmesi sonucu (N. Bozdoğan, sözlü görüşme) derecelenme göstermeyen konglomeratik yığılımlar oluşmuştur. Bu çökellerin yaygın ve tipik örneklerine Afyon Zonu'ndaki kuvarsit-çakıllı konglomeralar (meta-konglomera) gösterilebilir. Diğer taraftan. Batı Toros kesitinde de (Dean ve diğ., 1991b) Ovacık ve Işıklı istiflerinde Karadosiyen-Aşgilyen şeylleri üzerinde konglomeraük oluşumlara rastlanılmaktadır (Şekil 6). Belirgin bir uyumsuzluk yüzeyinin varlığı ifade edilmektedir (Çizelge 1).

Geç Ordovisiyen buzullanması ile ilgili tipik mostralara Gondvana Karası kuzeyinde Fas, Cezayir, Libya, Sierra Leone ve Güney Afrika'da rastlandığı belirtilmektedir. Ayrıca İspanya'da Normandiya'da ve de Türingen'da benzer buzullanma süreçlerine ait litolojilerin yüzeylendiği belirtilmektedir (Havlicek, 1981).

Buzulların erimesi ve buzul sonrası transgresyon

Erken Silüriyen deniz seviyesinin yükselmesi ile başlar. Bu yükselmeye, Gondvana Karasında yer alan Afrika ve Güney Amerika'daki mevcut kıtasal buzul kütlelerinin erimesi neden olmuştur (Sheehan, 1973; Zcigler ve diğ., 1979). Geç Ordovisiyen sonundaki buzullanma yerini Erken Silüriyen başlarında (Landoveriyen) buzulların hızla erimesi sonucu kısmi deniz seviyesi yükselmesine (transgresyon) bırakır. Bu kısmi transgresyon sonucu, buzul konglomeraların stratigrafik olarak üzerinde, özellikle organik malzeme bakımından zengin koyu renkli şeyllere ve üste doğru şeylerle aralanmalı kumtaşı-karbonatlı litolojilere geçiş gözlenir (Şekil 6).

Güneydoğu Anadolu'daki Erken Paleozoyik istiflerinde Erken Silüriyen başında belirgin bir sedimantolojik kesiklik gözlenir. Havza kenarında bu kesiklik Geç Devoniyen'e kadar sürerken, havza ortasında Geç Silüriyen-Geç Devoniyen yaş aralığında çöklenmiş Diyarbakır grubu tanımlanır (Perinçek ve diğ., 1991). Diyarbakır grubunda en alttaki birimlerin organikçe zengin koyu renkli şeyllere ile arakatlı kireçtaşı ve kumtaşı-



Şekil 6. Erken Silüriyen ve Geç Silüriyen-Erken Devoniyen'e ait şematik evrim modelleri.

larından oluştuğu (Dadaş formasyonu) aynı araştırmacı grubu tarafından belirtilir. Diyarbakır grubu çökelleri sığ denizel ortamda çökelmiştir. Havza kenarını çekirdek masiflerin (Menderes, Bolu, Bitlis) ve Toridya yükseltilisinin oluşturduğu, havza ortasında ise Afyon Zonu örtü çökellerinin yer aldığı paleocoğrafik evrim modeli

Figure 6. Schematic evolutionary models of the northern Gondwana Land from Early Silurian and Late Silurian-Early Devonian.

yukarıda verilen sedimentolojik evrime oldukça uyumluluk gösterir.

Diğer taraftan, Lavrasya ve Gondvana arasında kalan istiflerde Paleozoyik stratigrafisinin karşılaştırıldığı kesitler (Güvenç ve diğ., 1994), benzer şekilde gerek

Lavrasya gerekse Gondvana üzerinde Ordovisiyen sonu-Silüriyen başındaki straligrafik boşluğa işaret etmektedir. Sedimantolojik kesiklik İskit Platformunda, Avranadolu kesitinde, Torıdy, Toros Oluğu, Hazro-Hakkari ve Kuzey Irak kesitlerinde belirgin olarak gözlenmektedir. Türidya'da Triyas'a kadar, Toros Oluğu'nda Geç Silüriyen-Erken Devoniyen'e kadar belirgin çökeltme boşlukları olduğu anlaşılmaktadır. Aynı araştırmacı grubu, Anadolu Platformu altında Silüriyen'de veri eksikliği olarak yorumladığı bilinmezliği, Devoniyen'de karbonat çökeltimi ile devam ettirmektedir. Türkiye güneyinde Toros kuşağında (Torıdler) Silüriyen başında, Orta Devoniyen'de, Geç Karbonifer'de ve Geç Permiyen'de değişik uyumsuzluk yüzeyleri tanımlanır.

GEÇ SİLURİYEN-ERKEN DEVONİYEN (420-400 MY)

Anadolu Platformu

İstanbul-Kocaeli Zonu'na ait Erken Paleozoyik çökellerin jeolojik tarihte Gondvana Karası en kuzey ucunda Baltık kıyısına yakın ve Paleo-Tetis gelişiminde aktif tipi pasif kıta kenarında oluşmuş filiz fasiyesinde istif oldukları kabul edilir (Çizelge 1). İstanbul yöresinde Silüriyen-Alt Karbonifer aralığında çökeltmiş istifin Ordovisiyen üzerinde transgresif aşmalı bir kumunda yüzeylendikleri belirtilmektedir (Kaya, 1991). Bolu (Abant-Ycniçağ) yöresinde yüzeylenen Silüriyen ile Erken Devoniyen yaşlı seriler arasında açılmalı uyumsuzluk gözlenir (Öztürk ve diğ., 1984). Kastamonu (Ballıdağ-Çangaldağ) yöresinde yüzeylenen Silüriyen derin denizel ortamı karakterize ederken, Devoniyen'den sığlaşmanın gözlendiği ve ani sığlaşmanın yersel uyumsuzluklara karşılık geldiği düşünölmektedir (Aydın ve diğ., 1986).

Bolu (Sünnicedağ) yöresinde tanımlanan Ordovisiyen-Silüriyen istifinin önce klastiklerle başlayıp üste doğru karbonatlara geçtiği ve Orta Devoniyen'den itibaren kesikliğe uğradığı belirtilir (Ccrit, 1992). Sakarya (Çamdağ) ve Bolu (Sünnicedağ) yöresinde yüzeylenen Erken Paleozoyik serilerin Silüriyen başlarında regresif serilere dönüştüğü ve Silüriyen'de (Venlokiyen) tekrar belirgin bir transgresyonun geliştıği ifade edilmektedir (Aydın, ve diğ., 1987). Bu transgresyon Karbonifer sonu regresyonu ile son bulmaktadır. Araştırmacı grubu, Çamdağ yöresinde Devoniyen yaşlı serilerin alttaki Ordovisiyen-Silüriyen yaşlı istifi uyumsuzlukla üzerlendiğini belirtmektedir.

Anadolu Platformunun en azından Devoniyen'den Triyas'a kadar sürekli tortullaşma gösteren bir ortam olduğu kabul edilir. Erken Paleozoyik (Ordovisiyen) yaşlı çekirdek masifleri içeren bu platform içinde baskın karbonat çökeltimi muhtemelen Geç Silüriyen'den itibaren başlamıştır (Şekil 6). Geç Silüriyen'in erken evrele-

rinde Torıdy yükselimi, Menderes ve Bitlis Masiflerinin kara halini korudukları, Afyon Zonu, Orta Anadolu masifleri (5) ve Bolu - Kastamonu zonlarının platform çökelleri tarafından örtölmüş oldukları kabul edilmektedir. Menderes Masifi'nde Kambriyen-Ordovisiyen sınırında gelişen ilk metamorfizmadan sonra kalın klastik bir istifin çökeldiği, özellikle güneyden Çine As Masifinde Permo - Karbonifer yaşlı bitümlü kalker katkılı killi şistlerin "Göktepe formasyonu" olarak tanımladığı ve üst kesimlerinin *Fusulina* içerdiği ifade edilmektedir (Dora, ve diğ., 1992).

Ordovisiyen sonu - Orta Devoniyen öncesi dönemde kara halini koruyan Torıdy yükseltisi güneyinde yer alan sedimanler basen (Toros Oluğu) Kemer, Gazipaşa, Kozan, Saimbeyli, Tufanbeyli, Sarız yöresinde karasal ve denizel Devoniyen çökelleri ile temsil edilir (Güvenç, ve diğ., 1994). Bu oluk içinde çökeltimin en erken Geç Silüriyen'den itibaren başladığı kabul edilmektedir. Alt seviyelerde kırıntılı çökeller üste doğru karbonatlar yaygındır (Çizelge 1).

SONUÇLAR

Son yıllarda levha tektoniği kuramı üzerine yapılan çalışmalar ve elde edilen jeolojik veriler, Türkiye'nin Erken Paleozoyik dönemde Gondvana Karası kuzeyinde jeolojik evrim geçirdiğine işaret eden veriler sunmaktadır. Sedimantasyon (transgresyon / regresyon), magmatik aktivite, orojenik metamorfizma gibi jeolojik süreçler ve Erken Paleozoyik paleogeografyası esas alınarak kronolojik sıra içinde Türkiye'nin evrim modeli oluşturulmuştur. Türkiye, Arap Plakası, İnan - Lut Bloğu, Mısır vb. alanlar Erken Paleozoyik dönemde Gondvana Karası kuzeyinde benzer jeolojik olaylardan etkilenmişlerdir. Gondavana kuzeyi Anadolu Mikrokitası Erken Paleozoyik evrim modelinin kronolojik gelişimi, ana çizgileriyle aşağıda verilmiştir:

1. Geç Protrozoyik (800 - 625 M.Y.)

a. *Siiperkitta* (Kuzey Amerika - İskandinavya, Güney Güney Amerika ve Avustralya - Hindistan - Antartika).

b. *Adayayı oluşumu* (Gondvana Karasında birleşme / amalgamizasyon, Avolaniyan - Kadomiyan kıvrım serileri ve Arap Kalkanı oluşumu).

2. İnfrakambriyen (625 - 555 M.Y.)

a. *Riftleşme* (Süperkıtanın parçalanması, Lavrasya güneydoğusu, Baltık Kalkanı ve Gondvana Karası kuzeyi Arabistan; İapetus Okyanusu ve Paleo - Tetis Okyanusal alanının gelişimi).

b. *Fan - Afrikan Temel'e ait fragment in kopması*

c. *Rift çökelleri* (yay - ardı basen) (Ölü Deniz Rift kolu oluşumu eş yaşlı Telbesmi formasyonu).

d. *Gondvana Karasının bölgesel yükselimi* (eş yaşlı

karasal klastiklerin çöklimi).

3. Kambriyen (550 - 500 M.Y.)

a. *Kenar Havza çökelleri* (Mısır, Arabistan, İran ve Türkiye güneyinde duraylı kıta platformunu temsil eden sin - orojenik çökeller).

b. *Paleo - Telis yayılımı* (genişleyen okyanus tabanı ve yaygın şelf karbonatlarının çöklimi).

c. *Adayayı oluşumu ve Kalkalkali volkanizma* (Alplerde asidik ve bazik volkanizma; Menderes ve Bitlis Masiflerinde meta - volkanitlerin (leptit) protolleri; Bolu - Sünnice'de melariyolit).

4. Erken Ordovisiyen (500 - 470 M.Y.)

a. *Aktif Kıta Kenarı* (Iapetus Okyanusunun kapanması).

b. *Orojenik metamorfizma ve deformasyon* (Menderes ve Bitlis Masiflerinde gözlü gnayslarının oluşumu; Afyon Zonunda metamorfizma; Bolu - Kastamonu Zonunda metamorfizma).

c. *Gömülme metamorfizması ve eki ojit oluşumu* (Merkezi Pontitler Elekdağ - Saraycık Masifi meta - bazit vb.; Bitlis Masifi dişten eklojitler; Menderes Masifi meta - gabrolar).

d. *Paleo - Tetis okyanus tabanının yayılımı*.

e. *Kenar Havza çökelleri* (Transgresif istif; Seydişehir, Bedinan formasyonları sin - orojenik çökeller).

f. *Çarpışma kökenli granitoidler* (Bolu - Sünnice Masifinde Dirgine Granitoidi; Bitlis - Mutki graniti; İşçi Alplerinde granitoidler).

g. *Anadolu Mikrokıtası yükselimi* (Menderes, Bolu ve Bitlis Masiflerinin oluşturduğu çekirdek seri; Erken Kaledoniyen orojenezi ile yükselmiş ve Erken Ordovisiyen'de kara halini almıştır).

5. Geç Ordovisiyen (470 - 440 M.Y.)

a. *Anadolu Mikrokıtası ve Toridya'da deformasyon ve yükselim* (Sultandağlan, Sandıklı, Seydişehir, Dipoyraz Dağı Devoniyen öncesi yükselerek Toridya'yı oluşturmuştur; Mardin - Kahta - Lut ve Derik yükseltisi ile ilişkili).

b. *Migmatit oluşumu ve anateksi graniti* (Menderes Masifindeki migmatizasyon).

c. *Anadolu Mikrokıtası yükselimi ve parçalanması*.

f. *Gondvana Karasında buzullanma - regresyon* (Gondvana Karası'nın güney kutba ilerlemesi, Arap Plakası ve Türkiye'nin buzullarla kaplanması ve fauna - floranın yok oluşu, straügrafik boşluk).

6. Erken Silüriyen (440 - 420 M.Y.)

a. *Buzulların ekvatora doğru ilerlemesi* (Gondvana Karası'nın kuzeye ilerlemesi).

b. *Buzul konglomeralarının oluşumu* (Arap, Plakası, Ölü Deniz, Silifke - Ovacık - Işıklı, Amanoslarda gözlenen konglomeralık seviye; Afyon Zonunda meta - konglomeralar).

c. *Buzulların erimesi ve buzullanma sonrası transgresyon* (Diyarbakır Grubu, Şililice, Deric'de şeyi, kumtaşı, kireçtaşı çöklimi, transgresif aşma; Sultandağları, Toros Oluğu, Hazro - Hakkari'de yükselmeye bağlı çökel boşlukları).

7. Geç Silüriyen - Erken Devoniyen (420 - 400 M.Y.)

a. *Afyon zonunda metamorfizma* (Silüriyen çökellerinin Geç Kaledoniyen'den melamorfizması).

b. *Anadolu Karbonat Platformu* (Devoniyen'den Triyas'a baskın kireçtaşı çöklimi).

c. *Toros Oluğu* (Toros Oluğu'nda karasal ve denizel Devoniyen çökelleri, Kemer, Gazipaşa, Kozan).

DEĞİNİLEN BELGELER

- Abdüsselamoğlu, I., 1963, İstanbul Boğazı doğusunda mostra veren Paleozoyik arazide stratigrafik ve paleontolojik müşadeler: M.T.A. Ens. Derg., 60. s. 1-7.
- Adamia, S.H.A., Chkhotua, T., Kekelia, M., Lordkipanidze, S. I. ve Zakariadze, G., 1981. Tectonics of the Caucasus and adjoining regions; Implications for the evolution of the Tethys Ocean: J. Struc. Geol., 3/4, 437-477.
- Akdeniz, N. ve Konak, N., 1979, Menderes Masifinin Simav dolayındaki kaya birimleri ve metabazik, metatamafik kayaların konumu: T. J. K. Bült., 22, 175-178.
- Akkök, R., 1981, Menderes Masifinin gnayslarında ve şistlerinde metamorfizma koşulları, Alaşehir- Manisa: T. J. K. Bült., 24 / 1, 1 i-20.
- Alpaslan, M., Guezon, J. C., Bonhomme, M. ve Boztuğ, D., 1994, Yıldızeli Metasedimanter Grubu içindeki Fındıcak Metamorfizmasının metamorfizması ve yaşı: 47. T. J. Kurul. Bildiri Özleri, 152.
- Arpat, E., Tütüncü, K., ve Uysal, İ., 1978, Safranbolu yöresinde Kambriyen - Devoniyen istifi: T. J. K., 32. Bilimsel Teknik Kurultayı, Bildiri Özetleri Kitabı, 67.
- Aydın, M., Şahintürk, Ö., Serdar, H.S., Özçelik, Y., Akarsu, Ş., Üngör, A., Çokuğraş, R., Kaçar, S., 1986, Ballıdağ-Çangaldağı (Kastamonu) arasındaki bölgenin jeolojisi: T.J.K. Bült., 29, 1-16.
- Aydın, M., Serdar, H.S., Şahintürk, Ö., Yazman, M., Çokuğraş, R., Demir, O. ve Özçelik, Y., 1987, Çanı-

GONDAVANA KUZEYİ ANADOLU MİKROKITASI

- dağ (Sakarya) - Sünnicdağ (Bolu) yöresinin jeolojisi: T.J.K. Bült., 30, 1-14.
- Başarı, E., 1970, Bafa Gölü doğusunda kalan Menderes Masifi güney kanadının jeolojisi ve petrolojisi: Ege Üniv. Fen Fak. Jeoloji Kürsüsü İlimi Rapor Servisi, No. 102 (yayınlanmamış).
- Batchelor, R.A. ve Bowden, P., 1985, Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters: *Chemical Geology*, 48, 43-55.
- Beşov, A. A., Gatinsky, Yu. G. ve Mossakovsky, A. A., 1986, A precis on pre-Alpine tectonic history of Tethyan paleoceans: *Tectonophysics*, 127, 197-211.
- Berberian, M. ve King, G.C.P., 1981, Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran: *Can. J. Earth Sci.*, 18, 210-265.
- Bingöl, E., 1978, Explanatory notes to metamorphic map of Turkey, in Zwart, H. J., Sobolev, V. S. and Niggli, E., (Eds), *Metamorphic Map of Europe*; Leiden, Subcommission for the Cartography of the metamorphic belts of the world, scale 1:2.500.000.
- Bond, G.C., Nickeson, P.A. ve Kominz, M.A., 1984, Breakup of a supercontinent between 625 Ma and 55 Ma; new evidence and implications for continental histories: *Earth and Planetary Sci: Letters*, 70, 325-345.
- Boray, A., 1975, Bitlis dolayının yapısı ve metamorfizması: T.J.K. Bült., 18/1, 81-84.
- Bozdoğan, N., 1982, Güneydoğu Anadolu Mardin ve Adıyaman bölgeleri Kambriyen ve öncesi tortul istifinin stratigrafik ve sedimantolojik denetirilmesi: H.Ü. MESEF., Yüksek Müh. Tezi, 167 s. (yayınlanmamış).
- Bozhko, N.A., 1986, The evolution of the mobile zones of Gondwana and Laurasia in the Late Precambrian: *Tectonophysics*, 126, 125-135.
- Boztuğ, Ü., 1988, Daday-Devrekani Masifi güneybatı kesiminin mineralojik-petrografik ve jeokimyasal incelenmesi: H.Ü. Fen Bilimleri Enst., Doktora Tezi, 232 s. (yayınlanmamış).
- Burke, K., Dewey, J.F., ve Kidd, W.S.F., 1977, World distribution of sutures-The sites of former ocean: *Tectonophysics*, 40, 69-99.
- Cater, J.M.L. ve Tunbridge, I. P., 1992, Paleozoic tectonics history of SE Turkey: *J. Petrol. Geol.*, 15/1, 35-50.
- Cerit, O., 1990, Bolu Masifinin jeolojik ve tektonik incelenmesi: H.Ü. Fen Bilimleri Enst., Doktora Tezi, 217 s.
- Cerit, O., 1992, Bolu Masifi ve yakın yöresinin stratigrafisi: 45. T.J.K. Bildiri Özetleri, 20.
- Cocks, L.R.M. ve Fortey, R.A., 1988, Lower Paleozoic faunas and faunas around Gondwana: In Audley-Charles, M.G. ve Hallam, A. (eds), *Gondwana and Tethys*, Geol. Soc. Spe. Publ., 37, 183 - 200.
- Condie, K.C., 1989, Plate tectonics and Crustal evolution: Pergamon press, Oxford, 3 th Edi., 476 s.
- Çağlayan, M.A., Öztürk, E.M., Öztürk, Z., Sav, H. ve Akat, U., 1980, Menderes Masifi güneyinde ait bulgular ve yapısal yorum: *Jeoloji Mühendisliği*, 10, 9-17.
- Dean, W.T., 1975, Cambrian and Ordovician correlation and trilobite distribution in Turkey: *Fossils and strata*, 5, 353-373.
- Dean, W.T., 1980, The Ordovician System in the Near and Middle East: *International Union Geol. Sci.*, 2, 22.
- Dean, W.T., Monod, O., ve Günay, Y., 1986, Lower Paleozoic stratigraphy in the Southern and Central Amanous Mountains, South Central Turkey: *Geol. Mag.*, 123/3, 215-226.
- Dean, W.T., Martin, F., Monod, O., Bozdoğan, N., Gül, M.A. ve Özgül, N., 1991a, Early Palaeozoic evolution of the Gondwana Land Margin in the western and Central Taurids, Turkey: *Ozan Sungurlu Sempozyumu Bildirileri*, 262-273.
- Dean, W.T., Martin, F., Monod, O., 1991b, Reports on Cambrian and Ordovician Macro fossils from the Central and Western Taurus Mountains: TPAO raporu (yayınlanmamış).
- Delaperriere, E. ve Autran, A., 1991, Lower Palaeozoic magmatism in the eastern Pyrennes, France: *Terra Abstracts*, 3/1, 211.
- Demirtaşlı, E., 1984, Stratigraphy and tectonics of the area between Şililice and Anamur, Central Taurus Mountains: *Geology of the Taurus Belt*, I. International Symp., Ankara, 101-118.
- Dora, O.Ö., 1975, Menderes Masifindeki alkali feldispatların yapısal durumu ve bunların petrojenetik yorumlarında kullanılması: T.J.K. Bült., 18, 111-126.
- Dora, O.Ö., 1981, Menderes Masifinde petroloji ve feldispat incelemeleri: H.Ü. Yerbilimleri, 7, 54-63.
- Dora, O.Ö., ve Candan, O., 1989, Schreinmakers yönteminin Menderes Masifinin kuzey kanadında, Demirci-Borlu arasında kalan bir alana uygulanması: H.Ü. Yerbilimleri, 15, 105-114.
- Dora, O.Ö., Kun, N. ve Candan, O., 1992, Menderes

- Masifinin metamorfik tarihçesi ve jeotektonik konumu: *T.J. Bült.*, 35, 1-14.
- Dora, O.Ö., Candan, O., Kun, N., Koralay, E. ve Akal, C., 1994, Ödemiş-Kiraz As Masifinde (Menderes Masifi) yeni jeolojik bulgular ve sorunlar: 47. *T.J. Kurultayı Bildiri Özetleri*, 32-33.
- Downes, H. ve Wilson, M., 1991, A review of age and origin of oceanic crustal fragments in the Variscan Belt: *Terra Abstracts*, 3/1, 202.
- Erdoğan, B., 1982, Bitlis Masifinin Avnik (Bingöl) yöresinin jeolojisi ve yapısal özellikleri: Doçentlik Tezi Ege Üni. Yerbilimleri Fak., izmir, 106 s. (yayınlanmamış).
- Eren, R.H., 1979, Kastamonu-Taşköprü bölgesi metamorfizminin jeolojik ve petrografik etüdü: I.T.Ü. Müh. Mim. Fak., Doktora Tezi, 143 s. (yayınlanmamış).
- Eren, Y., 1990, Engili (Akşehir) ve Bağkonak (Yalvaç) köyleri arasında Sultandağları Masifinin tektonik özellikleri: *T.J. Bült.*, 33, 39-50.
- Eren, Y., 1990, Engili (Akşehir) ve Bağkonak (Yalvaç) arasında Sultandağları Masifi'nin stratigrafisi: *Ahmet Acar Jeoloji Semp.*, 83-92.
- Frisch, W., Neubauer, F. ve Satır, M., 1984, Concepts of the evolution of the Austroalpine basement complex (Eastern Alps) during the Caledonian-Variscan cycle: *Geol. Rundsch.*, 73/1, 47-68.
- Göncüoğlu, M.C., 1981, Niğde Masifinin Jeolojisi: *T.J.K. İç Anadolu'nun jeolojisi Sempozyumu*, 16-19.
- Göncüoğlu, M.C. ve Turhan, N., 1983, New results on the age of Bitlis Metamorphics: *Bull. Min. Research and Expl. Inst. Turkey*, 95/96, 1-5.
- Göncüoğlu, M.C. Yalınz, K. ve Tekeli, O., 1993, Orta Anadolu Ofiyolitlerinin petrolojik özellikleri ve yapısal konumu: *H.Ü. Yerbilimlerinin 25. Yılı Semp. Bildiri Özetleri*, 17-18.
- Güvenç, T., Demirel, I.H. ve Tekinli, U.K., 1994, Lav rasya ve Gondvana arasında kalan Orta Doğunun Üst Paleozoyik paleocoğrafyası ve Paleozoyik stratigrafisi: *Türkiye 10. Petrol. Kong. ve Sergisi, Bildiriler*, 94-111.
- Haas, W., 1968, Das Alt-Palaeozoikum von Bithnien: *N. Jb., Geol., Palaont. Abh.*, 131, 178-242.
- Havlicek, V., 1981, Some problems of the Ordovician in the Mediterranean region: Peter Sonnenfeld (Ed), *Tethys the ancestral Mediterranean Benchmark Papers in Geology*, 71-76.
- Helvacı, C., 1983, Bitlis Masifi Avnik (Bingöl) bölgesi metamorfik kayalarının petrojenezi: *T.J.K. Bült.*, 26, 117-132.
- Husseini, M.I., 1989, Tectonic and deposition model of Late Precambrian-Cambrian Arabian and adjoining Plates: *AAPG Bull.*, 73/9, 1117-1131.
- Husseini, M.I., 1990, The Cambro-Ordovician Arabian and adjoining plates; A Glacio-Eustatic Model: *J. Petrol. Geol.*, 13/3, 267-288.
- Husseini, M.I., 1991, Tectonic and deposition model of the Arabian and adjoining plates during the Silurian-Devonian: *AAPG Bull.*, 75/1, 108-120.
- Husseini, M.I., 1992, Upper Palaeozoic tectono-sedimentary evolution of the Arabian and adjoining plates: *Jour. Geol. Soc. London*, 149, 419-429.
- Irvine, T.N. ve Baragar, W.R.A., 1971, A guide to chemical classification of the common volcanic rocks: *Canadian Journal of Earth Sci.*, 8, 523-548.
- Izdar, E., 1971, Introduction to geology and metamorphism of the Menderes Massif of Western Turkey: *Petroleum Expl. Soc. Libya, Tripoli*, 495-500.
- Kaya, O., 1973, Paleozoic of Istanbul: *Ege Üniv. Fen Fak. Kitaplar serisi No. 49*, 34 p.
- Kaya, O., 1978, İstanbul Ordovisiyen ve Silüriyen'i: *Yerbilimleri*, 4/1-2, 1-22.
- Kaya, O., 1991, İstanbul boğazı çevresinin jeolojik ana çizgileri: 44. *T.J. Kurultayı Bildiri Özetleri*, 1.
- Kanasevich, E.R., Havskov, J. ve Evans, M.E., 1978, Plate tectonics in the Phanerozoic: *Can. J. Earth Sci.*, 15, 919-955.
- Ketin, I., 1966, Güneydoğu Anadolu'nun Kambriyen teşekkülleri ve bunların Doğu İran Kambriyen'i ile mukayesesi: *MTA Der.*, 66.
- Ketin, I., 1983, Türkiye jeolojisine genel bir bakış: *İTÜ. Kütüphanesi*, 1259, 595 s.
- Kroner, A., 1979, Pan African Plate tectonics and its repercussions on the crust of northeast Africa: *Geol. Rundschau*, 68, 2, 565-583.
- Kroner, A., 1985, Ophiolites and the evolution of tectonic boundaries in the Late Proterozoic Arabian-Nubian Shield of northeast Africa and Arabia: *Precambrian Research*, 27, 277-300.
- Konak, N., 1982, Simav dolayının jeolojisi. *Istanbul Univ., Doktora Tezi*, 178 s. (yayınlanmamış).
- Kun, N., Candan, O. ve Dora, O. Ö., 1988, Kiraz-Birgi yöresinde (Ödemiş-Menderes Masifi) metavolkanitlerin (leptitlerin) varlığı: *T.J. Bült.*, 31/2, 21-28.
- Kun, N., Candan, O. ve Dora, O. Ö., ve Koralay, O.E.,

GONDAVANA KUZEYİ ANADOLU MİKROKITASI

- 1993, Menderes Masifi çekirdek serinin litostratigrafisine ilişkin yeni veriler: H.Ü. Yerbilimlerinin 25. Yılı Semp. Bildiri özetleri, 107-108.
- Maggetti, M. ve Flisch, M., 1991, Palaeozoic evolution of the Siluretta, Upper Austro-Alpine, Switzerland: Terra Abstracts, 3/1,210.
- Maniar, P.D. ve Piccoli, P.M., 1989, Tectonic discrimination of granitoids. Geological Society of America Bulletin, 101,635-643.
- McKerrow, W.S., Dewey, J.F. ve Scotese, C.F., 1991, The Ordovician and Silurian development of the Iapetus Ocean: Special Paper in palaeontology, 44, 165-178.
- McKerrow, W.S., Scotese, C.R. ve Brasier, M.D., 1992, Early Cambrian Continental reconstructions: J. Geol. Soc, London., 149, 599-606.
- Morel, P. ve Irving, E., 1978, Tentative paleocontinental maps for the early Phanerozoic and Proterozoic: J.GeoL, 86, 535-561.
- Murphy, J.B. ve Nance, R.D., 1991, Supcrcontinent model for the contrasting character of the Late Proterozoic orogenic belt: Geology, 19, 469-472.
- Okay, A.I., Arman, M.B. ve Göhcüoğlu, M.C., 1985, Petrology and phase relations of the kyanite eclogites from eastern Turkey: Contrib. Mineral Petrol., 91, 196-204.
- Okay, A.I., 1989, Tectonic units and sutures in the Pontides, Northern Turkey: Ed. A.M.C. Şengör, Tectonic Evolution of the Tethyan Region, 109-116.
- Oliver, G.J.H., Corfu, F. ve Krogh. T.E., 1993, U-Pb ages from SW Poland: evidence for a Caledonian suture zone between Baltica and Gondwana: J. Geol. Soc, London, 150, 355-369.
- Özgül, N., 1976, Toroslarm bazı temel jeoloji özellikleri: T.J.K. Bült., 19/1,65-78.
- Özgül, N., Metin, S., Göger, E., Bingöl. I., Baydar, O. ve Erdoğan, B., 1973, Tufanbeyli dolayının Kambriyen-Tersiyer kayaları: T.J.K. Bült., 20/2, 82-100.
- Öztürk, A. ve Koçyiğit, A., 1982, Selimiye-Bcşpamak yöresindeki (Muğla) Menderes Masifi kayalarının stratigrafisi: T.J.K. Bült., 25, 67-72.
- Öztürk, A. ve Koçyiğit, A., 1983, Menderes Grubu kayalarının temel-örtü ilişkisine yapısal bir yaklaşım (Selimiye-Muğla): T.J.K. Bült., 26, 99-106.
- Öztürk, A., İnan, S. ve Tutkun, S.Z., 1984, Abant-Yeniçağ (Bolu) yöresinin stratigrafisi: C.Ü. Müh. Fak. Yerbilimleri Derg., 1/1, 1-18.
- Paris, F. ve Robardet, M., 1990, Early Palaeozoic palaeobiography of the Variscan region: Tectonophysics, 177,193-213.
- Peccerillo, A., Poli, G., Sassi, F.P., Zirpoli, G. ve Mezzacasa, G., 1979, New data on the Upper Ordovician acid plutonism in the Eastern Alps: NJb. Miner. Abh., 137, 162-183.
- Perinçek, O., Duran, O., Bozdoğan, N. ve Çoruh, T., 1991, Güneydoğu Türkiye'de Otokton Sedimanter kayaların stratigrafisi ve paleocoğrafik evrimi: Ozan Sungurlu Semp. Bildirileri Kitabı, 274-305.
- Piper, J.D.A. 1982, The Precambrian palaeomagnetic record: case for the Precambrian supercontinent: Earth and Planetary Sci. Letters, 59, 61-69.
- Satır, M., 1979, Evolution of the Hercynian and Prehercynian events of the eastern Alps: Ist. Üni.. Fen Fak.Mec. Seri B, 44, 169-178.
- Satır, M. ve Friedrichsen, H., 1986, The origin and evolution of the Menderes Massif, W-Turkey; A rubidium/ strontium and oxygen isotope study: Geol. Rund., 75/3,703-714.
- Sayar, C., 1979, İstanbul Boğazı ve çevresinde Ordovisiyen-Silüriyen sınırı: T. J. K. Bült., 22/2, 161-167.
- Sayar, C., 1984, İstanbul çevresinde Ordovisiyen Brakiyapodlan: T. J. K. Bült, 27, 99-109.
- Sayar, C., 1994, Ordovisiyen sonunda buzullaşma, fauna topluluğu ve Iapetus Okyanusunda Türkiye'nin yeri: 47. Türkiye Jeoloji Kurultayı Bildiri Özleri, 38.
- Scotes, C.R., Bambach, R.K., Barton, C, Van der Voo, R. ve Zeigler, A.M., 1979, Paleozoic base maps: J. Geol., 87,217-277.
- Sheehan, P., 1973, The relation of late Ordovician glaciation to the Ordovician-Sillurian changeover in North American brachiopod faunas. Lethaia 6: 147-154.
- Stern, R.J., Gottfried, D.G. ve Hedge, C.E., 1984, Late Precambrian rifting and crustal evolution in the Northeastern Desert of Egypt: Geology, 12, 168-172.
- Streckeisen, A. ve Le Maitre R.W., 1979, A chemical approximation to the modal QAPF classification of the igneous rocks: N. Jb. Miner. Abh., 136, 169-206.
- Şahin, M.B., 1991, Başçatak köyü (Akdağmadeni-Yozgat) doğusunun jeolojik ve petrografik özelliklerinin incelenmesi: H.Ü. Fen Bilimleri Enst., Yüksek Müh. Tezi, 68 s. (yayınlanmamış).
- Şengör, A.M.C., 1984, The Cimmeride orogenic system and the tectonics of Eurasia: Geol. Soc. Amer., Special paper, 195, 1-82.

- Şengör, A.M.C., Yılmaz, Y. ve Ketin, I., 1980, Remnants of Pre-Late Jurassic Ocean in Northern Turkey: Fragments of Permian-Triassic Paleo-Tethys?: Geol. Soc. Amc. Bull., 1/91, 599-609.
- Şengör, A.M.C., Satır, M., ve Akkök, R., 1984, Timing of tectonic events in the Menderes Massif, Western Turkey: Implications for tectonic evolution and evidence for Pan-African Basement in Turkey: Tectonics, 3/7, 693-707.
- Şengün, M., 1984, Tatvan güneyinin (Bitlis Masifi) jeolojik/ptrografik incelenmesi: H.Ü. Fen Bilimleri Enst., Doktora Tezi, 157 s. (yayınlanmamış).
- Şengün, M., Keskin, H., Akçören, F., Altın, I., Sevin, M., Akat, U., Armağan, F. ve Acar, I., 1990, Kastamonu yöresinin jeolojisi ve Paleotetis'in evrimine ilişkin jeolojik sınırlamalar: T.J. Bült., 33, 1-16.
- Tolluoğlu, A.Ü., 1981, Mutki (Bitlis) yöresi metamorfitlerinin petrografisi/petrolojisi: Yüksek Müh. Tezi, H.Ü. MESEF, 163 s. (yayınlanmamış).
- Tolluoğlu, A.Ü., 1986, Orta Anadolu Masifinin güney batısında (Kırşehir yöresinde) petrografik ve petrotektonik incelemeler: Doktora Tezi, H.Ü. Fen Bilimleri Enst., 237 s. (yayınlanmamış).
- Tolluoğlu, A.Ü., 1987, Orta Anadolu Masifi Kırşehir metamorfitlerinin (Kırşehir kuzeybatısı) petrografik özellikleri: Doğa, Müh. ve Çevre, 11/3, 344-361.
- Tolluoğlu, A.Ü., 1988, A geochemical approach to the origin of quartzofeldspathic-gneiss in the Mutki Area, Bitlis Massif, SE Turkey: METU Journal of Pure and Applied Sci., 21/1-3, 447-460.
- Tolluoğlu, A.Ü., 1992, Kırşehir Masifinde üsteleyen kıvrımlanmanın yapısal karakteri: Doğa-Türk Yerbilimleri, Derg., 1, 11-25.
- Tolluoğlu, A.Ü., 1994, Kırşehir Masifinde Kalkanlıdağ formasyonunun petrokimyasal özellikleri: C.Ü. Müh. Fak. Derg., Seri A-Yerbilimleri, 10/1. (Baskıda).
- Tolluoğlu, A.Ü., 1995, Alp-Himalayan Orojenez Kuşağında çarpışma kökenli Ordovisiyen asit magmatitlerin ortak jeokimyasal karakteri: Türkiye Jeol. Kur. Bült, sayı 10, 55-61.
- Tolluoğlu, A.Ü. ve Erkan, Y., 1982, Mutki (Bitlis) yöresindeki bölgesel metamorfik kayaların petrografik incelenmesi: Yerbilimleri, 9, 73-89.
- Tolluoğlu, A.Ü. ve Erkan, Y., 1993, Kırşehir Metasedimenter Grubunda progresif metamorfizmin petrolojik karakteri: A.Ü. Suat Erk Jeoloji Semp. Bildirileri, 329-334.
- Yalçın, H. ve Cerit, O., 1991, Bolu Masifi Örtü kayalarında diyajenetik ve çok düşük dereceli metamorfik kil minerallerinin mineralojisi ve jeokimyası: C.Ü. Müh. Fak. Derg., Seri A-Yerbilimleri, 8/1, 19-30.
- Yılmaz, O., 1971, Etude petrographique et geochronologique de la Region de Cacas (partie meridionale de massif de Bitlis, Turquie): These de Doct. 3e cycle, Université de Grenoble-France, 230 s.
- Yılmaz, O., 1975, Cacas bölgesi (Bitlis Masifi) kayalarının petrografik ve stratigrafik incelenmesi: T.J.K. Bült., 18/1,33-40.
- Yılmaz, O., 1979, Daday-Devrakani Masifi kuzeydoğu kesim metamorfitleri: H.Ü. Yerbilimleri Enst., Doçentlik Tezi, 234 s. (yayınlanmamış).
- Yılmaz, O., 1983, Çangal metaofiyolitinin mineralojik-petrografik incelenmesi ve metamorfizma koşulları: Yerbilimleri, 10, 45-58.
- Yılmaz, O. ve Boztuğ, D., 1986, Kastamonu granitoid belt of northern Turkey: First arc plutonism product related to the subduction of the Palco-Tethys: Geology, 14, 179-183.
- Vail, P. R., Mitchum, R.M.Jr. ve Thompson, S. III., 1977, Global cycles of relative changes of sealevel. In: C. E. P. Payton (Ed), seismic stratigraphy-applications to hydrocarbon exploration. AAPG mem., 26, 83-98.
- Von Raumer, J.V., Neubauer, F., Menot, R.P. ve Frisch, W., 1991, Paleozoic evolution of Alpine Basement: Terra Abstracts, 3/1, 208.
- Von Quadt, A., 1991, U-Pb Zircon and Sm-Nd analyses on basic rocks from the saxothuringian zone of the European Hercynides (EH): Terra Abstracts, 3/1, 207.
- Zeigler, A.M., Hansen, K.S., Johnson, M.E., Kelly, M.A., Scotese, C.R. and Von Der Voo, R., 1977, Silurian Continental distributions, paleogeography, - climatology and biogeography, Tectonophysics, 40, 13-51.

Gümüşler (Niğde) yöresi $Sb \pm Hg \pm W$ cevherleşmelerinin jeolojik, mineralojik ve altın potansiyeli yönünden incelenmesi

*Geological and mineralogical investigation of the Gümüşler (Niğde) $Sb \pm Hg \pm W$
occur ences and implications on their gold potential*

Miğraç AKÇAY Karadeniz Teknik Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Trabzon

Öz

Gümüşler yöresinde iki tip cevherleşme ayırdedilir: 1) $Sb \pm Hg \pm W$ damarları ve onlara eşlik eden ornatma şeklindeki Ba-Sb cevherleşmeleri, 2) breşik zonlarda saçınım ve damarcıklar halinde görülen $Hg \pm Sb$ oluşukları. Damar tipi cevherleşmeler genellikle D-B doğrultulu ve kuzeye eğimli faylar boyunca mermerler ve gnayslar içinde ve nadiren de mermer-gnays dokanaklarında bulunurlar. Damarlara eşlik eden ornatma zonları, kırık zonları ve KD ya eğimli faylar boyunca mermerler içinde ve mermer-gnays dokanaklarında gelişirler. Bu zonlar yapısal olarak $Sb \pm Hg \pm W$ damarlarının üzerinde bulunur.

Gümüşler yöresi cevherleşmeleri, şelit, barit, antimonu, zinober, Sb-sülfotuzlar ve altından oluşan kompleks bir mineralojik bileşime sahiptir. Mehmetler Yurdu Sivrisi Tepe cevherleşmesinde 37.3 ppm e kadar ulaşan altın, zinober oluşum safhasına eşlik eder ve yerel olarak yüzeye yakın zonlarda oluşur. Altınca zengin zonlar, bu zonların boyutlarının küçüklüğü nedeniyle ekonomik değildirlir. Gümüşler yöresi cevherleşmelerinde en yaygın alterasyon tipi silisleşme olup, dolomitleşme, kaolinleşme, serizitleşme, kloritleşme, turmalinleşme ve epidotlaşma buna eşlik eder.

Rasih-Ihsan zuhuru, bazıları altere olmuş ve $Sb \pm Hg \pm W$ damarlarınca kesilmiş olan Senomaniyen yaşlı apilit-mikropegmatit daykalarıyla yakın bir ilişki gösterir. Buna göre cevherleşmenin yaşı Senomaniyen sonrasıdır. Bu yakın ilişki Mehmetler Yurdu Sivrisi Tepe zuhurunda da görülür. Bu zuhurda yüksek altın değerleri, breşleşmiş felsik daykların bulunduğu zonlardan elde edilmiştir, iki zuhurda da izlenen cevherleşmeyle dayklar arasındaki bu yakın ilişki, Gümüşler yöresindeki cevherleşmelerin genetik olarak mağmatizma sonrası sınırlara bağlı olduğunu gösterebilir.

Anahtar Sözcükleri: Gümüşler (Niğde), $Sb \pm Hg \pm W$ cevherleşmeleri, jeoloji, mineraloji, altın potansiyeli.

Abstract

Two types of deposits can be differentiated in the Gümüşler area: 1) veins of $Sb \pm Hg \pm W$ and associated replacement type Ba-Sb mineralization, 2) disseminations and vein lets of $Hg \pm Sb$ in brecciated zones. The vein deposits are localised along E-W trending and N-dipping faults mainly in marbles, and along marble-gneiss contacts. Replacement type Ba-Sb mineralization occurs in fractures and along NE-dipping faults in marble and marble-gneiss contacts, and are structurally above the associated $Sb \pm Hg \pm W$ veins.

The Gümüşler deposits have a diverse mineralogy including scheelite, barite, stibnite, cinnabar, Sb-sulphosalts and gold. Gold is associated with cinnabar deposition stage, and is locally enriched in near surface zones with concentrations as high as 37.3 ppm at the Mehmetler Yurdu Sivrisi Tepe prospect, but is not economically viable. Silicification is the dominant wall rock alteration at the mineralized locations of the Gümüşler area but dolomitisation, kaolinisation, sericitisation, cloritisation, tourmalinisation and epidotisation also occur at the periphery of the mineralization.

There is a spatial relationship between the Rasih-Ihsan deposit and the felsic dykes of Cenomanian age some of which are hydrothermally altered and cut by the $Sb \pm Hg \pm W$ veins. This indicates a post-Senomaniyen age for mineralization in the Gümüşler area. A similar relationship is also observed at the Mehmetler Yurdu Sivrisi Tepe prospect. In this prospect, high gold concentrations are spatially associated with brecciated felsic dykes. This close relationship between mineralization and felsic dykes present in both occurrences may indicate that mineralization in the Gümüşler area is genetically related to post-magmatic fluids associated with the granitic magmatism.

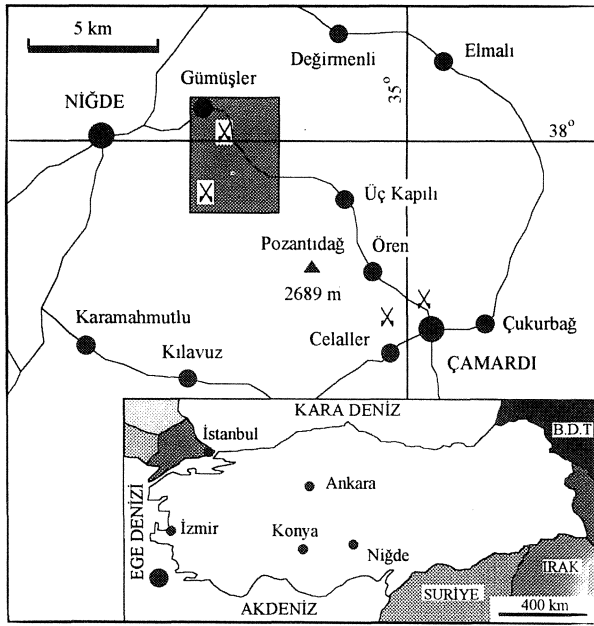
Key Words: Gümüşler (Niğde) $Sb \pm Hg \pm W$ occur ences, gology, mincrology, gold potential.

GİRİŞ

Niğde ilinin yaklaşık 5 km doğusunda bulunan Gümüşler yöresi (Şekil 1) içerdiği antimonit cevherleşmeleri nedeniyle Türk madenciliğinde önemli bir yere sahiptir. Yörede geçmişte işletilmiş olan çok sayıda $Sb \pm Hg$, $Sb + Hg$, $Sb \pm Hg \pm W$ ve $Hg \pm Sb$ cevherleşmeleri bulunmaktadır. Bunlardan en önemlisi Rasih-Ihsan $Sb + Hg \pm W$ zuhuru, Armutlar Tepe ve Sivrisi Tepe $Sb \pm Hg$ zuhurları, Ekinlik Tepe ve Mehmetler Yurdu

Sivrisi Tepe $Hg \pm Sb$ cevherleşmeleridir (Şekil 2). 1970'li yıllara kadar galeri ve yarmalarla işletilmiş olan bu cevherleşmeler içerisinde en fazla cevher üretimi Rasih-Ihsan zuhurunda yapılmıştır (Dennis, 1970 ve Yıldız, 1978).

Şu anda cevher üretimi yapılmayan bu zuhurlar altın bakımından bir potansiyel olarak jeolojik önemini günümüze kadar sürdürmüştür. Niu Gini madencilik şirketi 1989-1992 yılları arasında cevherleşmeler çevre-



Şekil 1. Çalışma sahasının yer buldum haritası.

Figure 1. Location map of the study area.

sinde faaliyet göstermiş, yarma ve sondaj çalışmalarıyla sahada altın aramaları yapmıştır (Akçay, 1994a). Arama faaliyetleri, daha çok Melmetler Yurdu Sivrisi Tepe zuhuru (Şekil 2) çevresinde yoğunlaştırılmış ve iki sondaj yapılmıştır. Sondajlar, yörede bulunan gossan özellikleri taşıyan breşik kütleleri dik olarak kesecek biçimde, yaklaşık güneye doğru 45°'lik eğimle yapılmıştır. Sondaj sonuçları beklenen derecede olmadığından, şirket sahadaki arama çalışmalarından vazgeçmiştir.

Bu çalışmada Gümüşler yöresi antimon, civa ve şelit cevherleşmelerinin jeolojik ve mineralojik özellikleri açıklanmakta ve detaylı çalışmalar sonucunda varlığı tesbit edilmiş olan yeni bir minarelden bahsedilmektedir. Ayrıca, Mehmetler Yurdu Sivrisi Tepe Hg±Sb zuhuru çevresinde açılan yarma ve sondajlardan toplanan örneklerden yapılan kimyasal analizlerin sonuçları verilerek, hem yüzeyde ve hem de derinliğe bağlı olarak element dağılımı profilleri sunulmaktadır.

STRATİGRAFİ

Gümüşler yöresi, amfibol itiasiyesinde metamorfizmaya uğramış birimlerin yer aldığı Niğde masifi içerisinde bulunmaktadır (Kleyn, 1970; Özgüneyli, 1978; Göncüoğlu, 1981; Oygür ve diğerleri, 1984 ve Gizaw 1992). Masifin tabanında, amfibolit, kuvarsit ve mermer bantları içeren gnaysların hakim olduğu Gümüşler formasyonu bulunmakta olup, bu formasyon az miktarda gnays, kuvarsit ve amfibolit bantları içeren mermerlerin baskın olduğu Kaleboynu formasyonu tarafından üstlen-

mektedir. Mermerlerin yaygın olarak bulunduğu Aşığediği formasyonu uyumsuz olarak bu formasyonların üzerinde bulunmaktadır (Şekil 2; Göncüoğlu, 1981).

Bu metamorfik taban kayaları, en iyi yüzeylenciyi çalışma sahası dışında veren Üç Kapılı granitoidi (Göncüoğlu, 1986) tarafından kesilmiştir. Bu granitoid ait, çapları 50 m'yi geçmeyen granitik kütleler çalışma sahasında da görülmektedir (Şekil 2). Granitik magmanın son ürünleri, çalışma sahasında ve özellikle cevherleşmeler çevresinde yaygın olarak bulunan aplitik, mikro-pegmatitik ve granitik dayklardır. Bu dayklar, genellikle 50-100 m boyunda ve 5-10 m genişliğinde olmakla birlikte, genişlikleri 1 m'den küçük ve 50 m'den büyük olanları da bulunmaktadır. Tüm kayalar üzerinde yapılan Rb/Sr radyometrik yaş tayinlerine göre Üç Kapılı granitoidi Scnomaniyen yaşlıdır (95±11 milyon yıl; Göncüoğlu, 1986). Granitlerin metamorfizma geçirmemiş olmaları ve tabanda bulunan metamorfikleri (Niğde masifi) kesmiş olmaları nedeniyle, masifin yaşı Scnomaniyen öncesi olarak verilebilir.

Yapılan tüm kayaç K/Ar radyometrik yaş tayinlerine göre Geç Miyosen-Erken Pliosen yaşlı (4.9-5.5±0.2 milyon yıl; Ercan, 1986) oldukları tesbit edilen ignimbirit ve riyolitik tüfler çalışılan saha ve yakın çevresinde görülen en genç volkanik birimlerdir.

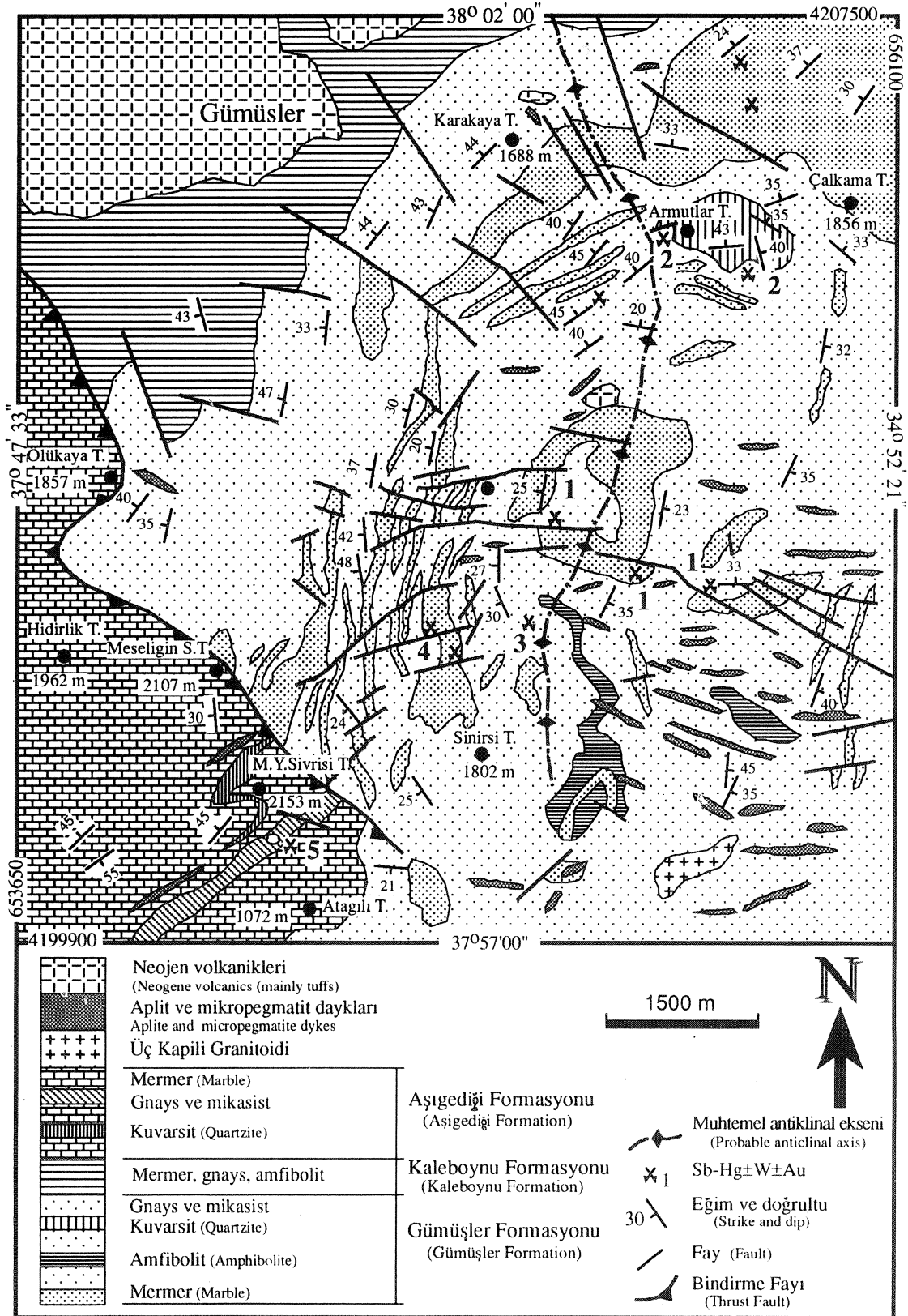
Breşik Zonlar

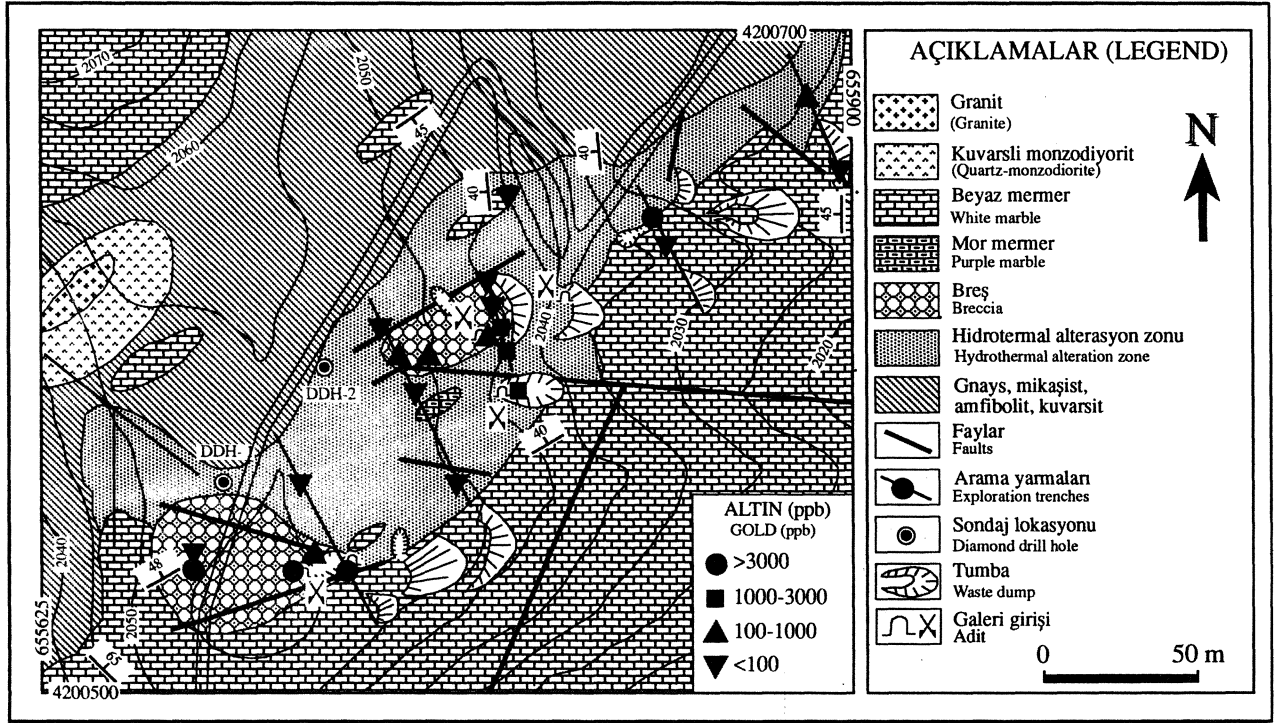
Bazı bölgelerde cevherleşme yakınlarında breşik zonlar bulunur. Bunlardan en belirgin Mehmetler Yurdu Sivrisi Tepe zinober cevherleşmesi etrafında görülen breşik zonlardır. Bu civa oluşumu ve çevresinde çok fazla sayıda küçük ölçekli fayın bulunması nedeniyle, özellikle mermer ve gnays dokanakları (çoğunlukla güney dokanak) boyunca gelişmiş olan breşik zonların faylanmaya bağlı olabileceği düşünülmektedir. Yaklaşık D-B doğrultulu ve kuzeye doğru 45-55°'lik eğimi olan breşik zonların gerçek kalınlığı yapılan sondajlar sonucu yaklaşık 25 m olarak tesbit edilmiştir. Yer yer 10 cm'e ulaşan fakat genellikle 5 cm'den küçük aşırı olarak silisleşmiş ve köşeli karakter gösteren mermer ve gnays-mikaşisli parçacıkları breşiklerin ana bileşenle-

Şekil 2. İnceleme alanının Yıldız (1978) ve Gizaw (1992) dan değiştirilerek hazırlanmış jeolojik haritası. 1: Rasih-ihsan Sb-Hg±W zuhuru, 2: Armutlar Tepe Sb±Hg zuhuru, 3: Sinirsi Tepe Sb±Hg zuhuru, 4: Ekinlik Tepe Hg±Sb zuhuru, 5: Mehmetler Yurdu Sivrisi Tepe Hg±Sb zuhuru.

Figure 2. Geological map of the study area (modified after Yıldız, 1978 and Gizaw, 1992). 1: Rasih-ihsan Sb-Hg±W occurrence, 2: Armutlar Tepe Sb±Hg occurrence, 3: Sinirsi Tepe Sb±Hg occurrence, 4: Ekinlik Tepe Hg±Sb occurrence, 5: Mehmetler Yurdu Sivrisi Tepe Hg±Sb occurrence.

GÜMÜŞLER YÖRESİ Sb ± Hg ± W CEVHERLEŞMELERİ





Şekil 3. Mehmetler Yurdu Sivrisi Tepe zuhurunun jeolojik haritası ve bu zuhur çevresindeki altın değerleri.

Figure 3. Geological map of (he Mehmetler Yurdu Sivrisi Tepe occurrence and gold concentrations in the vicinity of this occurrence.

rini oluşturur. Breşin, kontak zonunda gelişmesi de bunun bir göstergesidir. Çevrede bulunan gnayslar-mikaşitler içerisinde, genişlikleri 10 cm'den küçük, aşın silisleşmiş (ve mineralojik olarak çevrede bolca bulunan aplitik ve mikropegmatitik dayklara benzeyen) felsik dayklar görülmüş ve bu dayklar sondaj karotlarının incelenmesi sırasında, breşik zonların yakınında da gözlenmiştir (Şekil 3). Bu durum, aplitik-mikropegmatitik (felsik) daykların da breşleşme ile yakından ilişkili olabileceğini düşündürmektedir. Bazı daykların breşleşmiş olması, breşleşmenin dayk sokulumundan sonra geliştiğini gösterir.

Sb ± Hg ± W CEVHERLEŞMELERİ

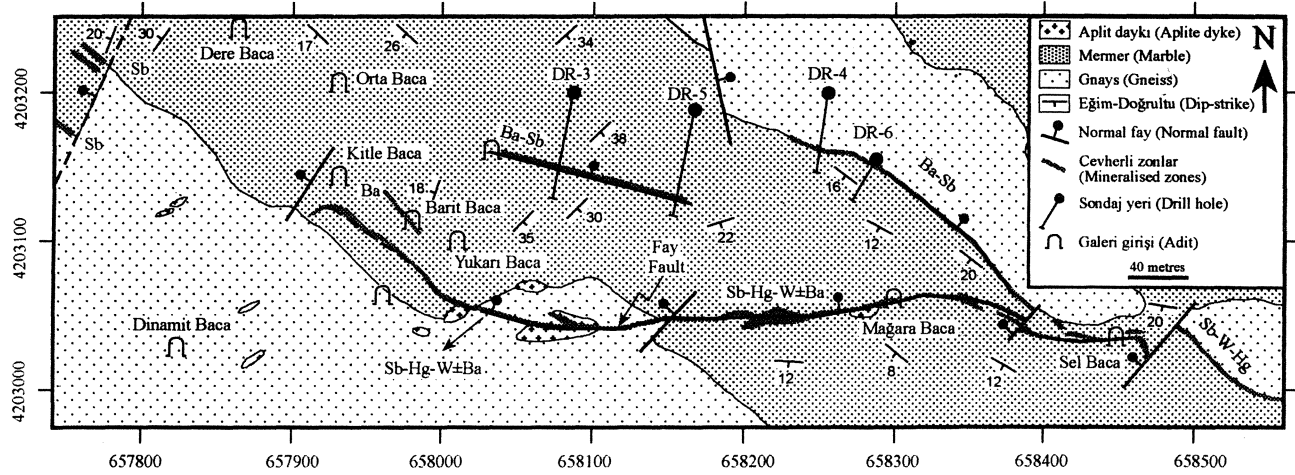
Gümüşler yöresinde değişik mineral grupları içeren birçok Sb±Hg±W cevherleşmeleri bulunmasına rağmen, bu çalışmada cevherleşmelerin en önemlileri olan Rasih-Ihsan ve Mehmetler Yurdu Sivrisi Tepe cevherleşmeleri ele alınacaktır.

Rasih-Ihsan zuhuru, Gümüşler Formasyonu içerisinde ve Gümüşler domunun merkezinde yer alır. Bu zuhur doğrultu boyunca yaklaşık 900 m uzunluğunda ve 25-10cm kalınlığında olan bir Sb-Hg-W±Ba damarı ve ona eşlik eden çok daha küçük boyutlu Ba-Sb ve Sb damarlarından oluşmaktadır (Şekil 4). Asıl cevherli zon yaklaşık D-B uzanımlı ve 25-60° kuzeye dalımlı

bir fay zonunda bulunur. Bu fay zonu, cevherli zonu dış kısımlarına doğru doğuya dalımlı bir eğim kazanır. Bu fay zonu dışında, gnayslar içinde 10 cm'den ince Sb damarcıkları da bulunur. Rasih-Ihsan cevherleşmesi yaklaşık D-B uzanımlı olan aplitik ve mikropegmatitik dayklarla yakın bir ilişki gösterir. Dayklardan bazıları Sb-Hg-W±Ba damarı tarafından kesilmiş (Şekil 4), hatta silisleşme ve kaolinleşmeye uğramıştır. Dennis (1970) daykların cevherleşme içerdiği yerlerden de bahsetmektedir. Rasih-Ihsan zuhurunu oluşturan asıl damar ve diğer damarcıklar genellikle mermer içinde, bazen mermer-gnays dokanıkları boyunca ve bazen de gnays içerisinde bulunur.

Ba-Sb damarları Sb-Hg-W±Ba damarının kuzeyinde yer alır (Şekil 4). Sondaj karotlarının ayrıntılı incelenmesi sonucunda, bu Ba-Sb damarlarının çok yaygın ve değişken boyutlarda olduğu ve yapısal olarak Sb-Hg-W±Ba damarının üzerinde yer aldığı görülmüştür. Ba-Sb damarlarının üç ayrı oluşum şekli vardır: 1) mermer içerisinde gelişmiş bulunan devamsız kırık hatları boyunca, 2) kuzey-doğuya eğimli faylar boyunca, 3) mermer-gnays dokanıkları boyunca. Bu üç tür oluşukta da barit, mermerden oluşan yan kayacı ornatmış durumdadır. Ba ve Sb zengin zonların doğrultu boyunca uzunlukları 25 m den az olup, kalınlıktan ise kırık zonlarının genişliğine bağlı olarak yaklaşık 10

GÜMÜŞLER YÖRESİ Sb ± Hg ± W CEVHERLEŞMELERİ



Şekil 4. Rasih-İhsan zuhuru ve yakın çevresinin jeolojik haritası.

Figure 4. Geological map of the Rasih-İhsan occurrence and its immediate vicinity.

cm den 80 cm ye kadar değişir.

İçerisinde birden fazla sayıda cevherli damar bulunan Rasih-İhsan cevherleşmesi bolluk derecesine göre antimonit, Sb-sülfotuzları, barit, zinober, selit, pirit, orpiment, realgar, galen, kalkopirit, sfalerit ve nabit altın içerir. Cevherleşmede ayrıca ikincil olarak gelişmiş Sb-oksitler, Zn-oksitler ve karbonatlar da mevcuttur.

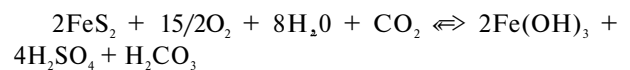
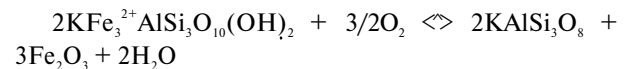
Mehmetler Yurdu Sivrisi Tepe zinober cevherleşmesi, Aşığediği formasyonu içerisinde görülen tek önemli cevherleşme olması ile Gümüşler formasyonu içerisinde bulunan diğerlerinden ayrılır (Şekil 2). Bu cevherleşme, özellikleri yukarıda verilen breşleşmiş zon (Şekil 3) içerisinde gelişmiş olan ince ve düzensiz damarcıklardan oluşur (Yıldız ve Bailey, 1974). Damarcıkların uzanımı yaklaşık D-B olup eğimleri çok değişkendir. Cevherleşme basit bir mineralojik bileşim gösterip, zinober, pirit, markasit ve çok az miktarda antimonit ve nabit altın içerir (Akçay, 1994a).

Hidrotermal alterasyon

İncelenen cevherleşmelerde gelişmiş olan hidrotermal alterasyon şekilleri birbirlerine benzer özellikler taşır. Silisleşme, dolomitleşme, kaolinleşme, serizilleşme, kloritleşme, turmalinleşme ve epidotlaşma cevherleşme çevresinde görülen başlıca alterasyon çeşitleridir. En iyi geliştiği yerde alterasyon zonunun genişliği 75 m yi geçmez (Şekil 3). Silisleşme bu alterasyon çeşitleri içinde en yaygın olanıdır ve cevherleşmeye eşlik eder. Silisleşme, cevherli zondan dışa doğru kaolinleşme ve yüzeysel oksidasyona geçiş gösterir. Alterasyon zonunun en dış kısmında ise dolomitleşme yer alır. Ancak Rasih-İhsan zuhuruna ait sondaj karotlarının incelenmesi sırasında, dolomitleşmenin cevherleşmeye eşlik ettiği de gözlenmiştir. Serizitleşme, kloritleşme, turmalinleşme ve epidotlaşma cevher-

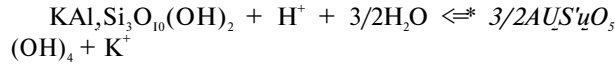
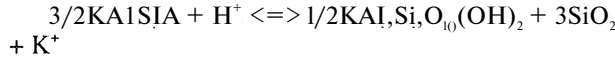
li zonların çevresinde bulunan gnays ve şistlerde oluşur. Turmalinleşme ayrıca cevherleşmeler çevresinde bulunan granitik kayalar içerisinde de segregasyonlar halinde bulunmaktadır (Akçay, 1994b). Turmalin ve kuvars üzerinde yapılan sıvı kapanım çalışmaları, hidrotermal sıvıların homojenleşme ısısının turmalinleşme esnasında 213-254°C ve antimonit oluşumuna eşlik eden silisleşme esnasında ise 137-168°C olduğunu göstermiştir (Akçay,* 1994a ve Akçay ve diğ., 1995). Bu sıvı kapanım çalışmaları, hidrotermal sıvıların (NaCl eşdeğeri) tuzluluk değerlerinin, turmalinleşme esnasında 8 ± 2.5 , antimonit oluşumuna eşlik eden silisleşme esnasında ise 4 ± 0.7 olduğunu belirtmiştir.

Mehmetler Yurdu Sivrisi Tepe zinober zuhurunda görülen breşik zonlar ve çevreleri, hidrotermal alterasyonun en iyi geliştiği yerlerdir. Silisleşme, serizitleşme ve kaolinleşmenin çok yaygın olduğu bu breşik zonlar, aşırı biçimde okside olmuştur ve bir gossan karakteri taşır. Çevrede bulunan breşler ve gnayslar içerisinde saçınımlar halinde gözlenen piritlerin yer yer limonit/hematite dönüşmüş olması, piritlerin oksidasyonunun gossanlaşmaya katkıda bulunduğunun bir göstergesidir. Ayrıca, mikroskobik olarak gözlenememekle birlikte, Rose ve Burt (1979) tarafından ayrıntıları verildiği gibi, gnayslar içinde yaygın olan demirce zengin biyotitlerin yüzeysel bozuluşu da gossanlaşmanın oluşmasında rol oynamış olabilir. Bu gossanlaşma reaksiyonları aşağıdaki gibi verilebilir:



Gnayslar içerisinde bulunan ortoklazın aşın olarak serizitleşmiş ve kaolinleşmiş olması, bu alterasyon

ürünlerinin, gnayslarda bulunan K-feldspat ve muskovitlerin hidrolizi ile geliştiğini göstermektedir.



Yörede bulunan granitik kütlelerin sokulumu sonucu, Mchmctler Yurdu Sivrisi Tepe ve güneyinde mermerler içinde 3 cm den dar manyetit damarcıkları oluşmuştur. Fakat cevherleşme çevresinde bu damarcıklara rastlanmamıştır.

Mineraloji

Gümüşler yöresi $Sb \pm Hg \pm W$ cevherleşmelerine ait mineral parajenezi, yörede bulunan bütün önemli cevherleşmelerden alınan örneklerin cevher mikroskobu, elektron mikroskobu ve mikroprob çalışmaları sonucunda oluşturulmuştur (Şekil 5). Yapılan sıvı kapanım çalışmalarıyla da desteklendiği gibi, mineral parajenezi yüksek sıcaklık minerallerinden (şelit+kuvars) düşük sıcaklık minerallerine (antimonit+zinober) doğru bir değişim gösterir (Akçay, 1994a).

Şelit sadece Rasih-lhsan cevherleşmesinde bulunur; saçınımlar (Şekil 6), ince ve devamsız damarcıklar halinde cevher damarının mermeri kestiği yerlerde kuvars ve pirit ile birlikte görülür. Genellikle mikron ölçeğinde olan şelit taneleri, birarada bulduklarında 2-3 cm büyüklüğe erişebilir. Şelit tanelerinin, $Sb-Hg-W \pm Ba$ damarının tavan blokunda mermer içinde kalsitin ornatıl-

M İ N E R A L L E R (M I N E R A L S)	CEVHER ÖNCESİ (PRE-ORE STAGE)	CEVHERLEŞME SAFHALARI (ORE STAGES)			SÜPERJEN ALTERASYON (SUPERGENE ALTERATION)
		ŞELİT (SCHEELITE)	ANTİMONİT (STIBNITE)	ZİNOBER (CINNABAR)	
CEVHERLİ ZONLAR (MINERALISED ZONES)					
Şelit (Scheelite)		██████████			
Antimonit (Stibnite)			██████████		
Realgar/orpiment				██████████	
Zinober (Cinnabar)				██████████	
Sb-sülfotuzlar (Sb-sulphosalts)				██████████	
Pirit (Pyrite)			██████████		
Markasit (Marcasite)			██████████		
Kalkopirit, sfalerit ve galen (Chalcopyrite, sphalerite and galena)			██████████		
Nabit altın (Native gold)				██████████	
Sb-oksitler (Sb-oxides)				██████████	
Zn-oksit ve karbonat (Zn-oxide and carbonate)				██████████	
YAN KAYAÇ VE GANG (WALL ROCKS AND GANGUE)					
Manyetit (Magnetite)	██████████				
Barit (Barite)		██████████			
Kuvars (Quartz)		██████████			
Ti-silikat (Ti-silicate)		██████████			
Hematt / Limonit			██████████		
Kalsit (Calcite)		██████████			
Dolomit (Dolomite)		██████████			
Siderit (Siderite)		██████████			
Serizit / Muskovit		██████████			
Kaolen (Kaolinite)		██████████			
Epidot (Epidote)		██████████			
Turmalin (Tourmaline)		██████████			
Klorit (Chlorite)		██████████			
Garnet		██████████			

Şekil 5. Gümüşler yöresi antimon, zinober ve şelit cevherleşmelerinin mineral parajenezi.

Figure 5. Mineral paragenesis of the antimony, cinnabar and scheelite occurrences of the Gümüşler area.

masıyla oluştuğu da gözlenmiştir. Şelit içinde gelişen kırıkların ve çevresindeki boşlukların bir kısmının, yer yer oksitlenmiş olan antimonitçe doldurulması, şelitin antimonitten önce oluştuğunu kanıtlar.

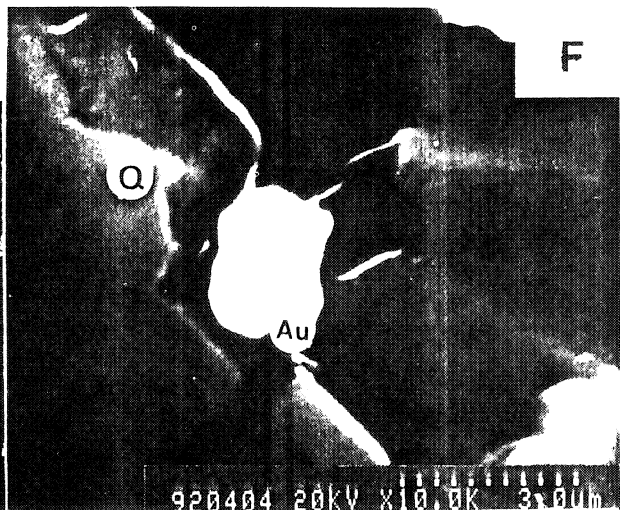
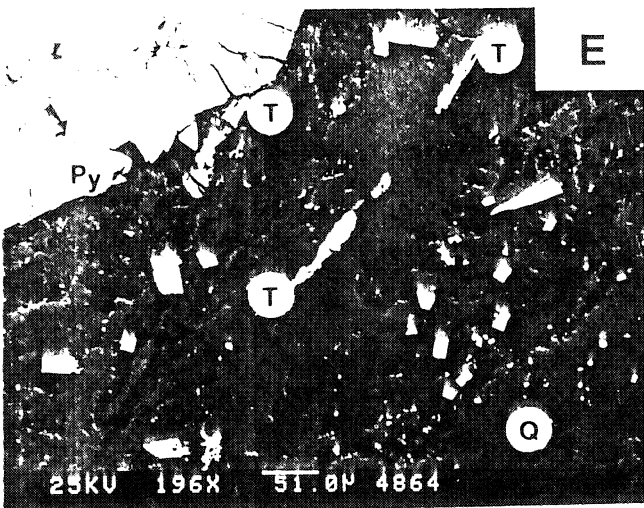
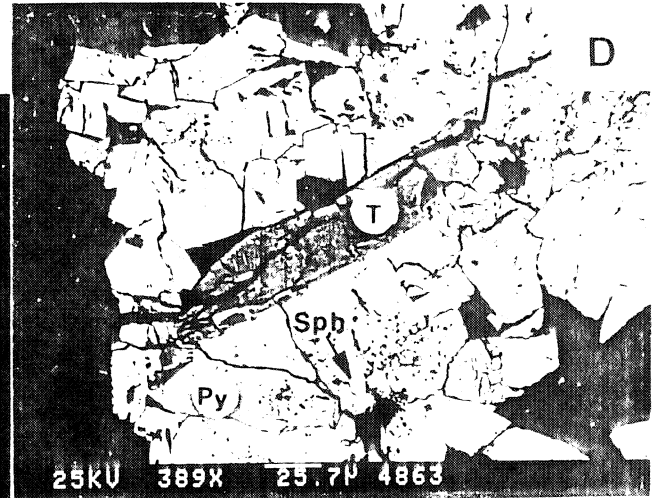
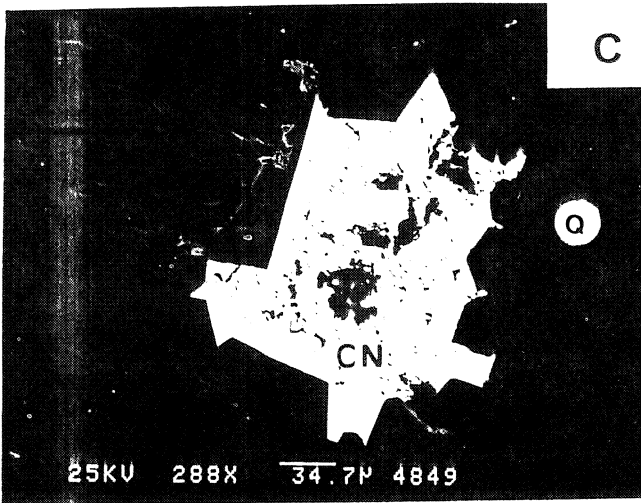
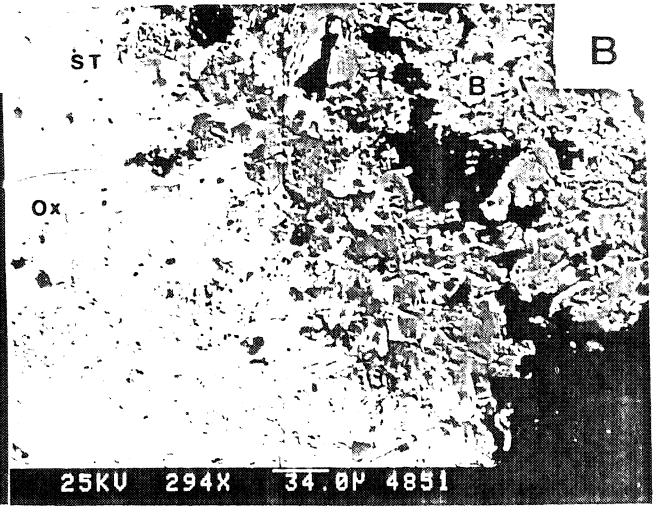
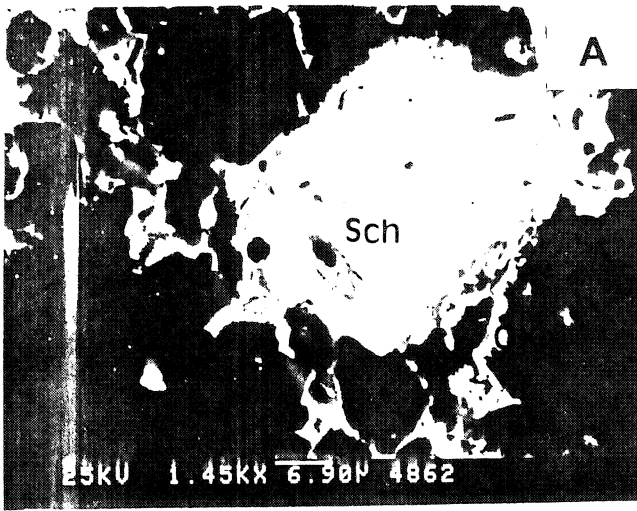
Bari t de sadece Rasih-lhsan cevherleşmesinde görülür. $Sb-Hg-W \pm Ba$ damarı içinde gang minerali olarak oluşan bari t, ayrıca kırık zonları ve kuzey-doğuya dalımlı faylar boyunca mermerler içerisinde ve mermer-gnays dokanaklarında da bulunur. Bari t içeren bu zonlarda, baritin yersel olarak mermerden oluşan yan kayacı tamamen ornattığı gözlenir. $Sb-Hg-W \pm Ba$ damarının bari t baca girişinde (Şekil 4) tamamen baritten oluşan bir gangın olması da bunun bir göstergesidir. Ba-Sb ce zengin bazı zonkırda ise mermer görünümündeki kayacın baritece zengin oluşu kimyasal analizler sonucunda anlaşılmıştır, ince kesitte latalar halinde görülen barit, şelite eşlik eden kuvarsı kesmiş ve antimonit tarafından da ornatılmıştır (Şekil 6B).

Antimonit yöredeki en yaygın cevher mineralidir ve dört değişik şekilde gözlenir: a) $Sb-Hg-W \pm Ba$ damarı boyunca 2 cm den ince damarcıklar halinde, b) mm ölçeğinden 10 cm ye kadar değişen kalınlıklarda kuvars-antimonit damarları şeklinde, c) $Sb-Hg-W \pm Ba$ damarının ve yöredeki diğer cevherleşmelerin silisleşmiş-breşleşmiş zonlarında ve Ba-Sb cevherleşmelerinde saçınımlar halinde, d) Ba-Sb cevherleşmelerinde kırık zonlarını dolduran kümeler şeklinde (Şekil 6B). Damarlarda gözlenen antimonit genellikle liilmsi veya iri

Şekil 6. Gümüşler yöresi cevherleşmelerinin mineralojik özelliklerini gösteren elektron mikroskobu fotoğrafları. A: Şelitin (Sch) çevresindeki boşlukları dolduran oksitlenmiş antimonit (Ox); B: Ba-Sb damarı içinde antimonit (ST) oksitlenmesi (Ox) ve bariti (B) ornatması; C: Boşluk dolgu şeklinde oluşmuş zinober (C) minerali; D: Yeni Ti mineralinin (T) pirit (PY) ile birlikte bulunması; E: Şistozite düzlemlerine paralel olarak gelişen yeni Ti minerali (T) ve ona eşlik eden değişen boyutlarda pirit (PY) taneleri; F: Çok ince kristalli kuvars (Q) tanelerinin arasını dolduran nabit altın (Au)?

figure 6. Electron microscope pictures showing the mineralogical features of the Gümüşler occurrences. A: Oxidation of stibnite (Ox) filling the gaps around scheelite (Sch); B: Oxidation of stibnite (ST) and its replacement of barite (B) in the Ba-Sb veins; C: Interstitial cinnabar (C) grain; D: Co-occurrence of the new Ti-mineral (T) with pyrite (PY); E: New Ti mineral (T) occurring along schistosity planes and pyrite (PY) grains of different sizes associated with this Ti-mineral; F: Native gold (Au) filling the gaps among the microcrystalline quartz (Q) grains.

GÜMÜŞLER YÖRESİ $Sb \pm Hg \pm W$ CEVHERLEŞMELERİ



çubuksu kristaller şeklinde olup, yer yer basınç lamelleri ve kink bantları içerir. Kuvars-antimonit damarlarında çatlak dolgusu olarak gelişmiş büyüme yapıları görülür. Bu yapıların merkezinde antimonit kenarlarında ise merkeze doğru büyüme gösteren kuvars bulunur.

Realgar ve orpiment çok az oranda Rasih-lhsan cevherleşmesinde (<200 mikron) saçınımlar şeklinde görülür. Antimoniti ornattığı gözlenen bu mineraller zinober tarafından kesilmiştir. Genellikle ince damarcıklar halinde görülen zinober, cevherli damarlar ve breşik zonlar içinde bazen saçınım, bazen cepler şeklinde ve bazen de kuvars kristalleri arasında boşluk dolgusu olarak bulunur (Şekil 6 C).

Pirit ve markasit iki şekilde gözlenir: yönlenme gösteren uzunlamasına gelişmiş taneler ve saçınımlar. Bunlardan ilki Mehmetler Yurdu Sivrisi Tepe zuhurunda mika-şistten oluşan yan kayaç içerisinde, şistozite düzlemlerine paralel olarak gelişmiştir (Şekil 6D ve 6E). Bu özellik Kuşçu ve Erler (1992) tarafından Çamardı bölgesi antimon yataklarında antimonit için de gözlenmiştir. İkinci grup ise öz şekilli ve yarı öz şekilli taneler halinde hem cevher minerali içeren zonlarda ve hem de alterasyon zonlarında görülür. Yalnızca bulunuş yerlerine ve şekillerine bakılarak, şistozite düzlemlerine paralel olarak gelişen pirit ve markasitin cevherleşme öncesi ve şistozite ile eş zamanlı olduğu söylenemez. Bu minerallerin sadece cevherli zonlar çevresinde bulunması ve yakın çevrelerinde cevherleşme bulunmayan mika-şistlerin pirit ve markasit içermemesi nedeniyle, şistozite düzlemlerine paralel olarak çökelmenin, bu düzlemlerin sağladığı göreceli olarak daha yüksek geçirgenlik ve poroziteye bağlı olduğu düşünülebilir.

Mineralojik açıdan bu çalışmanın en önemli noktalarından biri, varlığı tesbit edilen yeni bir titan mineralidir. Mineral, alttan aydınlatmalı mikroskopta koyu kırmızı ve kahverengi renkli ve opak görünümlüdür. Üstten aydınlatmalı mikroskopta ise hematite benzer özellikler gösterir. Gri renkli olan ve az oranda anizotropi gösteren bu mineral, pirit ile çok yakın bir ilişki gösterir ve iğnemsî şekillerde şistoziteye paralel olarak piritli şistlerde görülür (Şekil 6D ve 6E). Akçay (1995), mikroprob analizlerine göre kimyasal bileşimi yaklaşık olarak %65 TiO₂, %18 SiO₂, %4 Al₂O₃, %5 FeO, %2 V₂O₃, ~%0.7 Cr₂O₃ ve ~%6 H₂O olarak bulunan bu yeni Ti mineralinin, mika-şistler içerisinde bulunan sfenlerin bozuluşu ile oluşan sulu bir Ti-silikat olduğunu düşünmektedir. Bu mineral hakkında ayrıntılı bilgi Akçay (1995) de bulunabilir.

Gümüşler yöresi cevherleşmelerinde yersel olarak önemli değerlere ulaşan altın, en yaygın olarak Mehmetler Yurdu Sivrisi Tepe zinober zuhurunda gözlenil* ve zuhurun bir altın oluştuğu olarak düşünülmesini sağ-

lar. 2-3 mikron büyüklüğündeki mikroskobik altın taneleri Fe-oksitler içerisinde saçınımlar halinde ve bu Fe-oksitleri kesen çok ince kristalli kuvars damarcıkları içerisinde, kuvars tanecikleri arasındaki boşluklarda gözlenir (Şekil 6F). Altının kökeni konusunda yorum yapmak çok zordur. Altın, çevrede yaygın olan mika-şistlerin içerdiği piritlerden kaynaklanmış olabilir. Altın taneciklerinin yer yer Fe-oksitler içerisinde bulunması, altının, cevherleşmenin son fazlarına doğru piritlerin bozuluşu esnasında, piritlerin kafes yapısından hidrotermal sıvıya alınarak, termodinamik şartların uygun olduğu yerlerde yeniden çöktüldüğünün bir göstergesi olabilir. Bu olayda absorbant (emici) özellikleri yüksek olan Fe-oksitlerin oluşması, altının çökelmesi için uygun şartları sağlamış olabilir. Mika-şistlerde bulunan pirit tanelerinin %0.01-%0.08 (100-800 ppm; mikroprobda altının dedeksiyon limiti 100 ppm dir) arasında değişen değerlerde altın içermesi, altının kökeninin pirit olabileceği savını desteklemektedir.

Mikroprob çalışmaları sonucunda, altın taneciklerinin %3 den az gümüş içerdiği görülmüştür (Akçay, 1994a). Bu durum, yukarıdaki yoruma bağlı olarak, altının piritin bünyesinde sökülüp yeniden çöktülmesinin bir sonucu olabilir. Zira, çeşitli yataklardan elde edilen birincil ve ikincil altın minerallerinin detaylı mikroprob çalışmaları sonucunda, birincil altının gümüş içeriğinin yüksek olduğu (genellikle %3-%11) belirlenmiştir (Vasconcelos ve Kyle, 1991; Butt ve Zee-gers, 1992 and Thornber and Taylor, 1992).

Mikroprob analizleri, altın taneleri içinde değişken oranlarda FeO ve SiO₂ bulunduğunu da göstermiş olup, bu tamamen çok küçük taneli olan altının etrafında bulunan kuvars ve Fe-oksitlerin matriks etkisinden kaynaklanmaktadır (Boyle, 1979).

ALTIN POTANSİYELİ

Mehmetler Yurdu Sivrisi Tepe zinober cevherleşmesinin altın potansiyeli, önceki bölümlerde açıklanan breşik zonların ve onlara eşlik eden hidrotermal alterasyon zonunun uzanımlarına dik olarak açılan yedi yarımadan toplanan örneklerle incelenmiştir. Yarımaların uzunlukları 20-60 m genişlikleri ise 0.5-3 m dir. Yarıma örnekleri 10 m aralıklarla toplanmış olup, ayrıca açık bulunan galeriler ve breşik zonların okside kısımlarından da rastgele 13 örnek toplanmıştır. Niu Gini madencilik şirketi tarafından yapılmış olan iki sondaj da örneklenerek düşey yöndeki element değişimleri incelenmiştir. İlk sondaj 110 m derinliğe kadar örneklenmiş ve örnekler ilk 25 m lik zonda her metrede bir, daha derinlerden ise değişik karaktere sahip her birimi temsil edecek şekilde (genellikle 5 m de bir) toplanmıştır. Örneklemeye esnasında sondaj devam ettiğinden, ikinci sondaj 28 m derinliğe kadar her birim temsil edilecek şekilde örneklenmiştir. Toplanan örnekler Caleb

GÜMÜŞLER YÖRESİ $Sb \pm Hg \pm W$ CEVHERLEŞMELERİ

Brett şirketi tarafından kupclasyonla konsantre hale getirilerek grafiti fırın içeren atomik absorpsiyon aleti ile analiz edilmiştir. Bu yöntemde deteksiyon limiti 10 ppb dir.

Yüzeysel element dağılımı

Altın ve ona eşlik eden bazı elementlerin analiz sonuçlarından elde edilen istatistiki veriler Çizelge 1 de verilmiştir. Örneklerin altın konsantrasyonları 10 ppb ile 37.3 arasında değişmekte olup ortalama değer 2.7 ppm olarak bulunmuştur. Analiz sonuçları, altın zenginleşmesinin alterasyon zonu içinde ve özellikle breşik zonlarda geliştiğini göstermiştir (Şekil 3). Altının görüldüğü bu zonlar yaygın olarak silisleşmiş ve serizitleşmiştir. Serizitleşme ve altın arasındaki bu yakın ilişki, altın ile potasyum arasındaki korelasyondan da ($r=0.5$) görülebilir.

Antimon konsantrasyonunun düşük olması bu cevherleşme içinde antimonit mineralinin çok az olduğunu desteklemektedir. Bu düşük değerlere rağmen, altınla antimon arasında görülen korelasyon ($r=0.44$), antimonun epitermal yataklarda altınla olan ilişkisinin güzel bir delilidir.

Düşeyse element dağılımı

Birinci sondajın ilk 16 m lik zonu boyunca altın değerleri 1.5 ppm ile 5 ppm arasında değişir (Çizelge 1). Bu yüksek değerler breşik zondan elde edilmiştir. Bu zonun hemen altında, altın değerlerinde önemli bir düşüş görülür ve bu düşük değerler sondaj boyunca 92 m derinliğe kadar devam eder. Bu seviyede 580 ppb ye yükselen altın içeriği, örneklenen noktanın hemen yakınında bulunan breşleşmiş felsik daykla yakın bir ilişki gösterir (Şekil 7). Gümüş, antimon ve alüminyum değerlerinde de izlenen bu artışlar, cevherleşmenin felsik daykiann sokulumu esnasında ve sonrasında, dayklara eşlik eden mağmatizma sonrası sivilara bağlı olarak ge-

lişmiş olabileceğini düşündürür (Akçay 1994a ve b).

İkinci sondajın breşik zonu kesmemesi nedeniyle sondajın yüzeye yakın kısımlarından alınan örneklerde altın zenginleşmesi görülmez. Sondaj yaklaşık 8 m derinlikte oksitlenmiş, kaolinleşmiş ve silisleşmiş bir mika-şist seviyesi ve 11.5 m de de zinober ve pirit saçınımları içeren amfibolü seviyesi kesmiştir. Bu seviyelerden alınan örneklerde altın konsantrasyonlarında 4.6 ppm e kadar ulaşan bir yükselme görülür. Altının yüksek değerlere sahip olduğu bu zonlar, -8.5 m derinlikte, 5 cm den az kalınlığı olan bir felsik dayk (aplit?) tarafından kesilmiştir. Sondaj boyunca 12 m de 10 ppb gibi çok düşük seviyelere inen altın konsantrasyonu, 21 m de yeniden bir sıçrama yaparak anomali oluşturur (Şekil 7). Bu son seviyede de yine breşik karakter kazanmış olan bir felsik daykın bulunuşu dikkat çeken bir özelliktir. Bu granitik dayklar yukarıda da değinildiği gibi cevherleşmenin jenetik olarak (ısı kaynağı görevi yapan) dayk sokulumuna bağlı olduğunun bir göstergesi olabilir.

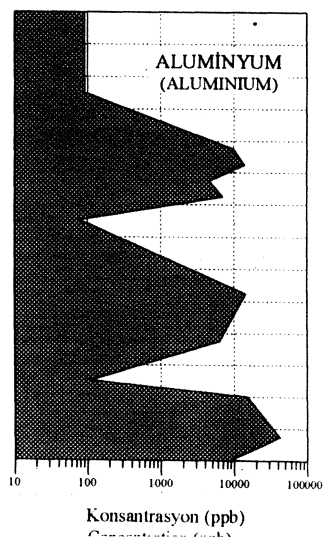
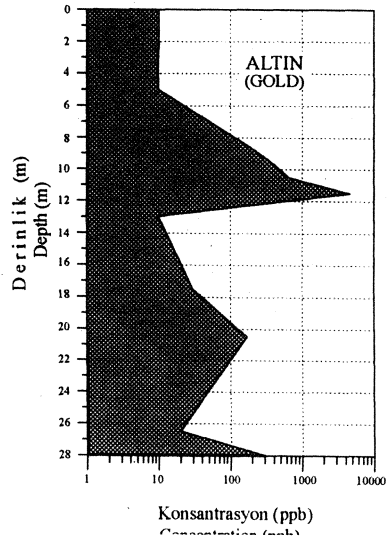
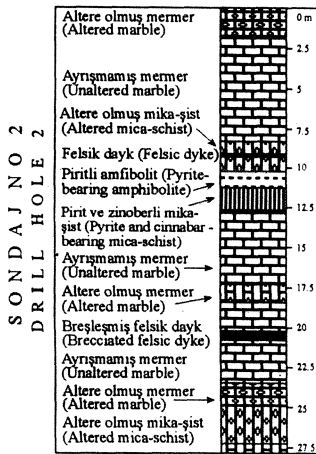
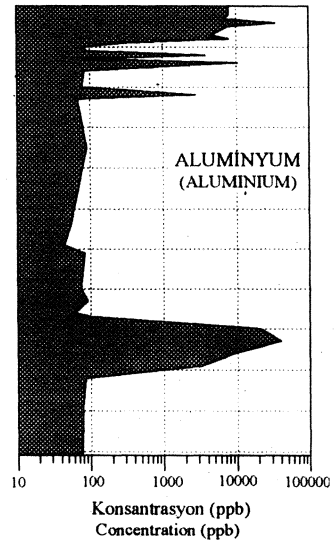
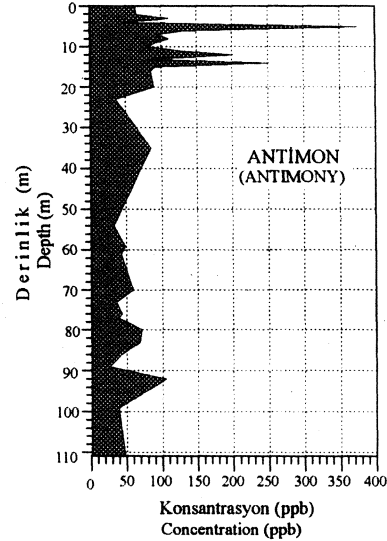
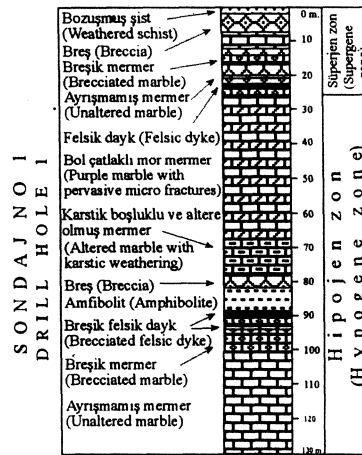
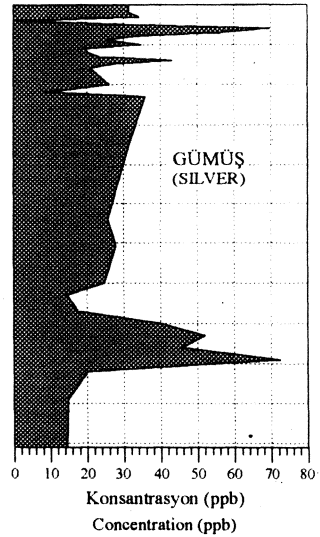
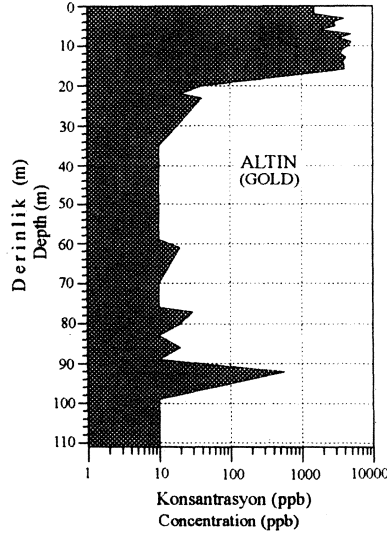
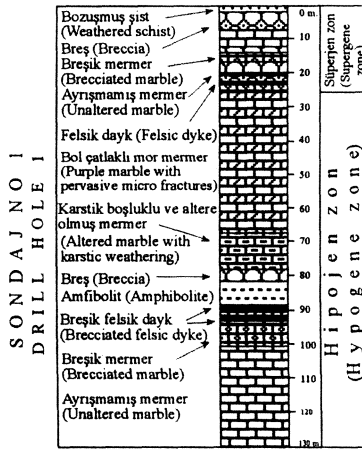
SONUÇLAR

Rasih-İhsan zuhuru, doğrultu boyunca yaklaşık 900 m uzunluğu olan bir $Sb-Hg-W \pm Ba$ damarı ve çok küçük boyutlarda Sb damarları ve $Ba-Sb$ zenginleşmeleri içerir. Genellikle mermer nadir olarak da gnaystan oluşan yan kayaç içinde görülen asıl damar, yer yer fay kontrollü olup 25-60°lik eğimle kuzeye dalımlı fay zonunda bulunur. Damarlar, fay dışında yan kayacın kırık zonlarında ve mermer-gnays dokanaklarında da gelişir. $Ba-Sb$ zenginleşmeleri ise mermerler içindeki kırık zonları boyunca, mermer-gnays dokanaklarında ve kuzeydoğuya dalımlı faylar boyunca mermer yan kayacın ornatılmasıyla oluşur. Maden zuhuru çevresinde yaygın olan Senomaniyen yaşlı felsik dayklardan bazıları silisleşmiş ve kaolinleşmiş ve $Sb-Hg-W \pm Ba$ damarı tarafından kesilmiştir. Hatta bu daykiann yer yer cevher-

Çizelge 1. Mehmetler Yurdu Sivrisi Tepe zuhurunda alınan yüzey ve sondaj örneklerinin kimyasal analiz sonuçlarının istatistiksel olarak gösterimi.

Table 1. Statistics of *t* lie results of the chemical analyses of the samples from the surface- ami drill cores at the Mehmetler Yurdu Sivrisi Tepe prosper i.

YÜZEY ÖRNEKLERİ (SURFACE SAMPLES)					I. SONDAJ ÖRNEKLERİ (SAMPLES FROM DRILL HOLE 1)			
Element (Element)	Ortalama (Mean)	Medyan (Median)	Standart sapma (St. Deviation)	Değişim aralığı (Range)	Ortalama (Mean)	Medyan (Median)	Standart sapma (St. Deviation)	Değişim aralığı (Range)
Au	2745	300	8075	10 - 37300	1664	310	1896	10 - 5000
Ag	27	28	17	5 - 78	28	26	14	1 - 72
As	984	504	1511	82 - 5664	478	156	909	58 - 5107
Sb	88	61	76	24 - 341	77	53	63	26 - 375
Fe	23485	18626	28617	137 - 95518	7709	739	13568	57 - 49844
Al	5636	4723	4326	86 - 13151	3621	92	8110	25 - 39409
K	2105	1621	1894	360 - 7524	1565	407	2409	148 - 12260
Ti	2789	861	3118	4 - 9372	1382	11	2329	1 - 7752



GÜMÜŞLER YÖRESİ $Sb \pm Hg \pm W$ CEVHERLEŞMELERİ

leşme içerdiği de görülmüştür (Dennis, 1970). Antimonu, barit, zinober, pirit, selit, orpiment-realgar en yaygın görülen mineraller olup, galen, sfalerit, Sb-sülfotuzlar ve nabit altın da az olarak bulunur. Bu mineral içeriği, mezotermalden epitermale doğru değişen bir oluşumun göstergesidir. Damar tipi ve ornatıma bağlı cevherleşmelerin bulunduğu Rasih-lhsan zuhurunun, hem bulunuş şekli ve hem de mineralojik olarak, Çin'de bulunan bazı mezotermal damar tipi W yataklarına (Liu ve Ma, 1993) ve Ba içeren mezotermal-epitermal Sb-Au yataklarına (Wu, 1993) benzer özellikler taşıması bu sonucu desteklemektedir.

Mehmetler Yurdu Sivrisi Tepe $Hg \pm Sb$ cevherleşmesi, mermer ve şist dokanağı boyunca faylanma ve küçük ölçekli felsik daykların bu kırıklı zonlara sokulumu sonucu oluşan breşik zonlar içerisinde bulunmakta, ve D-B uzanımlı ve değişken eğimlere sahip ince damarcıklardan oluşmaktadır. Ayrıca breş içinde ve breşin yakınında bulunan şistler içerisinde de saçınım halinde gelişmiş cevher mineralleri görülür. Zinober ve piritin yaygın olduğu bu zuhurda az oranda da antimonit bulunur.

Cevherleşme çevresinde gelişen hidrotermal alterasyon, silisleşme, dolomitleşme, kaolinleşme, serizitleşme, kloritleşme, turmalinleşme ve epidotlaşma şeklindedir. Yüzeysel oksidasyon çok yaygın olup yaklaşık 25 m derinliğe kadar devam eder. Cevherleşmeye eşlik eden hidrotermal alterasyon, %50-70 arasında değişen oranlarda TiO_2 ve %15-%25 arasında değişen oranlarda SiO_2 içeren ve pirit ile birlikte görülen yeni bir Ti minerali oluşturmuştur.

Mehmeler Yurdu Sivrisi Tepe cevherleşmesinde bulunan breşik zonlar altın bakımından önemli olup 37.3 ppm'e kadar varan altın değerleri içerirler. Bu yüksek altın değerleri, birinci sondaj boyunca, breşik zon içinde oksitleşme ve silisleşmenin yoğun olduğu 16 m derinliğe kadar gözlenir. Altın mineralojik olarak Fe-oksitler içinde ve bu oksitleri kesen ikincil kuvars damarcıklarındaki çok ince kuvars tanecikleri arasında bulunan boşluklarda gözlenir.

Yüksek altın konsantrasyonlarının elde edildiği zonların yakınında, ince damarlar şeklinde sokulum yapmış breşleşmiş felsik daykların bulunuşu ve Rasih-İhsan zuhurunda bu dayklardan bazılarının cevherleşme tarafından kesilmesi, cevherleşmenin dayklardan sonra ve dayk sokulumuna eşlik eden mağmatizma son-

Şekil 7. Mehmetler Yurdu Sivrisi Tepe zuhurunda yapılan 1. ve 2. sondajlar boyunca altın, gümüş, antimon ve alüminyumun derinliğe bağlı olarak değişimi.

Figure 7. Variation of gold, silver, antimony and aluminium along drill holes 1 and 2 at the Mehmetler Yurdu Sivrisi Tepe occurrence.

rası sıvılardan oluşmuş olabileceğini düşündürmektedir. Granit-cevherleşme arasında benzer jenetik ilişkiler İngiltere'de Moore (1975) tarafından, Kanada'da Scratch ve diğerleri (1984) ve Seal ve diğerleri (1988) tarafından gözlenmiştir.

KATKI BELİRLEME

Bu çalışmanın yapılması için finansal destek sağlayan Milli Eğitim Bakanlığının tüm görevlilerine müteşekkirim. Bu makaleyi inceleyen Sayın Yrd. Doç. Dr. Necati Tüysüz, Leicester Üniversitesi öğretim üyelerinden sayın Dr. Charlie J. Moon, Sayın Dr. Barry C. Scott ve Sayın Dr. Jeremy Richards'a şükranlarını sunarım. Ayrıca, bu çalışma esnasında yapılan sayısız tartışmalarda fikirlerinden istifade ettiğim, çok talihsiz şekilde hayatını kaybeden yakın arkadaşım Sayın H. Mustafa Özkan'ı da saygıyla anıyorum.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Akçay, M., 1994a, Genesis of the Stibnite-Cinnabar-Scheelite Deposits of the Gümüşler Area, Niğde, Central Turkey and Implications on Their Gold Potential: Doktora tezi (yayımlanmamış), Leicester Üniversitesi, İngiltere.
- Akçay, M., 1994b, Mineral Chemistry of Tourmalines from the Gümüşler Sb-Hg-W Deposits (Niğde Massif, Central Turkey): Geosound, 24, 151-161.
- Akçay, M., 1995, Mineral Chemistry of a Newly Discovered Ti-Silicate: Turkish Journal of Earth Sciences, incelemede.
- Akçay, M., Moon, C.J., ve Scott, B.C., 1995, Fluid Inclusions and Chemistry of Tourmalines from the Gümüşler Sb-Hg±W Deposits Of The Niğde Massif (Central Turkey): Chemie Der Erde. Baskıda.
- Boyle, R.W., 1979, The Geochemistry of Gold and Its Deposits: Geological Survey of Canada Bulletin 280, Ottawa, Canada.
- Butt, C.R.M., Zeegers, H., 1992, Regolith Exploration Geochemistry in Tropical and Subtropical Terrains: Handbook of Exploration Geochemistry, 4, Elsevier, Amsterdam.
- Dennis, R.A., 1970, The Mineralization at the Hg-Sb-W Mine near Niğde, South-Central Turkey: Master tezi, Swansea University.
- Ercan, T., 1986, Orta Anadoludaki Senozoyik volkanizması: MTA Dergisi, 105-106, 119-136.
- Gizaw, A.T., 1992, Geology and Mineralisation of Gümüşler Area (Niğde, Turkey): Master tezi, ODTÜ, Ankara, Turkey.
- Göncüoğlu, M.C., 1986, Geochronological data from the southern part (Niğde area) of the Central Anatolian Massif: Bulletin of the Mineral Research and Explorati-

- on Institute of Turkey, 105-106, 83-96.
- Göncüoğlu, M.C., 1981, Niğde masifinin jeolojisi: iç Anadolu'nun Sempozyumu, 16-19, Ankara.
- Kleyn, V.D., 1970, Recommendation of Exploration for Mineralization in the Southwestern Part of Niğde-Çamardı Massif: MTA Raporu, Ankara (yayınlanmamış).
- Kuşçu, L, Erler, A., 1992, Geology and Mineralogy of the Madsan Antimony Deposit (Çamardı-Niğde). *Geosound*, 21, 163-177.
- Liu, Y. and Ma, D., 1993, Vein-type tungsten deposits of China and adjoining regions: *Ore Geology Reviews*, 8, 233-246.
- Moore, J.M., 1975, A mechanical interpretation of the vein and dyke systems of the southwest England orefield: *Mineralogical Deposits*, 10, 374-388.
- Oygiir, V., Erkale, H.E., Erkan, N., Karabalık, N., 1984, Niğde Masifi Demir Cevherleşmeleri Maden Jeolojisi Raporu: MTA Raporu, 7521, Ankara.
- Özgüneyli, A., 1978, Niğde-Çamardı kristalin masifi genel prospeksiyon çalışması ve demir-baz metal wolfram ve altın cevherleşmeleri hakkında çalışma raporu: MTA Raporu, 6851.
- Rose, A.W., Burt, D.M., 1979, Hydrothermal alteration: *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits* (Ed.: H.L. Barnes), 2nd ed., 173-227, John Wiley & Sons, New York.
- Scratch, R.B., Watson, G.R., Kerrich, R., Hutchinson, R.W., 1984, Fracture-controlled antimony-quartz mineralization, Lake George deposit. New Brunswick: mineralogy, geochemistry, alteration, and hydrothermal regimes: *Economic Geology*, 79, 1159-1186.
- Seal, R.R., Clark, A.H., and Morrissy, C.J., 1988, Lake George, southwestern New Brunswick: a Silurian, multi-stage, polymetallic (Sb-W-Mo-Au-base metal) hydrothermal centre: Recent Advances in the Geology of Granite-Related Mineral Deposits (Ed.: R.P. Taylor, D.F. Strong), Special volume 39, CIMM, 252-264.
- Thornber, M.R., Taylor, G.F., 1992, The mechanism of sulphide oxidation and gossan formation: *Regolith Exploration Geochemistry in Tropical and Subtropical Terrains* (Ed.: C.R. Butt, H. Zeegers), *Handbook of Exploration Geochemistry*, 4, 155-138, Elsevier, Amsterdam.
- Vasconcelos, P., Kyle, R., 1991, Supergene geochemistry and crystal morphology of gold in a semiarid weathering environment: application to gold exploration: *J. Geochem. Explor.*, 40, 115-132.
- Wu, J. 1993, Antimony vein deposits of China: *Ore Geology Reviews*, 8, 213-232.
- Yıldız, M., 1978, Türkiye'de Bazı Civa Yataklarının Oluşum ve Mukayesesi: MTA Yayın No: 173, Ankara.

Marmara Denizi dip sedimanlardaki kararsız demir formlarının dağılımı

Distribution of labile forms of iron in bottom sediments of the Marmara sea

Hüseyin ÖZTÜRK İstanbul Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Avcılar, İstanbul
Kazimeras SHIMKUS P.P. Shirshov Institute of Oceanology Southern Branch, Russia

Öz

Marmara Denizi dip sedimanlarında demirin kararsız formları %50 civarında olup baskın tür Fe^{+2} dir. Sığ ortamlarda Fe^{+2} , derin ortamlarda ise Fe^{+3} baskın tür olarak izlenilir. Marmara Denizi'nde 480 metreye kadar genellikle oksik sedimanlar derinde, anoksik sedimanlar sığ alanlarda bulunmaktadır. Bu durum; Marmara Denizi dip sedimanlardaki oksidasyon koşullarının Karadeniz'in tersine olduğunu göstermektedir. Sığ deniz sedimanlardaki indirgen özellik, esas olarak ortamdaki yüksek sedimentasyon nedeniyle sedimanla deniz suyunun oksitlenmeye yetecek etkileşim zamanını bulamamasından kaynaklanmaktadır. Sığ su sedimanlardaki indirgenme işlemleri hem antropojenik yüklerle hem de kıyasal alandaki farklı kökene sahip yüksek orandaki organik madde dekompozisyonu ile ilişkili olmalıdır. Derinlere doğru Fe değerinin azalmayı tersine artışının nedeni ortamdaki düşük sedimentasyon oranı ve Ege Denizi'den gelen dip su akıntısıdır. Düşük sedimentasyon oranına sahip görece derin ortam sedimanları, devam eden dip akıntılarıyla uzun süreli sediman deniz suyu etkileşimine maruz kalmakta ve oksitlenebilmektedir.

Genellikle derine doğru (110-380 m.) izlenen Fe^{+3} den oluşma oksidik düzey ağır metallerin dip sedimanlarında tutulmasına, sığa doğru (25-110 m.) baskın olan indirgen koşullar ise sedimandan ağır metallerin çözünmesine ve deniz suyuna boşalmasına olanak vermektedir.

Demirin kararsız formlarının organik maddeyle zayıf pozitif korelasyon göstermesi, dip sedimanlardaki demirin önemli ölçüde teknojenik kökenli olduğunu gösterir. Demir ile birlikte pozitif korelasyona sahip Pb, Zn, Ni, Cu değerlerinin sediman üst düzeylerindeki artışları kısmen diyagenetik göçler, kısmen de teknojenik antropojenik kirlenmeyle ilişkilidir.

Dip sedimanlarının Fe^{+2} / Fe^{+3} değerleri güneye göre kuzey sahili boyunca daha yüksektir. Bunun muhtemel nedeni ise, Ege suyu dip akıntısının ve ilişkili oksidasyon işlemlerinin güney sahili dip sedimanlarında etkili olmasıdır.

Anahtar Sözcükler: Marmara denizi, dip sedimanlar, kararsız demir formları

Abstract

*Average labile forms of iron from the bottom sediments of the Marmara Sea is 50% of the total iron and dominant ion is Fe^{*2} . Fe^{*2} is the dominant species of the labile forms at the shallow areas; whereas Fe^{*3} is dominant at the deeper part of the basin. The labile form distribution of iron indicate that oxidation state of the Marmara Sea sediments is reverse of that of the Black Sea: i.e. anoxic sediments are found at the shallow levels and generally oxic sediments are recovered at the depth of 480 m. The dominance of Fe^{*2} near coastal areas is related to high sedimentation rates and reduction processes in the bottom sediments. These reduction processes could be related to decomposition of organic matter which is generated either by primary biological productivity of the sea or by terrestrial input. The increase in the amount of Fe^{*3} towards the deeper part could be explained by low sedimentation rates and long term bottom current activity of Aegean Sea in the study area. Bottom sediments of the Marmara Sea could be oxidised by this long term ventilation processes and associated sea water-sediment interactions under the low sedimentation conditions.*

*The oxidic level of the deeper part of the Marmara Sea (110-480 m.) which is mainly composed of Fe^{*3} constitutes favorable conditions which allows the trapping of the heavy metals within sediments; whereas reducing conditions at the shallow water areas give rise to the dissolution of heavy metals from the sediments and then migration into the sea water.*

Weak positive correlation between labile forms of iron and organic matter implies technogenic iron input. The increasing values of Pb, Zn, Ni, Cu on the upper levels of sediments is related to both diagenetic migration and technogenic-anthropogenic contamination.

*Fe^{*2} / Fe^{*3} values of the northern coast are higher than those of the southern coast. This difference may be due to effect of the bottom water current pattern of Aegean Sea in the study area, which causes oxidation of deep sediments particularly in the south.*

Key Words: Marmara sea, bottom sediments, labile forms of iron.

GİRİŞ

Demirin +2 ve +3 değerlikli bileşiklerinin duraylılığı redoks potansiyeli ve pH'ya bağlı olup, koşulların değişimiyle +2 ve +3 değerlikli türler birbirlerine dönü-

şebilmektedir. Bu dönüşüm, sedimentasyon havzasında sedimandan deniz suyu etkileşimiyle sağlanmaktadır. Demirin +3 değerlikli bileşikleri yükseltgen ve hafifçe alkali ortamlara, +2 değerdekileri ise indirgen koşullara

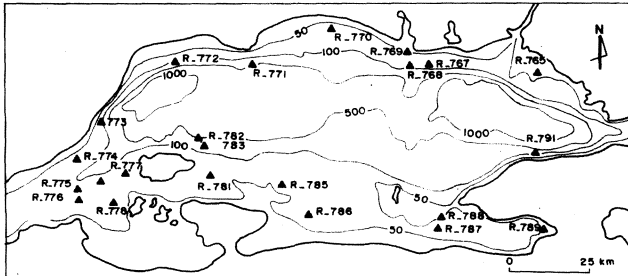
özgüdür (Krumbein ve Garrels 1952, Krouskopf, 1967). Kayaçlarda başlangıçta yüksek oranlarda bulunabilen +2 değerlikli demirler kaynıçların atmosferle teması sonucu veya çözünmüş oksijence zengin yeraltısuyu etkisiyle +3 değerine dönüşür. Alterasyona dayanıklı bazı silikatlardaki demirler (inörtik formlar) hariç, tamamen +3 değerlikli demirler içeren kırıntılılar sedimantasyon ortamına taşınırlar. Sedimantasyon ortamındaki pH ve Eh koşullarına bağlı olarak ortamdaki +3 değerlikli demir +2 ye indirgenir veya +3 değerlikli olarak duraylı kalır. Bu bağlamda denizel tortullardaki +2 ve +3 değerlikli demir oranları ortamın fizikokimyasal karakterini yansıtır. Böylelikle denizel ortama ait taban koşullarının havza boyutunda değerlendirilmesi, sediman deniz suyu etkileşimi ile diyajenetik süreçlerin tartışılması mümkün olabilir. Marmara Denizi dip sedimanlarında ağır metal konsantrasyonları (Alavi 1986, Bodur 1991, Shimkus ve diğ., 1993) ve petrol türevleri ile radyoaktif kirlenme üzerine yapılmış çalışmalara (Shimkus ve diğ., 1993) karşın, demirin değişken formları üzerine herhangi bir çalışma şimdiye dek yapılmamıştır.

MATERYAL VE METOD

Marmara Denizindeki araştırmalar, İstanbul Üniversitesi ile Rusya'nın Shirshov Okyanus Araştırma Enstitüsü arasındaki ortak proje kapsamında, 1992 yılının Ağustos ve Eylül aylarında gerçekleştirilmiştir. Bu çalışmada; güncel kirlenme etkisinin çarpıcı bir şekilde belirlenmesi amacıyla genellikle sığ self alanlarında 22 noktadan (Şekil 1) dip örnekleri alınmıştır.

Örnekleme, sedimanın en üstündeki 5 cm'lik düzenden grapla yapılmıştır. Örnekler üzerinde mineralojik, granülo-metrik, jeokimyasal ve biyolojik çalışmalar yürütülmüştür. Dip sedimanlarında jeokimyasal, mineralojik ve granülo-metrik analizler Shirshov Oceanology Enstitüsü'nde gerçekleştirilmiştir.

Fe, Mn, Pb, Zn, Cu, Ni, Cd analizleri atomik absorpsiyon spektrofotometresiyle yapılmıştır. 100 °C sıcaklıkta, değişik nitrik asitle sedimentten çözeltiyeye alınan Hg, alevsiz atomik absorpsiyonla tayin edilmiştir. Organik karbon (Corg) ise elektrometrik yöntemle belirlenmiştir.



Şekil 1. Marmara Denizi'nde örnek alınan istasyonlar.

Figure 1. Sediment sampling stations in the Sea of Marmara.

lenmiştir. Labii oluşuklara ait Fe⁺² ve Fe⁺³ analizleri ise oda sıcaklığında ıslak numuneden yapılmıştır. Labil formlar için sülfirik asitle muamele edilen örnekte Fe⁺² bikromatla, Fe⁺³ ise thiosüfatla (Sokolov, 1980) titre edilmiştir. İşlem sırasında sağlam bağ yapıdaki etkilenmeyen demir formları (inörtik formlar) ayrıca hesaplanmıştır.

DİP SEDİMANLARININ GENEL

ÖZELLİKLERİ

Marmara Denizi'nin 25 m. gibi sığ su alanlarında karbonatlarca zengin kumlu çamurlar yer almaktadır. Kıyılarda dar bir kuşak şeklinde izlenen kumlu çamur veya çamurlu kumlar derinlere doğru siltli ve kilili çamurlara geçmektedir. Yine derin ortama doğru sedimentlerin karbonat değerleri de düşmektedir (Tablo 1).

Sediman tanımlamalarında kil, silt, -kum boyutu için sırasıyla., >0.05, 0.05 - 0.005, <0.005 mm. değerleri esas alınmıştır (Şekil 2). Karbonat tanımlaması ise terrijen karbonatsız (<%10 CaCO₃), terrijen düşük karbonatlı (% 10-30 CaCO₃) ye terrijen karbonatlı (%30-35 CaCO₃) şeklinde yapılmıştır.

Dip sedimanlarının mineralojik bileşimi, çoktan aza doğru kuvars, kalsit, plajyoklaz, illit, kaolinit, klorit, aragonit, K Feldspat, montmorillonit, dolomit ve jipsten oluşmaktadır. Buna %5 civarında amorf malzeme de eşlik etmektedir.

TARTIŞMA

Marmara Denizi dip sedimanlarındaki ağır metal kirliliğinin tartışılması, sediman ile deniz suyu etkileşiminin ne ölçüde geliştiğinin belirlenmesini gerektirmektedir. Zira sediman; deniz suyundan ağır metal iyonlarını kendine bağladığı gibi kendi metallerini de deniz suyuna verebilmektedir. Dip sedimanlarındaki biyojeokimyasal olaylar esas olarak kompleks organik maddenin bakteriyel fermentasyonu ile başlamaktadır (Lovley ve Klung 1986, Mc Mahon ve diğ., 1992). Bu olaylar, dip sedimanlarındaki indirgenme süreçlerini yönlendirdiği için özellikle önemlidir. Sediman içindeki organik maddenin bakteriyel fermentasyonu ile başlıca H₂, CO₂, CH₄, H₂S gibi gazlar yanında organik asitler (çoğunlukla asetik asit) ve asetatlar oluşmaktadır (Şekil 3). Organik madde ortamdaki oksijeni kullanarak direkt CO₂ ye dönüştüğü gibi fermentasyon asitleri de benzer şekilde CO₂ ye oksitlenebilirler. Böylelikle dip sedimanlarındaki oksijen tüketimiyle anoksik, organik asit ve formatların gelişimiyle de asidik ortama ulaşılır. Anoksik koşullarda ortamdaki sülfatlarda ve demirlerde indirgenme işlemleri başlar. Bu olaylar sonucunda oluşan düşük Eh ve pH koşulları sediment bünyesine bağlı metallerin çözünmesini kolaylaştırır. Bu işlemler, sedimanın gömüldükten sonra termal olgunluğa

MARMARA DENİZİ DİP SEDİMANLARI

Tablo 1. Marmara Denizi dip sedimanlarının CaCO₃, Corg, ağır metal içerikleri ve sediman tipleri: c.s.m: karbonatlı kumlu çamur, L.c.m.s: düşük karbonatlı çamurlu kum, L.c.s.sl: düşük karbonatlı kumlu silt, N.c.m: karbonatsız çamur, L.c.m: düşük karbonatlı çamur, N.c.sl: karbonatsız silt.

Table 1. CaCO₃, Corg, heavy metal contents and types of bottom sediments of the Sea of Marmara: c.s.m: calcareous sandy mud, L.c.m.s: low calcareous muddy sand, L.c.s.sl: Low calcareous sandy silt, N.c.m: Non calcareous mud, L.c.m: Low calcareous mud, N.c.sl: Non calcareous silt.

İstasyon Station	Sediment türü Sediment type	Derinlik Depth (m)	% Ağırlık Weight %				n x 10 ⁻⁴ %					n x 10 ⁻⁶ %
			CaCO ₃	Corg	Fe	Mn	Cu	Zn	Pb	Ni	Cd	Hg
R-765	c.s.m.	25	43.66	1.57	2.09	0.027	37	115	86	38	2.4	17
R-776	c.s.m.	58	32.67	0.52	2.89	0.068	18	78	43	64	2.4	4
R-768	L.c.m.s.	110	12.83	0.48	1.70	0.030	14	60	28	44	1.4	3
R-778	L.c.m.s.	60	10.83	0.41	2.04	0.042	13	62	34	30	1.5	6
R-769	L.c.s.sl.	45	18.25	1.12	2.70	0.045	24	89	41	69	1.8	9
R-789	N.c.m.	31	8.33	1.44	3.82	0.048	45	130	40	94	1.3	7
R-786	L.c.m.	49	10.25	1.20	3.70	0.059	30	90	41	106	2.0	18
R-788	L.c.m.	54	16.25	1.84	3.24	0.065	30	100	44	102	2.2	8
R-770	L.c.m.	55	14.58	1.43	3.37	0.048	26	90	40	90	1.8	5
R-787	N.c.m.	57	9.17	1.51	3.60	0.071	30	113	47	115	1.9	21
R-781	L.c.m.	60	10.25	1.27	3.71	0.079	32	104	52	83	2.2	6
R-785	L.c.m.	64	11.92	1.11	3.60	0.078	23	99	58	106	2.0	11
R-774	L.c.m.	65	13.25	0.82	4.05	0.077	26	101	41	125	1.2	6
R-775	L.c.m.	66	11.67	0.97	3.86	0.090	27	100	58	91	1.5	13
R-777	L.c.m.	67	10.33	1.17	3.50	0.076	29	98	52	72	1.5	12
R-773	L.c.m.	70	12.75	0.89	3.90	0.068	26	100	34	115	2.0	10
R-767	L.c.m.	73	16.75	1.07	3.15	0.053	28	92	52	74	1.6	20
R-791	N.c.sl.	325	9.42	-	3.74	0.089	33	113	56	80	1.0	9
R-772	L.c.m.	273	11.50	1.21	3.48	0.060	30	95	38	100	2.5	7
R-771	L.c.m.	315	12.00	1.12	3.38	0.053	27	88	34	91	1.7	14
R-783	L.c.m.	400	10.00	1.00	3.95	0.092	37	103	55	103	1.8	13
R-782	L.c.m.	480	9.83	1.18	3.95	0.124	37	108	61	101	2.2	4
Aritmetik ortalama Mean value \bar{x}			14.4	1.1	3.33	0.065	28.4	96.7	47	86	1.8	10

erişmesini beklemeksizin gelişebilir (Mac Mahon ve diğ., 1992). Asidik ve indirgen koşullarda (pH>7 ve Eh<0) sediman bünyesinden çözülen ağır metal iyonları gözenek suyuyla yukarı transfer olmakta veya yükselişi sırasında sediman, deniz suyu ara yüzeyine yakın kesimlerde çökelmektedir. Böylelikle sedimanın bazı element içerikleri özellikle üst kesimlerde doğal bir artış gösterebilmektedir.

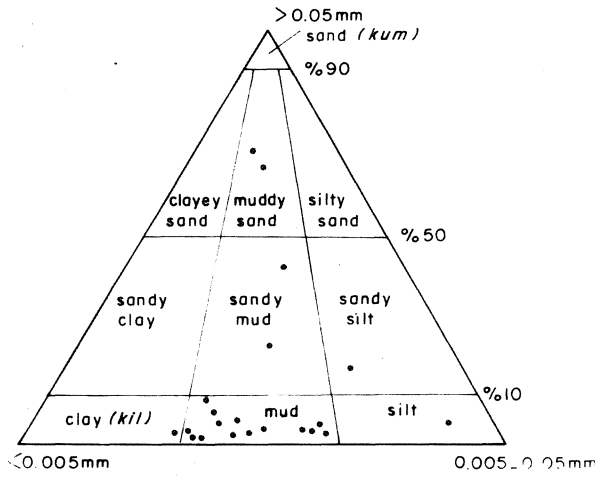
Marmara Denizi'ndeki daha önceki çalışmalarda, dip sedimanlarındaki biyojenik maddelerde piritik dolguların olduğu belirtilmiştir (Alavi, 1986, Bodur, 1991). Ayrıca Alavi (1986), Marmara Denizi'nin İstanbul Boğazı girişine yakın alanlardaki sediman üst düzeylerinde Pb, Zn değerleri açısından belirgin bir pozitif anomali saptamıştır (Şekil 4).

Söz konusu Pb ve Zn değerlerinin sedimanın üst düzeylerindeki artışlarının güncel kirlenmeden mi, yoksa diyajenetik göçlerden mi kaynaklandığı sorusu pek çok denizel ortam için tartışma konusu olmaktadır. Bu olgunun irdelenmesi, sediman içindeki fizikokimyasal koşulların diyajenetik metal göçlerine uygun olup olmadığının belirlenmesini gerektirir. Öte yandan ağır metal

değerlerinin sediman üst düzeylerindeki artışı çoğu okyanusal alanlarda bilinen bir olgudur ve bu artışın diyajenetik göçlerle olduğu açıklık kazanmıştır (Yamamoto, 1992). Yine bu okyanusal alanlarda sediman bünyesinden deniz suyuna Mn, Fe, Co, Ni, Cu boşalmalarının olduğu ve bununla ilişkili ferromanganez nodüllerinin geliştiği bilinmektedir (Healt 1981, Roy ve diğ., 1990, Hein ve diğ., 1992).

Dip sedimanlarında indirgenme olaylarını yönlendiren organik madde ile indirgen ortam koşullarının ürünü olan +2 değerlikli demir arasında yüksek pozitif korelasyon beklenir. Marmara Denizi dip sedimanlarında organik karbon (Corg) ile Fe⁺² değerleri arasında bir korelasyon kurulamaz (Şekil 5). Bu durum ise, dip sedimanlarındaki demir konsantrasyonlarının doğaya uygun davranmadığını ve önemli ölçüde teknojenik kökenli olduğunu gösterir.

Marmara Denizi güncel sedimanlarındaki toplam demir değerleri derine doğru bir artış gösterirken +2 değerlikli demir sığ alanlarda oldukça yüksek değerler vermektedir (Tablo II). Atmosferle temasta olan ve bu nedenle iyi havalanması beklenen sığ alanlarda, genel-

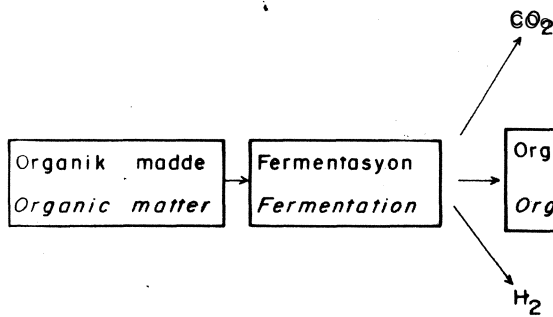


Şekil 2. Marmara Denizi dip sedimanlarının kum-silt-kil İrak silyonları.

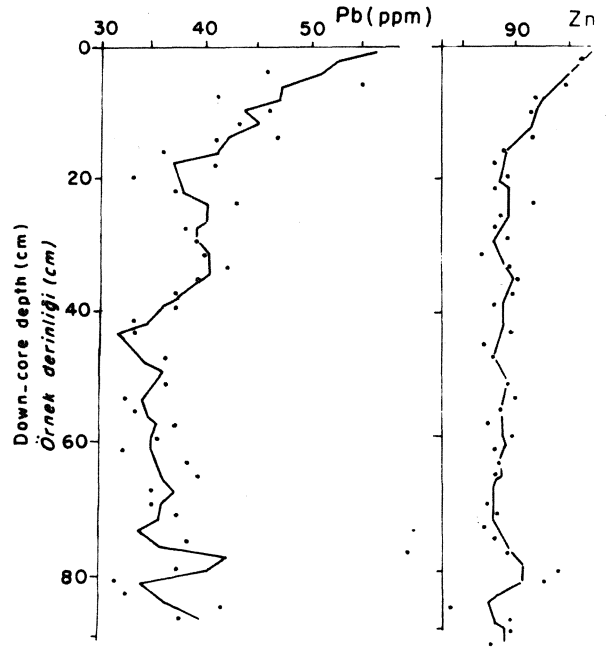
Figure 2. Sand-silt-clay fractions of the recent sediments of Sea of Marmara.

de baskın olan redüktif koşullar ilgi çekicidir. Buradaki redüksiyon* olayları, esas olarak antropojenik kaynaklı kirlenmeden hem de farklı kökene sahip yüksek organik madde girdisinden kaynaklanmalıdır. Bu alanlardaki yüksek organik madde kaynağı, hem denizel ortamdaki primer organik madde üretimi, hem de karasal girdi olmaktadır. Organik madde dekompozisyonundan kaynaklanan indirgenme işlemleriyle Fe^{+3} Fe^{+2} ye indirgenmiş olmalıdır. Kıyasal alanlardaki en yüksek Fe^{+2} değeri Gemlik Körfezi'nde elde edilmiştir. Sülfirik asitle yapılan muameleden çıkan H_2S kokusu buradaki çamurlarda piritlerin varlığını göstermiştir. Gerek %50 civarındaki labil formlar, gerekse %1'in üzerindeki Fe^{+2} değerlerine ulaşan (Şekil 6) Marmara Denizi dip sedimanları, Kara Deniz sığ su sedimanlarıyla (Morozov ve diğ., 1987) benzerlik göstermektedir.

p_e+2 ve p_e+3 Q_n derinlikle olan ilişkisi incelendiğinde (Şekil 7) derine doğru ö/ellikle Fe^{+2} acısından belir-



Şekil 3. Kompleks organik maddenin fermentasyonu ile demir ve sülfatlarındaki indirgenme işlemlerinin akış şeması (Mc Mahon ve diğ. (1992) den basitleştirilerek).



Şekil 4. Marmara Denizi KD'sundaki dip sedimanlarının Pb - Zn değerleri (Alavi 1986'dan).

Figure 4. Pb-Zn contents of the sediments to the northeast of the Sea of Marmara (From Alavi, 1986).

gin bir artış görülür. Dip sedimanlarında en yüksek Fe^{+3} değeri R-782 noktasında, 480 m'de elde edilmiştir. Sığ kesimlerdeki istasyonlardan R-781 de ise (60 m.) ikinci en yüksek değer elde edilmiştir. Derinlere doğru toplam Fe yanınba Mn değerlerinde de belirgin bir artış görülmektedir. En yüksek Mn değerinin de 480 metredeki R-782 istasyonundan elde edilmesi, sığa göre derin alandaki yüksek oksitlenme koşullarına işaret etmektedir. Marmara Denizi dip sedimanlarında çalışmalar yapan Ergin (1995), derinlikle birlikte manganez değerlerinin arttığına dikkat çekmiş, buradaki manganez çökelimlerinin diyajenetik-hidrojenetik veya hidrotermal işlemlerle gelişebileceğini belirtmiştir. Araştırma-

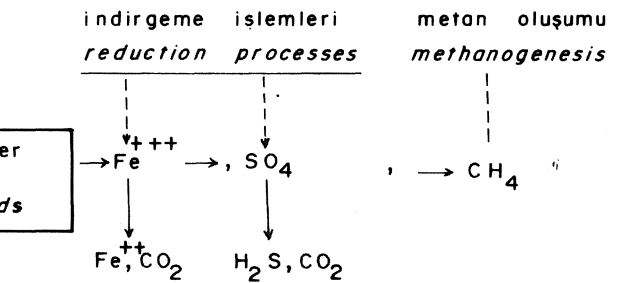
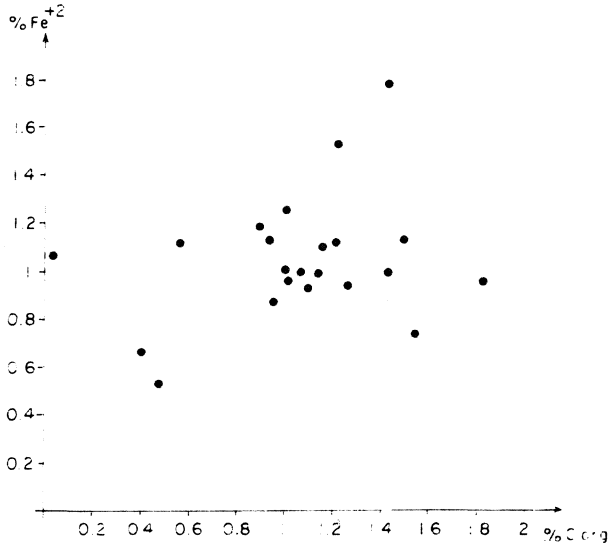


Figure 3. Schematic diagram showing fermentation of complex organic matter and reduction processes of sulfate and ferric iron (Simplified from Mc Mahon et al. 1992).

MARMARA DENİZİ DİP SEDİMANLARI



Şekil 5. Marmara Denizi dip sedimanlarında organik karbon (Corg) ile Fe⁺² ilişkisi.

Figure 5. Corg matter values versus Fe⁺² in the recent sediments of the Sea of Marmara.

çiya göre Marmara Denizi'nin derin çukurlarındaki Mn zenginleşmelerinde havzaya üstten akan Karadeniz su-

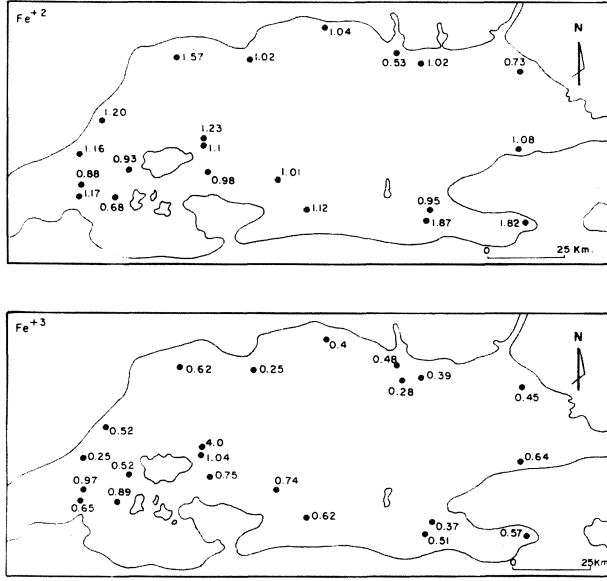
larının da etkisi olmaktadır. Marmara Denizi dip) sedimanlarında Fe değerinin derine doğru azalmayışı, tersine bir artış göstermesi, Marmara Denizi'nde hiç yoklan 480 m.'ye kadar; sığda oksik, derinde ise anoksik şekilde bir sediman dağılımının olmadığını göstermektedir. Bilindiği gibi statik ve özellikle kapalı denizel ortamlarda (örneğin Kara Deniz) sığda oksik derinde ise anoksik sedimanlar bulunmaktadır.

Marmara Denizi'nin kıyı zonundaki yüksek sedimentasyon oranı kararsız Fe⁺² artışında bir başka ifadeyle redüktif koşulların gelişiminde önemli rol oynamaktadır. Bu sığ zondaki yüksek sedimentasyon koşulları ortamın yüksek oksijen değerlerine (50 metrede 4 mg/lt.: Artüz ve Baykut, 1986) karşılık sedimanın deniz suyuyla uzun süreli etkileşimine ve/veya oksitlenmesine engel olmaktadır. Hızla örtülen sediman içindeki organik maddelerin fermentasyonu ile ilişkili olarak Fe⁺³ Fe⁺²'ye indirgenmektedir. Sonuç olarak organik maddece zengin kıyı /onunda sediman çökme hızı deniz tabanının oksitlenme hızından fazla olduğundan kıyasal alandaki diyajenetik süreçlerde indirgenme olayları etkili olmaktadır. 100 metre ile 500 metre arasındaki göreceli derin alanlarda ise düşük oksijen varlığına karşılık (2 mg/lt.: Artüz ve Baykut, 1986) buradaki çökme hızının düşük olması nedeniyle sediman oksitlenecek zamanı bulabilmektedir. Marmara Denizi'nin

Tablo 2. Marmara Denizi dip sedimanlarında kararsız ve kararlı demir formlarının dağılımı.

Table 2. Labile and inert forms of the iron in the Sea of Marmara bottom sediments.

İstasyon Station	Derinlik Depth (m)	% Ağırlık Weight %			% Fe			
		Fe Toplam Fe Total	Fe ⁺² labil	Fe ⁺³ labil	Fe ⁺² inertik	Fe ⁺³ labil	Fe ⁺³ inertik	
R-765	25	2.09	0.73	0.45	0.91	34.93	21.53	43.54
R-767	73	3.15	1.02	0.39	1.74	32.38	12.38	55.24
R-768	110	1.70	0.53	0.28	0.89	31.18	16.47	52.35
R-769	45	2.70	1.01	0.48	1.21	37.41	17.78	44.81
R-770	55	3.37	1.04	0.40	1.93	30.86	11.87	57.27
R-771	315	3.38	1.02	0.25	2.11	30.18	7.40	62.43
R-772	273	3.48	1.57	0.62	1.29	45.11	17.82	37.07
R-773	70	3.90	1.20	0.52	2.18	30.77	13.33	55.90
R-774	65	4.05	1.16	0.25	2.64	28.64	6.17	65.19
R-775	66	3.86	0.88	0.97	2.01	22.80	25.13	52.07
R-776	58	2.89	1.17	0.65	1.07	40.48	22.49	37.02
R-777	67	3.50	0.93	0.89	1.68	26.57	25.43	48.00
R-778	60	2.04	0.68	0.52	0.84	33.33	25.49	41.18
R-781	60	3.71	0.98	1.00	1.73	26.42	26.95	46.63
R-782	480	3.95	1.10	1.04	1.81	27.85	26.33	45.82
R-783	400	3.95	1.23	0.75	1.97	31.14	18.99	49.87
R-785	64	3.60	1.01	0.74	1.85	28.06	20.56	51.39
R-786	49	3.70	1.12	0.62	1.96	30.27	16.76	52.97
R-787	57	3.60	1.17	0.51	1.92	32.50	14.17	53.33
R-788	54	3.24	0.95	0.37	1.92	29.32	11.42	59.26
R-789	31	3.82	1.82	0.57	1.43	47.64	14.92	37.43
R-791	325	3.74	1.08	0.66	2.00	28.88	17.65	53.48
Aritmetik Ort. \bar{x} Mean value \bar{x}		3.33	1.06	0.58	1.69	32.12	17.77	50.11

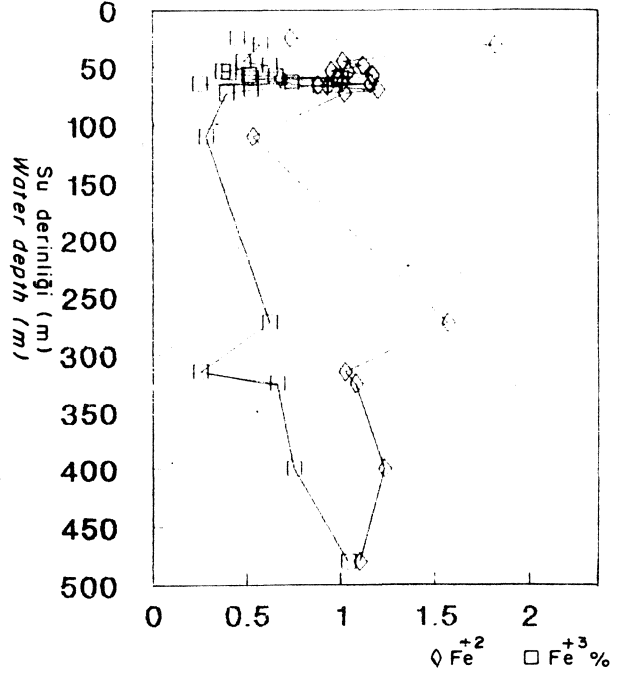


Şekil 6. Marmara Denizi güncel sedimanlarındaki Fe^{+2} ve Fe^{+3} dağılımı.

Figure 6. Fe^{+2} and Fe^{+3} distribution in the recent sediments of the Sea of Marmara.

görece derin su sedimanlarında (480 m.) sığ su koşullarına yaklaşan, bazen bunu aşan oksidasyon potansiyeli havza dibindeki akıntılarla sağlanmış olmalıdır. Ege Denizi'nden Marmara Denizi'ne giren dip akıntıları buradaki derin deniz sedimanlarını oksitlemekte Mn ve Fe başta olmak üzere bazı metal iyonlarının sediman deniz suyu ara yüzeyinde çökeline sebebiyet vermektedir. Benzer şekilde ters oksidasyon koşulları 4000 m.'den daha derin okyanusal alanlarda bilinmektedir. Örneğin soğuk ve oksijence zengin An tarık dip sularının sıcak alanlara doğru hareketleriyle dip sedimanlarını oksitlemekte, ilişkili ferromanganez oksitler çökmektedir (Glasby, 1986). Marmara Denizi'nde hem derin çukurlarında (Bodur, 1995 sözlü görüşme) hem de sığ alanlarda yer yer sülfür çökelimleri bilinmektedir. Bu durum yer yer izole derin deniz basenlerinin varlığını ve buraların ventilasyona uğramadığını gösterir.

Dip sedimanlarının Fe^{+2}/Fe^{+3} değerleri haritalandırılmışla (Şekil 8) ve Fe^{+2} değerlerinin bölgesel dağılımı ve derinlik ilişkisi incelendiğinde, Marmara Denizi'nin kuzey ve kuzeydoğusu ile İzmit Körfezi kıyılarında belirgin indirgen koşullar göze çarpmaktadır. İzmit ve Gemlik Körfezleri civarında, antropojenik etki ve birincil üretimden kaynaklanan organik madde artışıyla ilişkili indirgen dip koşullarının gelişimi doğaldır. Ancak güneye göre kuzey sahildeki Fe^{+2}/Fe^{+3} oranlarının yüksek oluşu ilginçtir. Bu durumun olası nedeni Karadeniz suyuna göre yüksek pH ve Eh'ya sahip Ege dip suyunun havzanın güney kıyısını takip ederek akmasıdır.



Şekil 7. Marmara Denizi güncel sedimanlarındaki Fe^{+2} ve Fe^{+3} değerlerinin derine doğru değişimi.

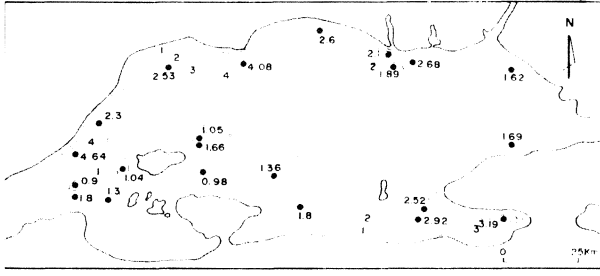
Figure 7. Changes in the Fe^{+2} and Fe^{+3} values at the sediments of increasingly deeper parts in the Sea of Marmara.

Oksijence göreceli zengin Ege dip suyunun akış yönünde organik maddeyi tüketmesi ve yenilenen akıntılarla dip ortamındaki indirgen etkiyi azaltması olasıdır. Böylelikle güneyde kuzeye göre daha yükseltgen veya oksidik dip koşulları sağlanabilir. Bölgede henüz ayrıntılı akıntı analizleri yapılmadığından sadece dip koşullarından hareketle yapılan bu yaklaşım ileride yapılacak akıntı çalışmalarlarıyla test edilebilir.

Marmara Denizi sedimanlarında çalışmalar yapan Ergin ve diğ. (1991), çökellerdeki organik karbon miktarının gencide Karadeniz'den Marmara'ya doğru artmakta olduğunu saptamışlardır. Araştırmacılara göre bunun nedeni Karadeniz'den Marmara'ya yapılan yüksek orandaki organik madde transferidir.

Karadeniz yüzey suları, boğazlar yoluyla Marmara Denizi'ne organik maddeler sağlayabilir. Marmara Denizi'nin KD ve doğu kesimleri antropojenik kökenli yüklerle karşı karşıya olduğundan bu kesimlerde organik madde altısının fazla olması doğaldır. Ayrıca, göreceli yükseltgen ve alkali karaktarlı Ege suları Marmara Denizi dip sedimanlarında GB-KD yönünde organik madde tüketimine neden olmaktadır. Bu nedenle organik madde tüketimi Çanakkale Boğazı girişinden kuzeydoğuya doğru zayıf gelişecek ve dolayısıyla ve KD alanının organik madde miktarı daha yüksek değerler

MARMARA DENİZİ DİP SEDİMANLARI



Şekil 8. Marmara Denizi güncel sedimantlarındaki Fe^{+2}/Fe^{+3} dağılımı.

Figure 8. Fe^{+2}/Fe^{+3} distribution in the recent sediments of Sea of Marmara.

verecektir. Organik maddenin KB'den KD'ye doğru artışında, havzanın birincil organik madde üretimi, antropojenik girdi, Karadeniz suyunun etkisi yanında GB'da Ege dip suyu tarafından sağlanan oksidasyonun çeşitli ağırlıklarda payları vardır. Daha önce belirtildiği gibi dip sedimanlarındaki organik madde miktarının düzensiz dağılımı; birincil üretim, kara girdisi ile esas olarak bölgede etkili olan akıntı sistemiyle ilgilidir. Bu sistem, aynı zamanda Fe^{+2}/Fe^{+3} değerlerinin kuzey ile güney arasındaki farklılığına da sebebiyet vermektedir. Akdeniz dip suyunun Marmara Denizi girişlerinde güney kıyı boyunca Marmara, Avsa ve Paşalimanı Adası civarlarında yarattığı akıntı sistemi burada siyah mercan gibi alkali ve yükseltgen su hareketlerine ihtiyaç duyan (Öztürk ve Bourguet, 1990) biyotanın da gelişimini sağlamıştır. Merkezî yapılı siyah mercanların bulunduğu bu alanlarda Fe^{+2} değerleri %1'in altına inmektedir. Çanakkale Boğazı girişlerinde de saptanan siyah mercan resifleri buradaki biyokimyasal süreçlerin Ege dip sularınca sağlandığını göstermektedir.

SONUÇLAR

Kararsız demir formlarından Fe^{+2} 'nin Fe^{+3} 'den yüksek olması, %50'ye ulaşan kararsız formlar (Fe^{+2} ve Fe^{+3} toplamı) itibarıyla, Marmara Denizi dip sedimanları Karadeniz sığ su sedimanlarına benzemektedir.

Marmara Denizi dip sedimanlarında toplam Fe ile Mn değerleri derine doğru artış göstermektedir. Fe^{+3} değerleri ise derine doğru daha az bir artış göstermektedir. Bu durum Marmara Denizi dip sedimanlarının hiç yoktan 480 metre derinliğe kadar Ege suyu dip akmasıyla oksitlendiğini gösterir. Çanakkale Boğazı'ndan havzaya giren sıcak ve tuzlu dip akıntıları dip sedimanlarında düşük oranda bulunan organik maddeleri tüketmekte, sığa göre daha yükseltgen ortam koşullarında Fe ve Mn çökeltilmelerini sağlamaktadır. Buradaki fizikokimyasal koşullar, sedimandaki ağır metal iyonlarının çözülmesine ve deniz suyuna transferine engel olmaktadır. Öte yandan bu oksidik zon, daha derinlerdeki sediman içinden çözülüp gözenek sularıyla yukarıya boşalan ağır

metal iyonlarını deniz suyuna kaçırmayan jeokimyasal bir bariyer görevini üstlenmektedir.

Fe^{+2} değerleri Marmara Denizi'nin sığ su alanlarında, özellikle kirlenici yüklerin etkisinde bulunan ve buharlaşmanın yüksek olduğu körfezlerde (örneğin Gemlik Körfezi) artış göstermektedir. Fe değerlerinin kıyasa alanlarda artışının nedeni, hem karadan gelen hem de denizde üretilen yüksek organik madde olmalıdır. Özellikle demirin +2 değerlikli kararsız formlarıyla organik madde arasında pozitif korelasyonun bulunması demir konsantrasyonlarındaki antropojenik kökeni göstermektedir. Demirin kararsız formlarıyla pozitif korelasyona sahip ve yerel anomaliler veren Cu, Pb, Zn, Ni değerleri benzer şekilde ağır metal kirlenmesi, kısmen de diyajenetik metal genleriyle ilişkilidir.

Fe^{+2}/Fe^{+3} değerlerinin bölgesel dağılımında görece alkali ve yükseltgen Ege sularının dip akıntısı önemli rol oynamaktadır. Havzanın güney kıyısı boyunca aktığı düşünülen Ege akıntısının dip oksidasyonu ve ilişkili organik madde tüketimi nedeniyle, güney kıyısı sedimanları, kuzeye göre düşük Fe değerleri vermektedir. Akıntı yolu üzerindeki biyolojik çeşitlilik de böylesi bir yaklaşımı desteklemektedir. Öte yandan, son yıllarda Haliç'ten Marmara'ya pompalanan organik maddece zengin suların da kuzey ve güneydeki farklılaşmaya yol açmış olması mümkündür.

KATKI BELİRTME

Yazarlar, bu araştırma gemisi çalışanlarına, projenin sponsorluğunu yapan Proctor and Gamble'ye ve proje koordinatörü Doç. Dr. Bayram Öztürk'e teşekkür borçludur.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Alavi, N., 1986, Geology of Turkish Straits, Institute of Marine Sciences, Middle East Technical University, Erciyes, İçel.
- Atöz, İ. ve Baykut, F. 1986, Marmara Denizi'nin hidrografisi ve su kirlenmesi açısından bilimsel etüdü, I.Ü. Çevre sorunları uygulama ve araştırma merkezi yayınları 47 s.
- Bodur, M.N., 1991, Sedimentology and geochemistry of the late Holocene sediments from Sea of Marmara and its straits. Doktora, tezi, ODTÜ, Deniz Bilimler Enstitüsü, İçel.
- Ergin, M., Bodur, M.N., Ediger V. ve Okyar, M., 1991. Marmara Denizi'nin Kuzeydoğu ve Güneybatı kıta sahanlıkları ile Çanakkale ve İstanbul boğazlarındaki dip çökellerinin dağılımı, Türkiye Jeoloji Kurultayı Bülteni, 6, 26-32.
- Ergin, M., 1995, Marmara Denizi genç (Holosen) çökellerinde manganez ve organik karbon çökeltilmeleri: Karadeniz sularının muhtemel etkileri, Türkiye Jeoloji Ku-

- rullayı Bülteni, 10, 224-229.
- Glasby, G.P., 1986, Hiatuses in manganese nodule growth: Relation to bottom current activity?, *Geo-Marine Letters*, 5, 247-252.
- Healt, G.R., 1981, Ferromanganese nodules of deep sea. *Economic Geology*, 75, 736-765.
- Hein, C.R. Marjorie, S.S. ve Gcin L.M., 1992, Central Pasific cobal rich l'enoimanganese crusts. Historical perspective and regional variability, Keating, B.H. ve Bolton, B.R. (Eds), *Geology and mineral resources of the central Pasific Council for energy and mineral resources. Earl Science series. 14*, New York. Springer Verlag.
- Krouskoph, • K., 1967, *Introduction to Geochemistry*, Me. Graw Hill company and Kögakuska company Ltd, 721p.
- Kurumbein, W.C. ve Garrels, R.M., 1952. Origin and classification of chemical sediments in terms of pH and oxidation reduction potentials, *J. Geol.* 60, 1-30.
- Lovley, D.R. ve Klug, M.J., 1986, Model for the distribution of sulfate reduction and methanogenesis in fresh water sediments, *Geochemica et Cosmochimica Acta*, 50, 195-225.
- Me Mahon, P.B., Chapeile. F.H., Falls, W.F. and Bradley, P.M., 1992, Role of microbial processes in linking sandstone diagenesis with organic-rich clays. *Journal of Sedimentary Petrology*, 62, 1-10.
- Morozov, A.A., Demidova, T.T., Sevastyanova, E.S. and Osadchaya, N.V., 1987, Distribution peculiarities of forms of sulfur and iron in Late Quaternary sediments of the Black Sea. *Lithology and geochemistry of sedimentation in near mouth areas of the Western Black Sea*, Nauka, 57-81, Moskow.
- Öztürk, B. ve Bourquel, J.P., 1990, Marmara Denizi'nde bulunan siyah mercan *Gerardia savaglia* (Bertolini 1819) üzerine preliminier bir araştırma, *İstanbul Üniversitesi Su Ürünleri Dergisi*, 4,2, 45-49.
- Roy, S., Dasgupta, S., Mukhopadhyay, S. and Fukuoka, M., 1990, Atypical ferromanganese nodules from pelagic areas of the Central Indian Basin, Equatorial Ocean, *Marine Geology*, 92, 269-283.
- Shimkus, K., Öztürk, B. ve Yesin. N.V., 1993, Oil products, heavy metals and radionuciides in the recent bottom sediments of the Marmara Sea shallow water area (Ö/han, E. Ed.). *Proceeding of the first international conferance on the Mediterranean coastal environment*, METU, 1, 695-710. Antalya, Turkey.
- Sokolov, V.S., 1980, Determination of labile forms of iron and manganese in marine sediments. *Nauka*, 28-41, Moskow.
- Yamamoto, S., 1992, Diagenctic enrichment of manganese and other heavy metals in hemipelagic brown clay of Palu Trench floor, *Journal of Sedimentary Petrology*, 62, 706-711.

Gölbaşı (İsparta) epitermal arsenik mineralizasyonunun jeolojik özellikleri

Geological characteristics of Gölbaşı (İsparta) epithermal arsenic mineralization

Mustafa KUŞÇU Süleyman Demirci Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, İsparta

Öz

Gölbaşı arsenik mineralizasyonu; Eosen yaşlı ve İliş karakterli İsparta formasyonu içerisinde, yaklaşık K-G doğrultulu bir fay boyunca, 1-2 m kalınlığında ve 38 m uzunluğunda bir ana damar ve onun çevresinde gelişmiş ağsal damarlar (1-50 cm kalınlığında) şeklinde bulunur.

Damarlar başlıca iri taneli kalsit, realgar, barit, orpiment ve piritten oluşan bir mineral parajenezine sahiptir.

Arsenik damarları, trakiandezit-latit bileşimli ve Pliyosen yaşlı Gölcük volkanizmasını da oluşturan mağmatik faaliyete bağlı epitermal (50-120°C) bir cevherleşmedir.

Anahtar Sözcükler: Arsenik, mineralizasyon, volkanizma, epitermal, köken.

Abstract

Arsenic mineralization takes place within the Eocene aged İsparta formation which is Jlyschoid in character. The mineralization occurs as a main vein that is 38 m in length, 1-2 m in thickness with 1-50 cm thick stockwork veinlets. developed arround the main vein. It is found along a normal fault zone trending approximately N-S.

Realgar-bearing cahile veins have a simple mineral paragenesis which consits of coarse-grained calcite, realgar, bar ite, pyrite and orpiment.

Realgar-bearing calcite veins are epithermal (50-120 C) mineralizations related to Pliocene trachyandesitic-latitic Gölcük votcanism.

Key Words: Arsenic, mineralization, volcanism, epithermal, genesis.

GİRİŞ

Gölbaşı arsenik zuhuru, İsparta-Burdur karayolunun 35. km'sinde bulunan Gölbaşı Köyü'nün 4 km güneyindedir (Şekil 1).

Yöredeki arsenik zuhurunun Osmanlı döneminden beri bilindiği MTA arşivlerindeki bir rapordan (Gucrbay, 1903) anlaşılmaktadır. Gölbaşı arsenik zuhuru üzerinde yüzeysel incelemelerden öteye gitmeyen Gucribay (1903) ve Tuncay (1989)'un raporları mevcuttur. Bu yazarlar sadece arsenik minerallerinin varlığı ile bulunduğu bölgeyi tanımlamışlardır. Ayrıca Gucribay (1903) bölgeden 5-6 bin tonluk bir cevher alındığını ve As tenorunun de % 50 ile 80 arasında değiştiğini belirtmiştir.

Gölbaşı arsenik cevherleşmesini doğrudan hedef alan kapsamlı araştırmalar olmamasına rağmen, İsparta dolayında Gölbaşı arsenik cevherleşmesinin bulunduğu bölgeyi de içeren çok sayıda araştırma mevcuttur. Bunlardan son yıllarda gerçekleştirilenler, özellikle volkanizma ve maden yatakları amaçlı olmak üzere iki grupta toplanabilir: Sariz (1985) ile Özgüner ve diğ.

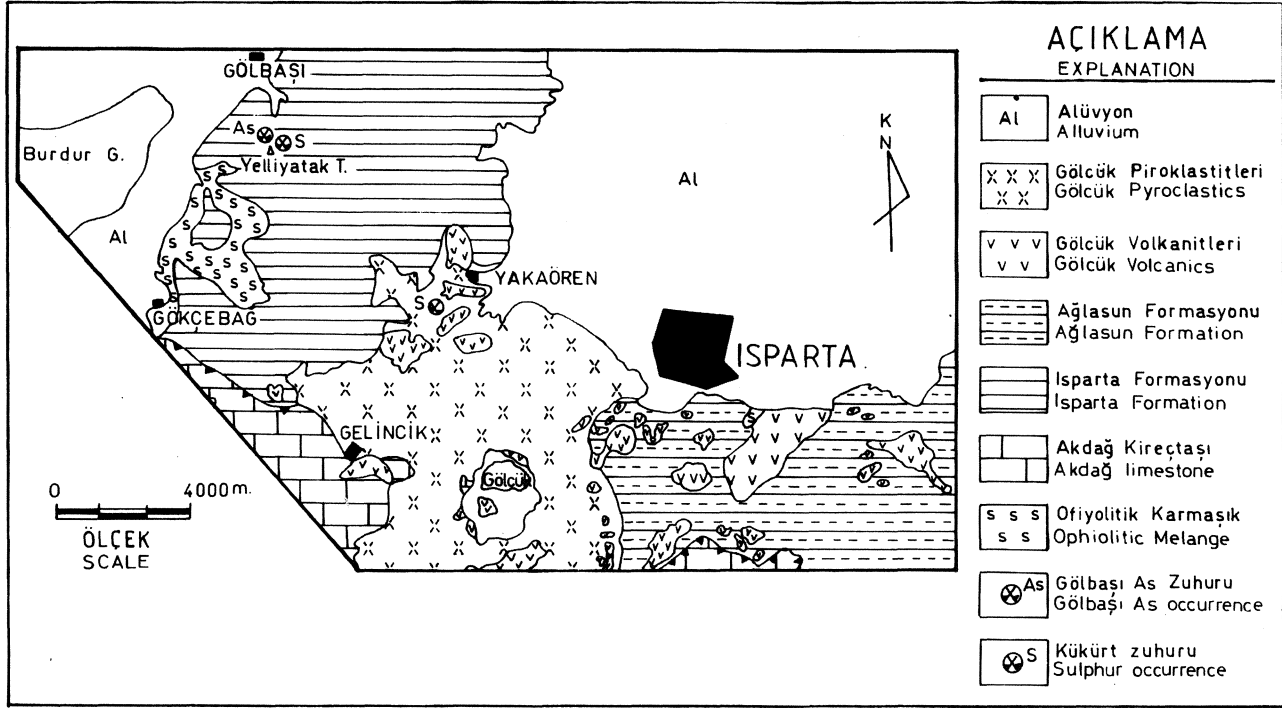
(1989)'nin araştırmaları Keçiborlu kükürt yataklarının jeolojik konumu, kökeni ve rezervlerinin artırılması amaçları üzerinde yoğunlaşmıştır. Kuşçu ve Gedikoğlu (1990) ile Gedikoğlu ve diğ. (1988) yöredeki Gölcük volkanizmasına bağlı pomza yataklarını jeolojik ve ekonomik özellikleri açısından araştırmışlardır. Bilgin ve diğ. (1990)'nin Gölcük yöresi kayaçların petrografi ve fiiorür içerikleri yönünden araştırmaları; Karaman (1986)'ın Burdur dolayının genel stratigrafisi hakkındaki araştırması ile Koçyiğit (1984)'in güneybatı Türkiye'nin tektonik gelişimiyle ilgili inceleme alanını da ilgilendiren ve son yıllarda gerçekleştirilen başlıca yayınlardır.

Bu makale kapsamında; Gölbaşı (İsparta) arsenik zuhurunun jeolojik ve ekonomik özelliklerinin verilmesi amaçlanmıştır. Bunun yanı sıra, ülkemizde çok sık rastlanmayan ve çok belirgin mostralara sahip ve jeolojik anlamda doğal bir güzellik olan zuhurun tanıtılması da yayının ikinci amacı olmuştur.

GENEL JEOLJİ

İsparta Yakaören ve Gölbaşı Köyleri arasında kalan

GÖLBAŞI (İSPARTA) EPİTERMAL ARSENİK



Şekil 2. Gölbaşı ve dolayının jeoloji haritası.

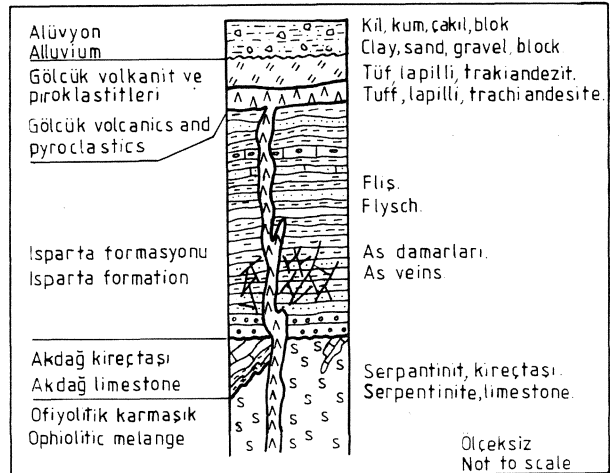
Figure 2. Geological map of the Gölbaşı (Isparta) area.

yaklaşık K-G doğrultulu, dik veya batıya eğimli normal alımlı bir fay boyunca gelişmiş bir ana damar ve bu ana damar çevresinde değişik kalınlıklarda (1 mm-50 cm) farklı doğrultulardaki ağsal damarlar biçiminde bulunur.

Ana damar; $K6^{\circ}D/85^{\circ}GD$ konumunda, doğrultusu boyunca 1 ile 2.5 m arasında değişen kalınlığa ve kesiksiz 38 m'lik bir uzanım sahiptir. Diğer damarlar $K5^{\circ}-10^{\circ}D/85^{\circ}GD$ ve $KB-GD$; $DB/40^{\circ}K$ ve $K70^{\circ}B/50^{\circ}B$, konumlu olarak izlenirler. Saha incelemelerinde fay zonu ve buna bağlı olarak gelişen çatlak boşluklarına yerleşen mineralize dolguların flişi oluşturan tüm litolojik birimler ile dokanaklarının bulunduğu saptanmıştır. Bu nedenle mineralize damarların, litolojik kontrolden daha çok tektonik unsurlar ile (faylar, kırıklar, çatlaklar ve mikroçatlaklar) denetlendiği belirgindir.

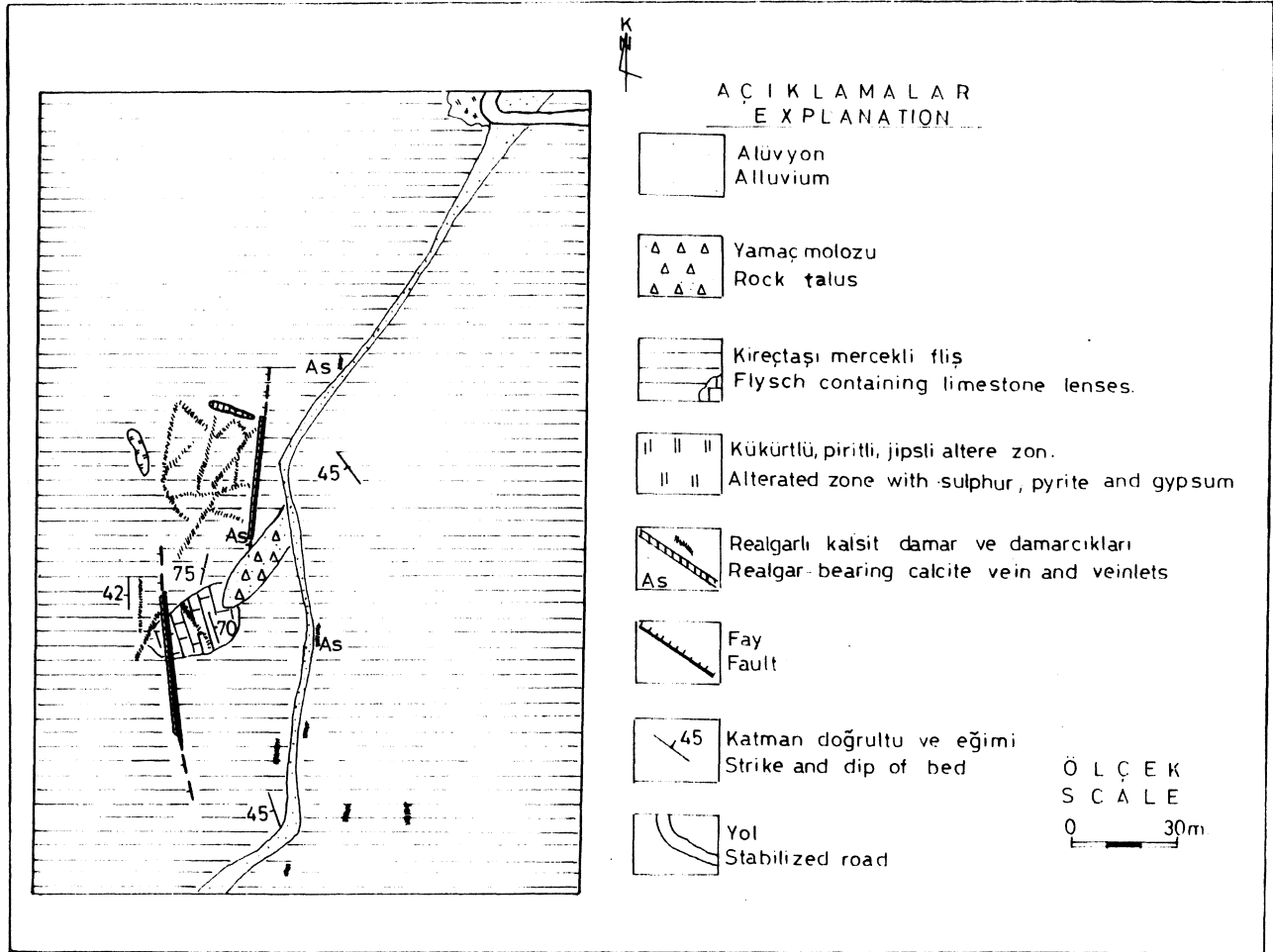
Araştırılan alanda, damarları iri kristalli kalsit, realgar ve barit mineralleri oluşturur. Ancak damarların doğrultuları boyunca uzanımları dikkatle incelendiğinde, yer yer, ya realgar ya barit ya da kalsitin baskın olduğu izlenir. Bazen baritin egemen olarak devam ettiği bir damarda kalsit kristalinin az olduğu görülebilirken, damarın devamında kalsitin ya da realgarın baskın hale geçebileceği, hatta damarın o bölümünde %90 lara ulaşabildikleri saptanmıştır. Bu üç mineralin damarlarda nasıl değişken olarak buldukları kimyasal analiz sonuçlarından da açıkça görülebilmektedir (Çizelge 1).

Her ne kadar damarların sadece belli minerallerden oluştuğu belirtilse de, damar dolguları içerisinde yan kayaç parça ve kırıntılarının varlığı da belirlenmiştir. Ancak yan kayaç kırıntılarının damarlar içerisinde en fazla % birkaçlara ulaştığı gözlenmiştir.



Şekil 3. Yakaören-Gölbaşı İnyayınKla bulunan litolojik birimlerle arsenik cevherleşmesinin ilişkisini gösteren stratigrafik sütun kesit (ölçeksiz).

Figure 3. Stratigraphical columnar section showing the relationship between the lithological units around Yakaören-Gölbaşı and the arsenic mineralization (not to scale).



Şekil 4. Gözbaşı arsenik cevherleşmesi yakın dolaylı jeoloji haritası.

Figure 4. Geological map of (Gözbaşı arsenic mineralization area).

Mineralize damarlar; genelde kırmızı realgarların, turuncu renkli orpimentlerin veya beyaz grimsi, mavimsi beyaz kalsit kristallerinin ya da renksiz saydam, grimsi beyaz baritlerin bulunabilme oranlarına göre kırmızı, beyaz veya genelde bu iki rengin oluşturduğu göz alıcı renkleriyle sahada kolayca farkedilirler.

MİNERAL PARAJENEZİ VE OLUŞUM SIRASI

Parajenez/

Gözbaşı realgarlı kalsit damarlarında hemen bütün mineraller makroskobik olarak tanımlanabilmektedir. Damarların parajenezinde bulunan başlıca mineraller bolluk sırasına göre kalsit, realgar ve baritlerdir. Bu üç mineral kaba taneli bir doku ile çoğu damarlarda damar dolgusunun %99'unu oluşturur. Bu minerallerin yanı sıra pirit, orpiment de damarlarda bulunan diğer minerallerdir.

Cevherleşmede kalsit mineralleri öz şekilli, yarı öz

şekilli romboedrik kristaller halinde bulunur ve kristal boyutları birkaç cm ye ulaşan büyüklüklere erişir (Levha 1. foto 1). Beyaz ve grimsi-mavimsi beyaz olan bu kalsit (1) kristallerinin aralarında iri kristalli kırmızı renkli, 1-2 cm büyüklüğündeki realgar mineralleri de öz şekilli ve yarı öz şekilli olarak gelişmiştir (Levha 1, foto 1,2,6; Levha 2, foto 1). 5 cm büyüklüğe erişen ve damarlar da yer yer %35-40 lara ulaşan yer yer de ender görülen, renksiz saydam barit kristalleri de (Levha 1, foto 3) parajenezdeki bir diğer mineraldir. Barit mineralleri öz şekilli ve yarı öz şekilli kristaller halinde gelişmişlerdir. Portakal renkli (turuncu) limoni san orpiment; genelde realgarın dilinim, kırık ve yüzeylerinden itibaren, onun bozularıyla ortaya çıkarak, cevher damarlarının özellikle atmosferle karşı karşıya kaldığı yüzeylerinde yaygın olarak izlenir (Levha 1, foto 3). Orpiment gencide realgarın bir dönüşüm ürünü olarak; bu minerali yer yer kısmen, yer yer de bütünüyle ornatarak ve onun yerini alarak ortaya çıkar. Bu minerallerin

GÖLBAŞI (İSPARTA) EPİTERMAL ARSENİK

Çizelge 1. Realgarh kalsit damarlarının analiz sonuçları (yüz de olarak).

Table 1. Analysis results of realgar-bearing calcite veins (as percent)

	Damar Kal. (cm)	As	BaO	Ca.	Si	Mg	Fe	Al	Na	K	Mn	Sb	Ag	Hg (ppm)	Cu	Ni	Co	Yoğunluk gr/cm ³
GA ₁	2	13.00	0.80	30.15	0.69	0.22	0.44	0.038	0.026	0.038	0.025	0.038	0.0006	0.2	0.0044	0.0042	0.0010	2.83
GA ₂	20	25.00	28.04	9.11	1.04	0.096	0.19	0.010	0.024	0.064	0.010	0.030	0.0002	0.2	0.0005	0.030	0.0006	3.60
GA ₃	5	8.00	0.20	33.06	0.72	0.23	0.33	0.035	0.026	0.040	0.032	0.032	0.0005	4.0	0.0011	0.0042	0.0012	2.80
GA ₄	8	1.60	1.40	35.98	0.54	0.21	0.19	0.033	0.027	0.050	0.030	0.027	0.0004	0.2	0.0006	0.033	0.0010	2.74
GA ₅	80	10.00	11.80	25.18	0.26	0.26	0.28	0.060	0.018	0.055	0.026	0.032	0.0004	0.5	0.0008	0.0038	0.0003	2.98
GA ₆	4	1.30	54.80	5.60	2.15	0.24	0.80	0.045	0.023	0.038	0.017	0.0068	0.0001	0.3	0.0005	0.0038	0.0007	4.05
GA ₇	4	21.00	17.60	13.50	3.43	0.37	0.57	0.043	0.019	0.054	0.017	0.034	0.0002	0.4	0.0017	0.012	0.0007	3.20
GA ₈	7	14.00	31.80	8.70	3.86	0.30	1.12	0.065	0.024	0.10	0.045	0.026	0.0012	0.5	0.0012	0.037	0.0007	3.60
GA ₉	20	4.60	1.80	32.65	1.90	0.36	0.59	0.040	0.024	0.043	0.020	0.030	0.0002	0.4	0.0009	0.0052	0.0013	2.74
ORT.	16.0	10.94	16.50	21.55	1.62	0.25	0.50	0.041	0.023	0.054	0.025	0.028	0.0004	0.7	0.0013	0.0148	0.0008	3.14

yanı sıra ince kalsit (2) damarları (en fazla 0.5 cm kalınlıkta) ile jips damarcıkları (en fazla 1 mm kalınlıkta) realgarh kalsit damarlarını kesen diğer minerallerdir. Kalsit ve jips damarcıkları cevher damarları üzerinde yaygın bir biçimde gözlenmez. Bu kalsit (2) damarları ya ana damarlardan ikincil yenilenmelerle, ya da kükürt ve jips mineralleri gibi bölgede hüküm süren solfator evreden kaynaklanarak gelişmişlerdir.

Realgarh kalsit damarları oluşumlarından sonra yerel tektonik hareketlerin etkisiyle yer yer kırılmış ve çatlamışlardır. Bu çatlaklarda, ikincil bir getirim ürününü olan kalsit, jips, orpiment ve daha az olarak da kükürt gelişmiştir (Levha 1, foto 3). Bundan başka birincil kalsit ve realgar kristallerinin ikiz ve dilinim yüzeylerinde sıvamalar şeklinde (Levha 1, foto 3,4), ayrıca cevher damarlarının boşluklarında toprağimsi olarak, turuncu ile limoni san arasında değişen Fe'nlerde orpiment ve san renkli nabit kükürtlerin geliştiği de izlenmiştir.

Jips kristalleri değişik boyutlarda (1 mm-birkaç cm), jips gülleri (Jxvha 2, foto 3) ve mızrak ikizi oluşturarak cevher damarlarının gözeneklerinde (çok az bir biçimde), ya da yan kayaçlar içerisinde ve alterasyon zonlarında yaygın olarak gözlenir (Levha 2, foto 4).

Pirit mineralleri; çok düşük (5-400 mikron) öz şekilli, yan öz şekilli ve öz şekilsiz kristaller halinde, kalsit ve realgar minerallerince çevrelenmiş biçimde (Levha 2, foto 1,2) saptanmıştır. Ayrıca yan kayaç ile cevher damarlarının kontaklarında daha sıkça gelişmiş olarak izlenir. Piritler oksidasyon sonucu ya bütünüyle ya da kısmen limonite dönüşümler gösterir.

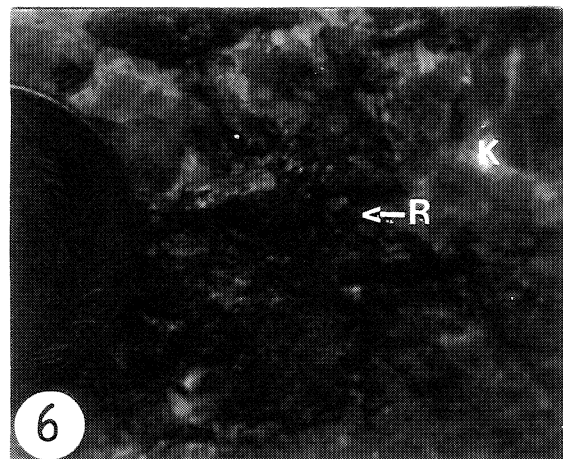
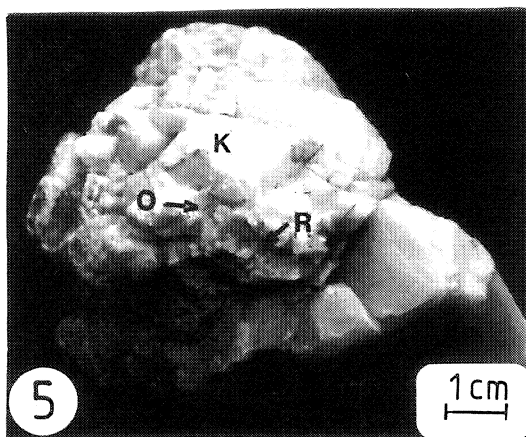
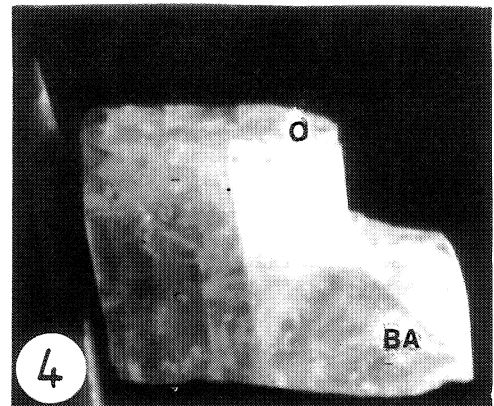
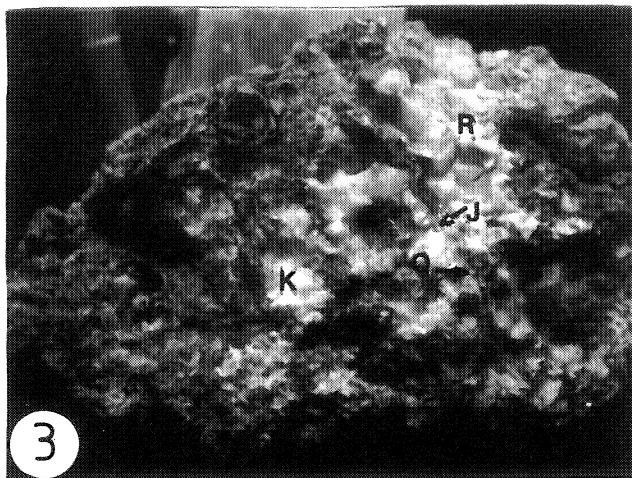
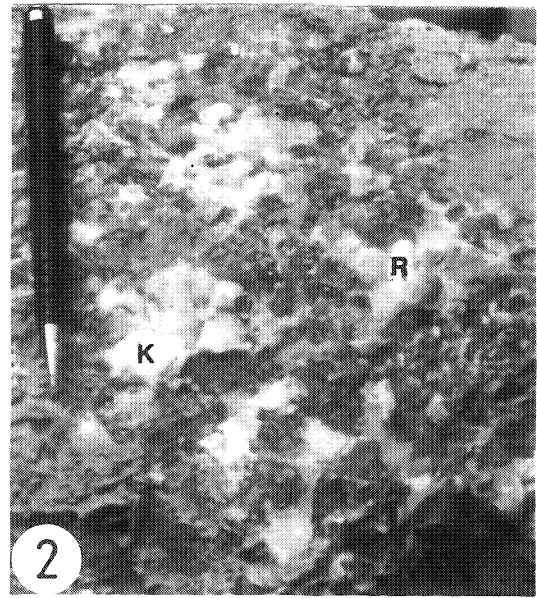
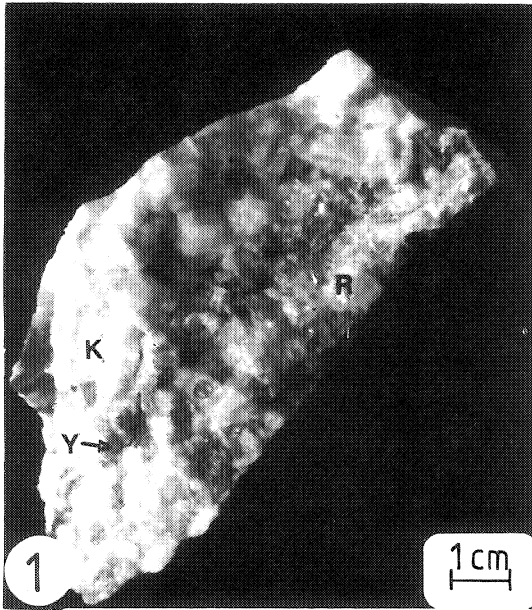
Oluşum Sırası

Gölbaşı realgarh kalsit damarlarında yapılan makroskobik ve mikroskobik gözlemler sonucunda damarları oluşturan minerallerin iki aşamada geliştiği belirlenmiştir. Realgarh - bariü kalsit damarları oluşumlarından sonra yerel tektonik hareketlerin etkisinde kalmışlar ve damarlar üzerinde çatlaklar gelişmiştir. Gelişen yeni açıklıklara, halen de getirilmelerini ve işlevini sürdüren solfator evreden kaynaklanan jips ve kükürt gibi mineraller yerleşmiştir. Cevherleşmenin mineral oluşum sırası Çizelge 2' deki gibidir.

MİNERALİZE DAMARLARIN JEOKİMYASAL ÖZELLİKLERİ

Bölge içerisinde yer alan cevher damarlarında çoğunlukla egemen mineral kalsit olmasına rağmen, yer yer damarlarda realgarh, zaman zaman da baritin egemen olduğu da belirlenmiştir. Değişik damarlardan oluk yöntemiyle alınan örneklerin analiz sonuçlarında da benzer özellikler açıkça görülmüştür (Çizelge 1).

Cevher örneklerinin analizleri MTA Genel Müdürlüğü ile Çinkur A.Ş.'nin laboratuvarlarında yapılmıştır. Çizelge 1 incelendiğinde As tenorunun %1.30 ile %25.00 arasında ve ortalama % 11.00 dolayında olduğu görülür. BaO ise damarlarda %0.20 ile %54.80 arasında değişim gösterirken, ortalama % 16.50 oranında bulunur. Damarların kimyasal bileşiminde yer alan diğer bazı elementlerin bulunabilme oranları ve ortalama değerleri de Çizelge 1'de verilmiştir. Cevherleşmede antimanın 68 ppm ile 380 ppm, bakırın 5 ppm ile 4 ppm, nikelin 52 ppm ile 330 ppm, gümüşün 1 ppm ile 6 ppm, kobaltın 3 ppm ile 12 ppm ve cıvanın 0.2 ppm ile 4 ppm oranında bulunduğu tesbit edilmiştir. Tüm bu



GÖLBAŞI (İSPARTA) EPİTERMAL ARSENİK

Çizelge 2. Gölbaşı realgarlı, baritli kalsit damarlarının mine-
rai oluşum sırası.

Table 2. Mineral succession of Gölbaşı realgar, barite-bearing calcite ve i/s.

Mineral	1. Dönem	Tektonik	2. Dönem
Pirit	=====		
Kalsit 1	=====		
Barit	=====		
Realgar	=====		
Orpiment	=====		
Limonit	=====		
Kalsit 2			=====
Jips			=====
Kükürt			=====

elementler ile birlikte Al, Mg, Na, K, Mn, Fe, elementleri de cevherleşme içerisinde değişik oranlarda yer alır. Bu elementlerin varlığının bir kısmı doğrudan mineralizasyona bağlı iken, bir kısmı da yer yer damar dolgusu içerisinde kalan flişe ait kumtaşı, kireçtaşı ve marn kalıntılarında kaynaklanmaktadır. Ancak bu değerlerin hangi oranda mineralizasyondan, hangi oranda yan kayaç kalıntılarında geliştiğini kestirmek oldukça güçtür.

YAN KAYAÇ ALTERASYONLARI

Araştırılan alanda mineralize damarlar ile yan ka-

LEVHA 1

PLATE 1

Foto 1. Cevherli damar içerisinde realgar (R), kalsit (K) mineralleri ve yan kayaç kalıntıları (Y).

Photo 1. In the mineralized vein, realgar (R), calcite (K) minerals and residual wallrock (Y).

Foto 2. Realgarca (R) zengin bir örnek, kalsit (K) daha az.

Photo 2. A sample rich in realgar (R), less calcite (K).

Foto 3. Kalsit (K), realgar (R), orpiment (O), jips (J) ve yan kayaç kalıntıları (Y).

Photo 3. Calcite (K), realgar (R), orpiment (O), gypsum (J) and residual wallrock (Y).

Foto 4. Öz şekilli barit (Ba) kristalleri yüzeyinde orpiment sıvaması (O).

Photo 4. Orpiment (O) on the face of euhedral barite (Ba) crystals.

Foto 5. Öz şekilli, yarı öz şekilli kalsit (K), kristalleri ve realgarın (R), orpimente (O) dönüşümü, yan kayaç kalıntısı (Y).

Photo 5. Euhedral, subhedral calcite (K), grains and changing of realgar (R), to orpiment (O), residual wallrock (Y).

Foto 6. Kalsit (K) gang içerisinde öz şekilli, yarı öz şekilli realgar kristalleri (R).

Photo 6. In the calcite (K) gangue, euhedral, subhedral realgar crystals (R).

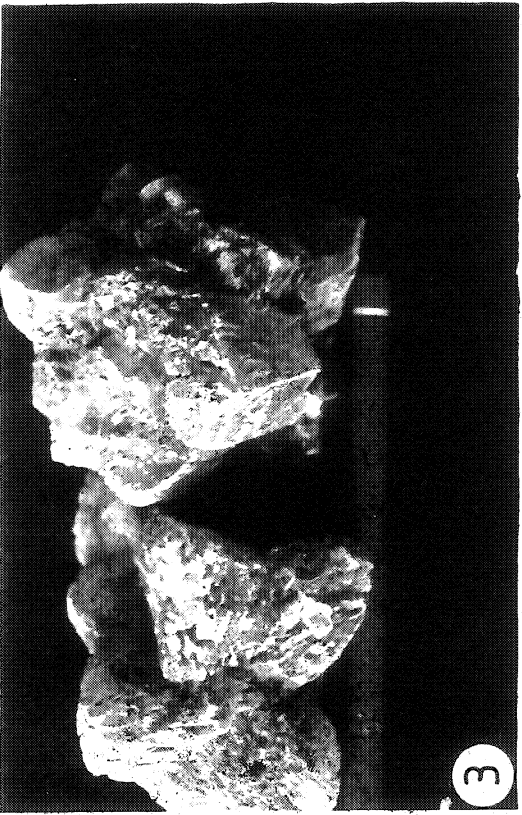
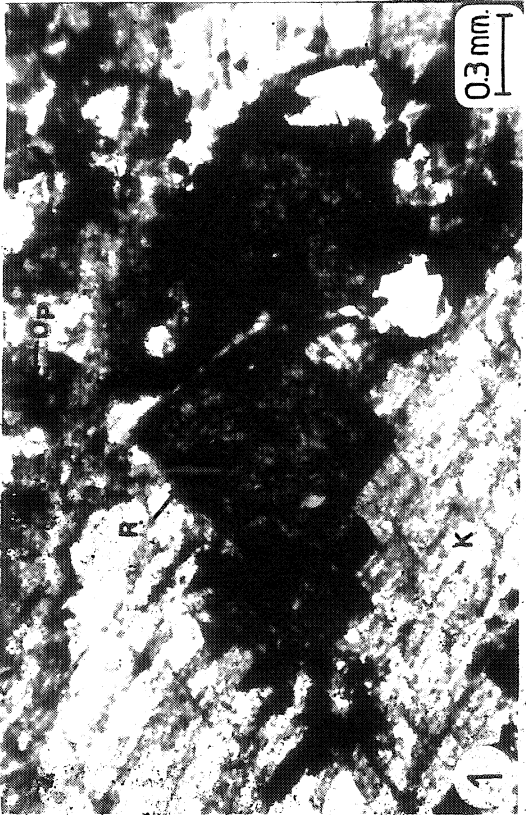
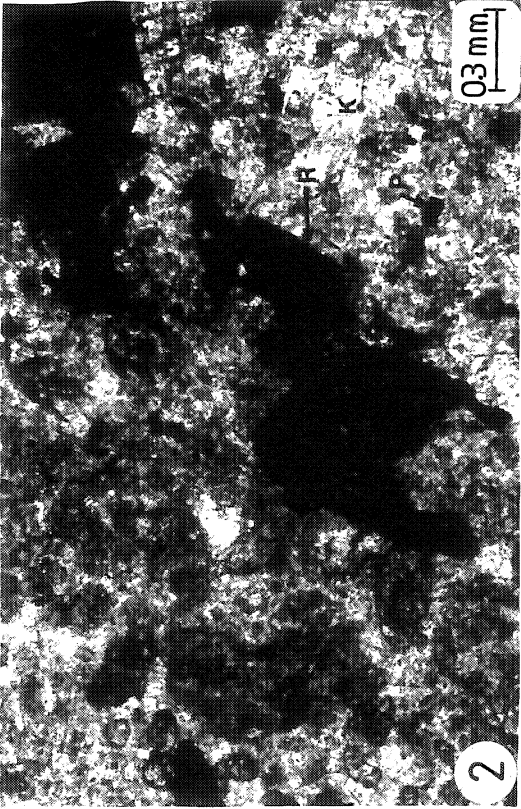
yaçların (kireçtaşı, killi kireçtaşı, main, kıltaşı, kumlu kireçtaşı, mikrokonglomera) dokanakları bütünüyle keskindir. Yan kayaçlarda, cevher yerleşimi öncesi veya esnasında kimyasal ve mineralojik bir değişimin olduğuna dair bir veri de elde edilememiştir. Ancak, her zaman olmamakla birlikte, mineralize damarlar ile dokanaklarında, realgarın kimyasal bozunması ile geliştiği tahmin edilen ve yan kayaçların açık yeşile boyanması ile ortaya çıkan bir değişim gözlenmiştir. Gencide 1 cm kalınlığa ulaşan bu renk değişimi ile yüzeyleme rengi kirli sarımsı, açık kahverengimsi olan kayacın renginin açık yeşile dönüştüğü saptanmıştır. Ancak bu renk değişiminde, yan kayaçlarda mineralojik ve kimyasal bir dönüşüm gözlenmemiştir.

Çok önemli bir özellik olarak görülmemesine rağmen, araştırılan alan ve çevresinde mineralize damarların aranmasında dikkatli bir gözlem yapmak kaydıyla, bu özellikten bir renk klavuzu olarak yararlanmak mümkündür.

Ayrıca, cevherleşme ile doğrudan ilişkisi bulunmayan ancak cevherleşmenin bulunduğu bölge ve yakın çevresinde fliş içerisinde farklı ve oldukça yaygın olan renk değişimlerinin varlığı saptanmıştır. Bu renk değişiklikleri; flişi oluşturan litolojilerin yüzeylerinde beyaz renkli, tüy kadar hafif çiçeklenmeler ile bu çiçeklenmelerin üzerinde geliştiği birimlerin renklerinin sarımsı kahveden ve grimsi renklerden koyu gri ve siyaha dönüştüğü şeklinde izlenmiştir (Levha 2, foto 4). Drenaj ağları içerisinde, sırtlar üzerinde değişik genişliklerde ve en fazla birkaç m²'lik alanlarda sıkça gözlenen bu oluşumlar, halen güncelliğini koruyan volkanik etkinliğe bağlı H₂Sli gaz çıkışlarının etkilediği bir alterasyon sonucu olarak yorumlanmıştır (Levha 2 foto 4). Bu siyah ve beyaz renkli alterasyon haleleri içerisinde çeşitli boyutlarda jips kristalleri ile serbest kükürt (%1.18) ve pirit gelişimleri belirlenmiştir. Alterasyon zonundan alınmış Al no'lu örneğin analiz sonuçları çizelge 3' de verilmiştir. Ayrıca bu zonlardan alınan beyaz renkli çiçeklenmelerin XRD incelemeleriyle jips olduğu ortaya konmuştur. Siyah rengin ise, ince taneli pirit ile serbest kükürten kaynaklandığı saptanmıştır. Nitekim, önceki çalışmalarda da benzer görüşler ileri sürülmüştür (Sarız, 1985; Özgüner ve diğ., 1989).

SIVI KAPANIM İNCELEMELERİ

Realgarlı-baritli kalsit damarlarından alınan örneklerden seçilen barit ve kalsit kristallerinde sıvı kapanım çalışmaları gerçekleştirilmiştir. Mikrometrik ölçümler için MTA Genel Müdürlüğü MAT Dairesi Başkanlığı laboratuvarlarında bulunan +600 C° kapasiteli ısıtma tablası ile -150 C° kapasiteli soğutma tablası kullanılmıştır. Ölçümler, Roedder (1983) tarafından tanımlanan kriterlere göre seçilen birincil kapanımlarda yapılmıştır. Cevher damarları sığ derinliklerdeki kırık ve boşluklara dolgu şeklinde yerleştiğinden ölçümlere ait basınç düzeltmeleri ihmal edilebilecek düzeydedir. Bu



GÖLBAŞI (İSPARTA) EPITERMAL ARSENİK

Çizelge 3. Alterasyon zonunun analiz sonuçları.

Table 3. Analysis results of alteration zone.

(2)	j	SiO ₂	CaO	NgO	Fe	J	Mn	Cu	Zn	Serbest S	Ateşte Zayıyat
j	A*	36.04	15.25	2.50	4.10	0.05	0.07	0.04	1.18	19.40	

nedenle homojenleşme sıcaklıkları oluşum sıcaklıklarına eşit kabul edilmiştir.

Ölçümler kalsit ve barit kristallerindeki birincil kökenli ve iki fazlı (sıvı+gaz) kapanımlarda gerçekleştirilmiştir. Bunların boyutları genelde 5-20 mikron arasında değişmektedir. Biri barit diğer dördü de kalsit kristallerinde olmak üzere toplam 31 ölçüm yapılmıştır. Yapılan ölçümler sonucunda sıvı kapanımların homojenleşme sıcaklıklarının ortalama 70-120°C arasında değiştiği belirlenmiştir. Çizelge 4 incelendiğinde kalsit ve barit örneklerinin oluşumlarının 205 C°'de başlayıp, 50 C°ye kadar oluşumlarının devam ettiği görülse de genelde 70-120°C sıcaklıklarda gelişen bir epitermal evreye ait mineraller oldukları ortaya çıkmıştır. Örneklerde tek fazlı sıvı kapanımlar da belirlenmiş olup, bu tür kapanımların oluşum sıcaklıkları Roedder (1984)'e göre 150 C°nin altındadır. Nitekim yapılan ölçümlerde kapanımların 150 C°den fazla ısıtıldıklarında çatlamaları bu bulguyu desteklemiştir.

Böylece, sıvı kapanım incelemeleri sonucu, bölgede yer alan ve genellikle kalsit, realgar ve baritten meydana gelen damarların 70-120 C° arasında sıcaklıkları olan hidrotermal çözeltilerden epitermal evrede oluştuğu belirlenmiştir.

REZERV

Gölbaşı arsenik mineralizasyonunun rezervini bula bilmek amacıyla arazide cevher damarları üzerinde doğrudan yapılan ölçümlerle birlikte, jeolojik harita ve kesitlerden yararlanılmıştır. Yapılan hesaplamalar sonucunda, Gölbaşı arsenik mineralizasyonunun % 11.00 arsenik ve % 16.50 BaO tenörlü 884 ton görünür, 3473 ton muhtemel ve 31203 ton jeolojik olmak üzere toplam

LEVHA 2

PLATE 2

Foto 1. Öz şekilli, yarı öz şekilli realgar (R) ve opak mineral (Op), ince kesit, tek nikol.

Photo 1. Euhedral, subhedral realgar (R) and opaque mineral (Op), thin section, plane polarized light.

Foto 2. Öz şekilsiz, yarı öz şekilli realgar (R) ve kalsit (K) ile opak mineraller, Pirit (P) ince kesit, tek nikol.

Photo 2. Anhedral, subhedral realgar (R) and opaque minerals, pyrite (P), thin section, plane-polarized light.

Foto 3. Fliş içerisinde toplanmış jips gülleri.

Photo 3. Gypsum roses picked up from fly sch.

Foto 4. Fliş (F) içerisinde gelişmiş alterasyon zonu (AZ).

Photo 4. Alteration zone (AZ) developed in the fly sch (F).

35560 ton rezerve sahip olduğu belirlenmiştir.

KÖKEN

Gölbaşı arsenik cevherleşmesi; Eosen yaşlı fliş düzeylerinin içine genç tektoniğe bağlı olarak gelişen ağısal kırıkların ve fay zonlarının boşluklarına damarlar şeklinde, epijenetik yerleşmiştir.

Damarlar, kalsit, realgar, barit, orpiment ve piritten oluşan basit bir mineral parajenezine sahiptir. Bu minerallerden özellikle ilk üçü birkaç santimetreye ulaşan kristal boyutları ile cevherleşmeye iri taneli bir yapı kazandırır. Sıvı kapanım incelemeleri minerallerin oluşumunun genelde 50-205 C° arasında değişen sıcaklıklara sahip eriyiklerden itibaren geliştiğini göstermiştir (Çizelge 4). Ancak esas oluşum evresinin ortalama olarak 70-120 C° arasında değiştiği hesaplanmıştır. Yukarıda sayılan özellikler maden yatakları ilkeleri çerçevesinde yorumlandığında (Guilbert ve Park, 1986) Gölbaşı realgarlı baritli kalsit mineralizasyonunun hidrotermal eriyiklerden itibaren epitermal evrede oluştuğunu göstermektedir.

Ancak bu hidrotermal eriyiklerin ve taşıdığı mineral yapıcı iyonların kaynağının da belirlenmesi gerekliliği vardır. Bölgede daha önceki bölümlerde verilen Pliosen yaşlı traki-andezitik, latitik bir volkanizma mevcuttur (Şekil 3). Volkanik kayalar ile arsenik mineralizasyonunun doğrudan ilişkisi sahada belirlenmemiştir. Ancak mineralizasyonun volkanik kayalara olan uzaklığı bir-iki kilometredir. Gömülü, mostra vermemiş olan mağmatik kayalarla ilişkisini ortaya koymak ise bugünkü araştırma yöntemiyle mümkün olmuştur.

Gölcük volkanizması, Gölbaşı arsenik mineralizasyonunun bulunduğu bölgede Keçiçorlu kükürt, Yelliyatak Tepe kükürt (bu kükürt cevherleşmesiyle arsenik mineralizasyonu arasında sadece 1 km kadar bir mesafe vardır), Yakaören kükürt gibi cevherleşmelerin de kaynağı olarak gösterilmektedir (Saniz, 1985; Özgüner ve diğ., 1989).

Dolayısıyla, Gölcük volkanizmasının ya da onun da bağlı olduğu mağmatik faaliyetin, arsenik mineralizasyonunun gelişmesine neden olan hidrotermal eriyiklerin kaynağı olması kuvvetle olasıdır.

Ayrıca bölge içerisinde değişik lokasyonlarda içilemeyen, sulamada kullanılmayan ve çevresinde değişik renkte çökeltileler bırakan vadoz su kaynakları ile gaz çıkışlarının (Yakaören dolayları, Yelliyatak Tepe ve Keçiçorlu kükürt işletmeleri v.b. yerlerde) varlığı mağmatik etkinliğin sönmeye yüz tutsa da devam ettiğinin bir göstergesidir.

Böylece cevherleşmenin bölge jeolojisi içerisindeki konumu, geometrisi, yataklanma şekli, mineral parajenezi, cevherleşmenin dokusu ve yapısı, sıvı kapanım incelemeleri, cevherleşmenin de içinde yer aldığı böl-

Çizelge 4. Sıvı kapanımlardan elde edilen homojenleşme sıcaklıkları.

Table 4. Measured homogenisation temperatures of fluid inclusions.

Örnek No	Kapanım no	TH(°C)	Ört. Uyanım	Açıklama
B1 (Barit)	1	72	119	iki fazlı (sıvı+gaz) kapanımlar, 6-30 mikron arasında değişen boyutlarda.
	2	92		
	3	113		
	4	119		
	5	121		
	6	195		
B2 (Kalsit)	1	70	97	iki fazlı (sıvı+gaz) birincil kapanımlar.
	2	76		
	3	80		
	4	81		
	5	81		
	6	83		
	7	111		
	8	115		
	9	127		
	10	144		
B3 (Kalsit)	1	81	146	iki fazlı (sıvı+gaz) birincil kapanımlar 6-12 mikron boyutlarında.
	2	97		
	3	145		
	4	152		
	5	155		
	6	184		
	7	205		
B4 (Kalsit)	1	50	79	iki fazlı (sıvı+gaz) birincil kapanımlar 10-20 mikron boyutlarında.
	2	79		
	3	90		
	4	98		
B5 (Kalsit)	1	67	104	iki fazlı (sıvı+gaz) birincil kapanımlar 5 mikron civarında boyutlarda izlenmiştir.
	2	105		
	3	109		
	4	134		

gede Pliyosen yaşlı bir vulkanizmanın ve ona bağlı diğer mineralizasyonların da olması, arsenik mineralizasyonunun bu genç vulkanizmaya ya da bu vulkanizmayı oluşturan magmatik faaliyete bağlı, ortalama 50-120 C° arasında sıcaklığı olan hidrotermal eriyiklerden itibaren çökeldiğini göstermektedir.

KATKI BELİRTME

Yazar, bu araştırmada örneklerin XRD çekimlerini yapan Dr. Osman Koptagel'e ve Fizik Müh. Nurgün Güngör'e teşekkür eder. Kimyasal analizlerin gerçekleşmesinde yardımcı olan Jeoloji Yük. Müh. Yavuz Ulutürk'e ve Çinkur Müessesesi yöneticilerine, sıvı kapanım ölçümlerini gerçekleştiren Dr. Zeynep Ayan'a teşekkür borçludur. Ayrıca yazım ve çizimlerdeki katkılarından dolayı Araş. Gör. Gürkan Bacak'a da teşekkür eder.

DEĞİNİLEN BELGELER

Bilgin, A., Köseoğlu, M. ve Özkan, G., 1990, İsparta Gölcük volkanitlerinin mineralojisi, petrografisi ve jeokim-

yası: Doğa Türk Mühendislik ve Çevre Bült. Dergisi, 14-2, 342-361..

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.

Gedikoğlu, A., Kuşçu, M. ve Türker F., 1988, Gölcük yöresi pomza yataklarının ekonomik özellikleri: Akdeniz Üniv. İsparta Müh. Fak. dergisi, Jeol. Müh. seksiyonu, 4, 432-449.

Guerbay, S. 1903, Gölbaşı arsenik raporu: MTA Genel Müd., Derleme no: 528, 7s. (Yayınlanmamış).

Guilbert, J. M. ve Park, C. F., 1986, The Geology of Ore Deposits: W.H. Freeman Company, New York, 985 s.

Gutnic, M., Monod, O., Poisson, A. ve Dumont, J. F., 1979, Géologie des Taurides occidentales (Turquie): Mémoires de la Société Géologique de France, 137-1, 112 s.

Karaman, E., 1986, Burdur dolayının genç stratigrafisi: Akdeniz Üniv. İsparta Müh. Fak. Dergisi, 2, 23-36.

Koçyiğit, A., 1984, Güneybatı Türkiye ve yakın dolayında levha içi yeni tektonik gelişim: Türkiye Jeol. Kur. Bült., 27, 1-15.

Kuşçu, M., 1994, Gölcük (İSPARTA) vulkanizmasına bağlı olarak gelişmiş endüstriyel hammadde ve metalik maden yatakları: Çukurova Üniv. Müh. Mim. Fak. Dergisi özel sayı, 169-185.

Kuşçu, M. ve Gedikoğlu., 1990, İsparta-Gölcük yöresi pomza yataklarının jeolojik konumu: Jeoloji Müh. Dergisi, 37, 69-78.

Kuşçu, M. ve Selçuk, G., 1993, İsparta yöresi ignimbritlerinin tras olarak kullanılabilirliğinin araştırılması: Jeoloji Müh. Dergisi, 43, 25-23.

Özgüner, A. M., Fişekçi, A., Kılıç, L., Özgüner, E., Ölmez, M., Akıncı, A. ve Taş, N., 1989, İsparta-Keçiborlu kükürt yatakları maden jeolojisi raporu: MTA Genel Müd., Maden Etüd Dairesi Başkanlığı.

Roedder, E., 1983, Origin of fluid inclusion and changes that occur after trapping: mineralog. Assoc, Canada., short course Handbook., 2 nd ed., V. 6., 101-137.

Roedder, E., 1984, Fluid inclusions: Reviews in mineralogy; Paul H. Ribbe; Mineralogical society of America, volume 12, 643 s., Book crafters, Inc. Michigan.

Sarız, K., 1985, Keçiborlu kükürt yataklarının oluşumu ve yöresinin jeolojisi: Anadolu Üniv., Müh. Mim. Fak. Yayınları, No: 22.*

Tuncay, A., 1989, İsparta Kuzeybatısının Jeolojisi ve Maden Yatakları: Akdeniz Üniv. Fen Bilim. Enst. Yüksek Lisans Tezi, 41 s. (Yayınlanmamış).

Yalçınkaya, S., Ergin, A., Afşar, Ö. P. ve Taner, K., 1986, Batı Torosların Jeolojisi: MTA Genel Müd. Jeoloji Etüd Dairesi Raporu.

Orhaniye-Güvenç (KB Ankara) karasal çökellerinin Paleosen-Erken Eosen sedimanter evrimi *Sedimentary evolution of the Orhaniye-Güvenç (NW Ankara) continental deposits during Paleocene-Early Eocene*

Faruk OCAKOĞLU Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, MAT Dairesi, Ankara.
Atıla ÇİNER Hacettepe Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Ankara.

Öz

Orhaniye-Güvenç yöresinin (KB Ankara) Paleosen-Erken Eosen'deki sedimanter evriminin ortaya konulmasının amaçlandığı bu çalışmada, ayrıntılı stratigrafik kesitler aracılığı ile havza dolun geometriği incelenmiştir. Üst kesimleri Geç Mestriştien'e kadar çıkan Dikmendede formasyonu ve bununla yanaldüsey geçişli Kuşkonan formasyonu çalışma alanının her kesiminde küçük bir açısız uyumsuzlukla azoyik (fosil içermeyen) Uzunçarşı grubu tarafından üzerlenir. içinde alttan üste sırasıyla Lülük, Gökdere ve Sarıbeyler formasyonlarının ayırtıldığı bu grup, bölgenin Paleosen-Erken Eosen tektoniğinin ve paleocoğrafyasının aydınlatılmasında büyük bir öneme sahiptir.

Çalışılan alanın ancak orta kesimlerinde çökelebilmüş Lülük formasyonu yakınsak-ortaç alüviyal yelpaze çökellerinden oluşmuştur. Daha yaygın olan Gökdere formasyonu genellikle örgülü akarsu çökeli nitelikleri sunar. Bu birimin, alanın KD ve G'inde çökemediği saptanmıştır. Sarıbeyler formasyonu Uzunçarşı grubunun en yaygın birimi olup alanın KD kesiminde tümüyle gölsel çökellerden, GB kesiminde ise gölsel çökellerle ardalanan akarsu çökellerinden oluşur. Sarıbeyler formasyonu tüm çalışma alanında önce ince, ancak bölgesel yayımlı, çoğunlukla volkanik çakıllı bir düzeye, ardından Orta Eosen sığ denizel karbonatlarıyla üzerlenir.

Paleoakıntı yönü ölçümleri, litofasiyelerin nitelikleri ve dağılımı Paleosen - Erken Eosen evresinde Uzunçarşı grubu kırıntılarının G-GD'daki pek uzak olmayan kaynak alanlardan türediğini göstermektedir. Bu nitelikleriyle Orhaniye-Güvenç yöresi Paleosen-Erken Eosen tortulları, daha güneydeki Tuzgölü havzasının kuzeye doğru doğal bir devamı değil, olasılıkla tektonik kontrollü olarak gelişmiş daha küçük boyutlu bir havzanın karasal dolgularıdır.

Anahtar Sözcükler: Orhaniye-Güvenç (KB Ankara), Paleosen-Erken Eosen, alüviyal yelpaze, örgülü akarsu, gölsel çökeller, paleocoğrafya, sedimanter evrim.

Abstract

The basin fill geometries of the Paleocene-Early Eocene units of the Orhaniye-Güvenç region (NW Ankara) is studied using stratigraphic sections. All over the study area, nonfossiliferous Uzunçarşı group overlies with a slight angular unconformity the late Maestrichtian aged Dikmendede formation that passes laterally and vertically to Kuşkonan formation. Uzunçarşı group, which is divided into Lülük, Gökdere and Sarıbeyler formations, plays an important role in the understanding of the Paleocene tectonics and the paleogeography of the region.

Lülük formation, which is only deposited in the central parts of the studied region, is made-up of the proximal to mid-alluvial fan sediments. Gökdere formation sediments, which cover wider areas, show braided river deposits characteristics. This formation is not deposited in the NE and S of the area. Sarıbeyler formation is the most extensive formation of the Uzunçarşı group and is composed of lake deposits in the NE and an alternation of lake and fluvial deposits in the SW. Sarıbeyler formation is overlain by a thin but areally extensive unit containing mainly volcanic cobbles, which is overlain by Middle Eocene shallow marine carbonate deposits.

Paleocurrent measurements, lithofacies characteristics and distribution of the Uzunçarşı group elastics indicate a closeby S-SE source area. Therefore, Paleocene - Early Eocene sediments of Orhaniye - Güvenç region is not a northward continuation of Tuzgölü basin; but, form the continental fills of a tectonically controlled smaller basin.

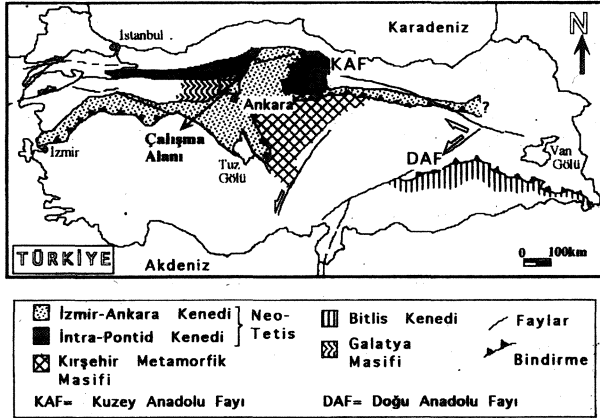
Key Words: Orhaniye-Güvenç (NW Ankara), Paleocene - Early Eocene, alluvial fan, braided river, lake deposits, paleogeography, sedimentary evolution.

GİRİŞ

Orhaniye-Güvenç yöresi, Triyas'tan güncele uzanan istifi ve Ankara'ya olan yakınlığı nedeniyle pek çok jeolojik çalışmaya konu olmuştur (Şekil 1). Yöresinin genel jeolojik çizgileri 1950'li yıllarda ortaya çıkarılmıştır (Erol, 1954; Erk, 1957). Ancak bölge istifinin ayrıntılı stratigrafisi-sedimentolojisi ve bunların içinde çökeldikleri havzaların Levha Tektoniği çerçevesinde konum-

landırılması çalışmaları son zamanlarda gerçekleştirilmiştir (Ünal ve diğ., 1976; Kazancı ve Gökten, 1986; 1988a; Koçyiğit ve diğ., 1988; Koçyiğit, 1991).

Yöresinin Paleosen-Erken Eosen çökellerinin sedimanter özellikleri Kazancı ve Gökten (1986; 1988b) de tartışılmıştır. Yazarlar ilk makalelerinde yörede alüviyal yelpaze ve akarsu fasiyelerini ile-sınırlı yayımlı karbonat ve volkanitlerin varlığını belirtmişlerdir. İkin-



Şekil 1. Türkiye'nin başlıca tektonik hatları ve Orhaniye-Güvenç bölgesinin yer buldum haritası (Koçyiğit, 1991'den uyarlanmıştır).

Figure 1. Main structural features of Turkey and location map of Orhaniye-Güvenç area (modified after Koçyiğit, 1991).

ci makalelerinde de, bu çökellerde gözledikleri çevrimsellik (cyclicality) "Paleosen'de yöredeki şiddetli epirojenik-tektonik rejimin" kanıtı olarak gördüklerini ifade etmişler ve bu dönem boyunca havzaya kırıntılı getiriminin KD'dan GB'ya gerçekleştiğini ileri sürmüşlerdir.

Havzanın Paleosen'deki jeotektonik konumuyla ilgili olarak literatürdeki değerlendirmeler ise çeşitlidir. Kazancı ve Gökten (1988b), yöredeki bu döneme karşılık gelen yaygın volkaniklastikler ve daha seyrek olan lav akıntılarının hareketle yay-ıçi havza çıkarımına ulaşılmıştır. Koçyiğit ve diğ. (1988) Orhaniye-Güvenç yöresini kuzey Neo-Tetis'in aktif kenarında Erken Kampaniyen'de doğmuş bir yay-önü havzası olarak yorumlamışlardır. Yazarlara göre havza bu niteliğini Lütesiyen sonunda kapanana değin korumuştur. Önerilen her iki jeotektonik yerleşim şeması da yöreye ve giderek çok daha güneydeki Tuzgölü (Haymana ve Tuzgölü havzaları) bölgesine bu dönem boyunca kırıntılı getiriminin kuzeyden gerçekleştiğini varsaymaktadır.

Yörenin Paleosen - Erken Eosen'deki sedimanter evriminin ana hatlarının ortaya konulması, böylece hem paleocoğrafya hem de paleojeotektonik yerleşimle ilgili sorunların aydınlatılmasının amaçlandığı bu çalışmada ise; jeolojik haritalamayı izleyen ayrıntılı stratigrafik kesitler yapılmış, paleoakıntı yönü verileri toplanmıştır. Elde edilen verilerin yorumlanmasıyla, Paleosen-Erken Eosen sedimanlarının havza dolun biçimleriyle ilgili modeller ileri sürülmüştür.

¹ Bu birimin yanında Orhaniye ve Parmaklık formasyonlarının adları da Gökten ve diğ. (1988) alınmıştır. Aynı araştırmacıların formasyon düzeyindeki Uzunçarşılı adı tarafımızdan Grup düzeyine çıkartılarak kullanılmıştır.

ÇALIŞMA ALANININ STRATİGRAFİSİ

Paleosen-Erken Eosen havzasının kayoak bölgesini oluşturan yaşlı kayalar alanın GD'sunda yüzeylenirler. Ayrıntılı tanımlamalarına girilmeyecek olan bu birimler, stratigrafik olarak alttan üste; metasedimanter-metavolkanik kayalardan oluşan Bağlum formasyonu, bol makrofosilli karbonat kayalarla temsil olunan Arşın formasyonu, killi kumlu bir matriks içindeki kireçtaşı olistolitlerinden oluşan ve matriksinden Geç Senoniyen yaşı elde edilen (Ünal, 1981) Yakacak formasyonudur. Tüm bu birimler Neotetis'in okyanusal kabuk malzemesi ve epiofiyolitik örtüsünü içeren Kapaklı ofiyolitli melanjı tarafından tektonik olarak üzerlenirler (Şekil 2).

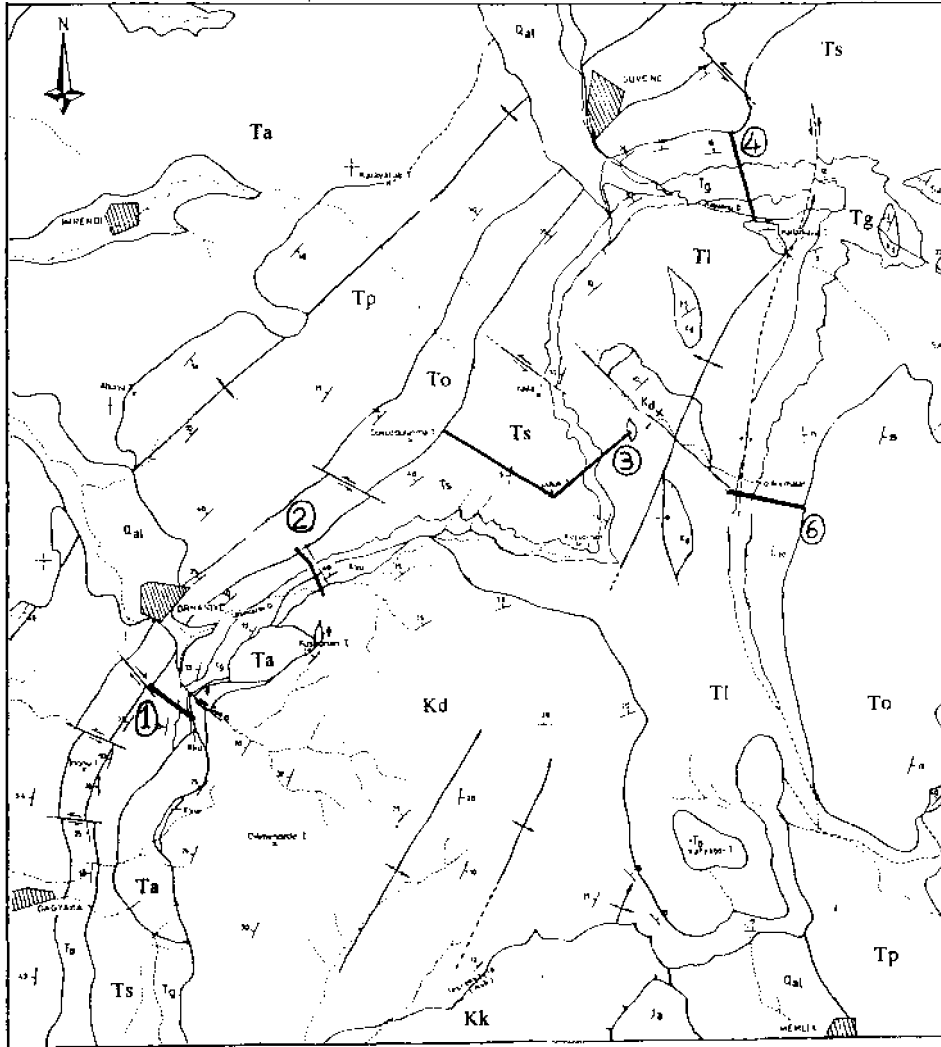
Kapaklı Ofiyolitli Melanjı'nın yerleşimini sürdürdüğü denizel ortamda ilk sedimanlan çökelmiş olan Dikmendede formasyonuna¹ Koçyiğit ve diğ. (1988) tarafından Orta Kampaniyen-Geç Mestrişiyen yaşı verilmiştir. Kalınlığı 800 m'ye ulaşan, yer yer olistostromal düzeyleri ve volkanik silleri içeren bu birimin en üst kesimleri ortamsal açıdan sığlaşma belirtileri gösterir ve birbiriyle yanal geçişli kumlu ve konglomeratik kayalardan oluşan Kuşkonan formasyonuna geçer. Egemen rengi altta sarımsı üste doğru kırmızımsı olan bu birimin kumlu kesimleri çoğunlukla simetrik ripillan ve yer yer de megaripillan içerir. Konglomeratik kesimler son derece karmaşık-ıyapıya sahip olabilmektedirler. Kuşkonan formasyonu için sualtı ve suüstü bölümleriyle temsil olunan bir fan delta ortamı önerilmiştir (Ocakoğlu, 1991).

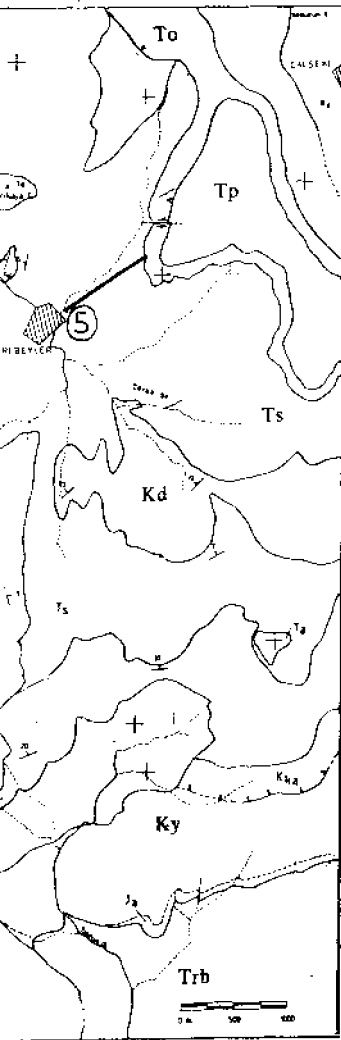
Kuşkonan formasyonu, küçük bir açısız uyumsuzlukla Uzunçarşılı grubunun tabanındaki Lülük formasyonu tarafından üzerlenir. Aradaki açısız uyumsuzluk yüzünden alanın orta kesimlerinde Lülük formasyonu Dikmendede formasyonu üzerinde de gözükür (Şekil 3). Çalışılan alanın yalnızca orta kesimlerinde bulunan bu birim dekametrik çukurlukları doldurur, konglomera baskın litolojilerle temsil olunur ve üste doğru dereceli olarak daha yaygın ve kumlu Gökdere formasyonuna geçer. Bu birimle birlikte stratigrafik ayrıntıları aşağıda verilen Gökdere ve Sanbeyler formasyonları karasal Uzunçarşılı grubunu tamamlarlar.

Yörede Lütesiyen karbonat sığlığını temsil eden Orhaniye formasyonu genelde *Nummulites*'li kireçtaşılandı meydana gelmiş olup kalınlığı 250 m kadardır. Birim, çalışma alanının hemen her yerinde uyumlu olarak, üstteki Oligo-Miyosen yaşlı Parmaklıktepe formasyonuna geçer. Bu formasyon, alt ve üst kesimlerin-













Şekil 2. Orhaniye-Güvenç yöresinin genelleştirilmiş dikme kesiti.

Figure 2. Generalized columnar section of Orhaniye-Güvenç region.





AÇIKLAMALAR (EXPLANATIONS)

-  Köy (Village)
-  Dere yatağı (River bed)
-  Tepe (Hill)
-  Normal fay (Normal fault)
-  Doğrultu atımlı fay (Strike-slip fault)
-  Bindirme (Thrust)
-  Senklinal (Synclinal)
-  Antiklinal (Anticline)
-  Tabaka eğim ve doğrultusu (Dip and strike of bed)
-  Yatay Tabaka (Horizontal bed)
-  Formasyon sınırı (Formation boundary)
-  Sedimentolojik kesit (Sedimentological section)

de çörlü gösel kireçtaşlarından, aradaki kesimlerde de volkano-detritik akarsu çökellerinden oluşmuştur. Pliyosen yaşlı Alkaya formasyonu tüm yaşlı birimleri açısız uyumsuz olarak örter (Şekil 2).

BÖLGENİN PALEOSEN-ERKEN EOSEN STRATİGRAFİSİ VE SEDİMANTOLOJİSİ

Bu çalışmada bölgenin Paleosen-Erken Eosen istifi formasyon düzeyinde 3 litostratigrafi birimine ayrılarak incelenmiştir. Altın üstü Lülük, Gökdere ve Sarıbeyler formasyonları olarak adlandırılan bu 3 birim kökensel ve ortamsal yakınlıkları gözönüne alınarak Uzunçarşı grubu çatısı altında toplanmışlardır (Şekil 2).

Uzunçarşı grubu, 5 ayrıntılı stratigrafik kesit üzerindeki dikey çalışmalara ek olarak yanal korelasyonlarla da yorumlanmıştır (Şekil 3, 4, 5). GB'dan KD'ya sırasıyla, Gökdere, Orhaniye, Lülük, Güvenç ve Sarıbeyler olarak adlandırılan bu beş kesit, bir doğrultu üzerinde olmaları yüzünden KB-GD doğrultusunda çökeltme ortamlarının evriminin yorumlanmasına ışık tutmuştur. Kızılırmaklar kesiti olarak adlanan altıncı bir ek kesit, şekil olarak metin içinde verilmemiş ancak sözlü değinmelerle kullanılmıştır.

Havzadaki Paleosen-Erken Eosen birimlerinden Lülük formasyonunun, alanın ancak orta kesimlerinde çökebildiği, hem Lülük hem de Gökdere formasyonlarının KD'da hiç çökelmediği ve Gökdere ve Sarıbeyler formasyonlarının güneye doğru incelenerek kamalandıkları tespit edilmiştir. Burada anlaşılabilirlik ve açıklık açısından GB'dan KD'ya her kesit üzerinde formasyonları sedimantolojik özellikleri tanıtılarak çökeltme ortamları belirlenecek, böylece tüm alan için çökeltme ortamlarının yanal ve düşey değişimlerinin sentezine gidilecektir.

Lülük formasyonu

Birim yalnızca çalışma alanının orta kesimlerinde ve Dikmendede ile Kuşkonan formasyonları üzerinde küçük bir açısız uyumsuzlukla yer alır (Şekil 3). For-

Şekil 3. Orhaniye-Güvenç yöresinin jeolojik haritası ve kesitleri (litostratigrafik birim simgeleri için Şekil 2'ye bakınız).

Figure 3. Geological map and sections of Orhaniye-Güvenç region (refer to Figure 2 for symbols of lithostratigraphic units).

1. Köy (Village), 2. Dere yatağı (River bed), 3. Tepe (Hill), 4. Normal fay (Normal fault), 5. Doğrultu atımlı fay (Strike - slip fault), 6. Bindirme (Thrust), 7. Senklinal (Synclinal), 8. Antiklinal (Anticline), 9. Tabaka eğim ve doğrultusu (Dip and strike of bed), 10. Yatay tabaka (Horizontal bed), 11. Formasyon sınırı (Formation boundary), 12. Sedimantolojik kesit (Sedimentological section).

masyon orta derecede kırmızı (GSA kayaç renk cetveli-ne göre 5 R 4/6) bir renge sahiptir. Bu özelliğiyle Kuşkonan formasyonu dışındaki daha yaşlı birimlerden kolayca ayrılabilir. Birbirine yakın Lülük ve Kızılırmak kesitlerinde Lülük formasyonu çoğunlukla imbrikasyon gösteren tane destekli konglomeralar ile (Miall, 1977'nin Gm fasiesi) ardalanan kalıçlı çamurtaşı ve ince taneli kumtaşları ile temsil olunur. Bu kesitlerde bir kaç metrelik konglomera ve çakıllı kum taşı tabakalarındaki yukarıya doğru tane boyu küçülmesi ile tüm Lülük formasyonunda üstü doğru tane boyu küçülmesi ve tabakaların incelenmesi tipiktir (Şekil 4, Levha I A). Buna ek olarak, Kızılırmak kesitinde istifi tabanında tutturulmamış moloz akıntısına (Shultz, 1984; Nemeç and Steel, 1984) atfedilebilecek, köşeli bloklarının çapları 50 cm'ye ulaşan tane destekli konglomeratik düzeyler gözlenmiştir (Levha I B).

Orhaniye ile Lülük kesitleri arasında, Kuyupınarı mevki güneyinde yüzeyleyen Lülük formasyonunda, bilimin metre boyutunda molozlar içermesinin yanı sıra, Dikmendede formasyonu içindeki kanallı yapısı da belirgindir. Burada, yaklaşık K-G doğrultusunda uzanan, derinliği 10 m ve genişliği 100 m kadar olan bir paleokanalın başlıca Dikmendede kumtaşlarının köşeli 1-2 m çapındaki bloklarıyla ve bunlarla ardalanan kalıçlı çamurtaşlarıyla doldurulduğu gözlenmiştir. Birim burada, Miall'in (1985) CH (kanal) elemanının güzel bir örneğidir.

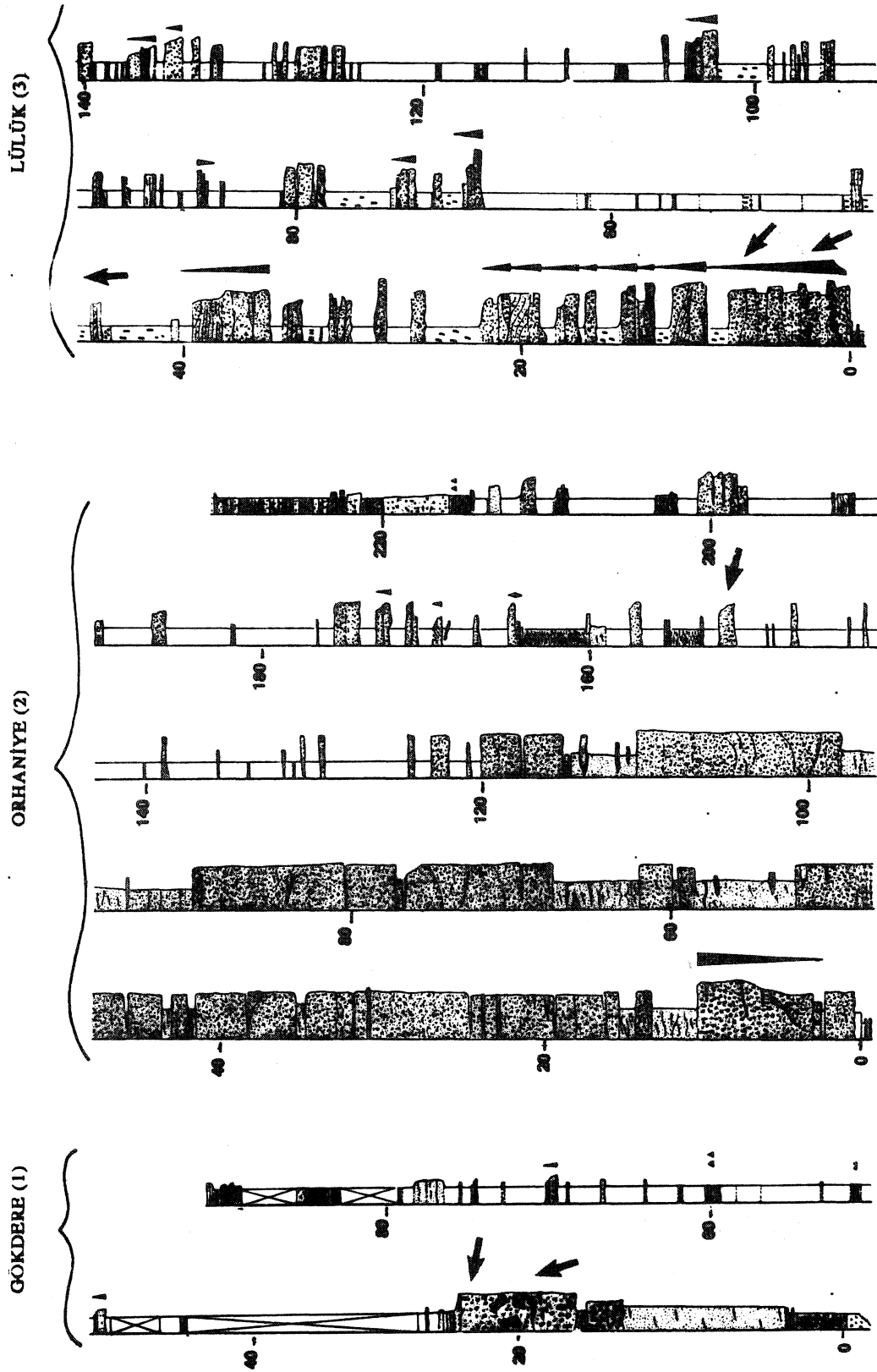
Güvenç kesitinde birim, Dikmendede formasyonunun gri renkli, iyi yuvarlaklaşmış çakıllara sahip çakıltaşı üzerinde aralarında belirgin bir açısız uyumsuzluk olmadan durur. Ancak iki birimin dokanağında Lülük formasyonunun rengi kırmızılaşır ve değişik türde ripilları içeren kumtaşlarıyla kanal geometri çakıltaşlarının ardalanmasına geçilir. Bu kesitte tane boyu küçülen ve santimetre düzeyine düşen birim (Şekil 5) Miall'in (1985) SB (kumlu yatak şekilleri) ve GB (çakıl barları) elemanlarının ardalanmasına dönüşür.

Yöne bağlı tane boyu değişimi, kanal geometrileri ve çakıl imbrikasyonları her üç kesitte de GD'dan KB'ya gelişen bir paleokanalın yönünün varlığını işaret etmektedir (Şekil 4). Birim, kalıç oluşumlarının ve debris akmalarının gösterdiği üzere, kurak-yarı kurak bir iklimde yer yer katastrofik yüzey sellenmeleriyle ve daha çok yakınsak-ortaç alüvyal yelpaze yerleşiminde oluşmuş olmalıdır.

Gökdere formasyonu

Sarımsı-gri renkli (10YR 7/4) bilimin, alttaki Lülük formasyonundan daha geniş bir alanda çökeltmesine karşın, yine de alanın KD'sundaki Sarıbeyler köyü civarında çökelmediği belirlenmiştir.

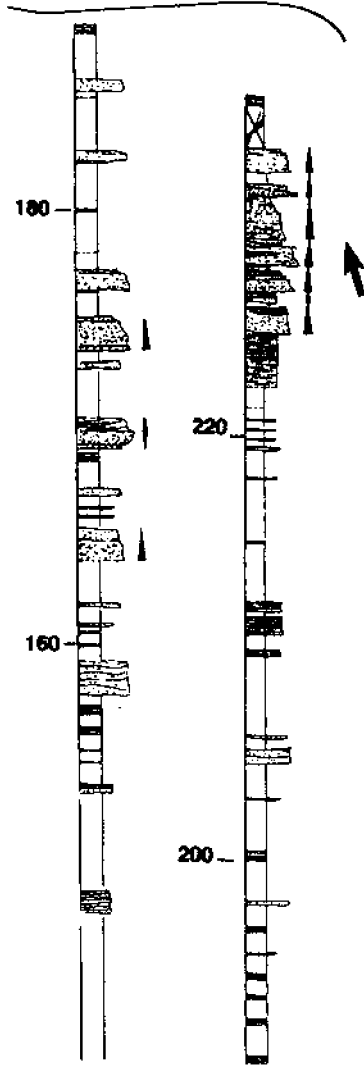
Gökdere ve Orhaniye kesitlerinde Gökdere formas-



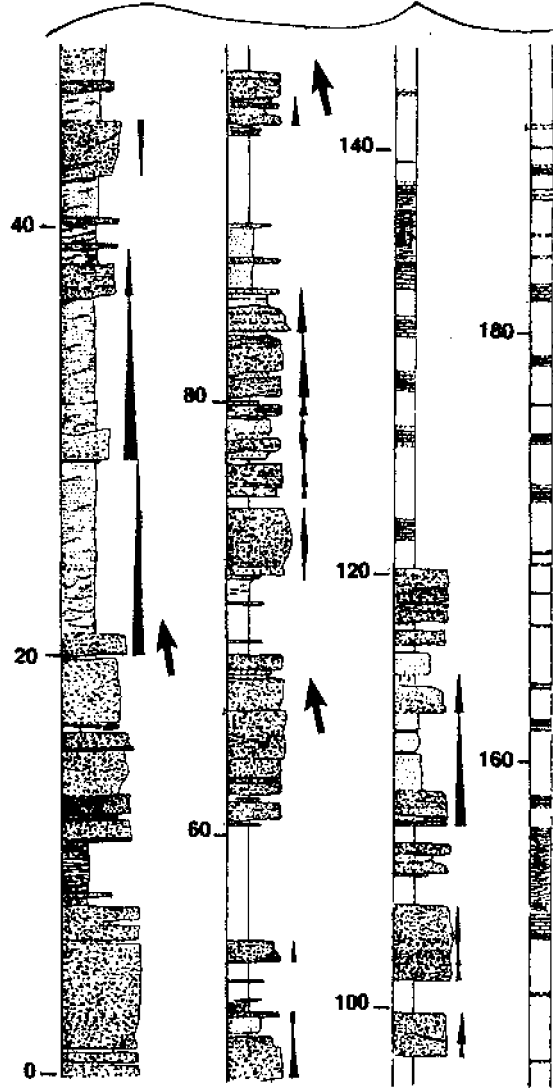
Şekil 4. Orhaniye-Güvenç yöresinin sedimentolojik kesitleri (kesit yerleri için Şekil 3'e bakınız).

Figure 4. Sedimentological sections of Orhaniye-Güvenç region (see Figure 3 for section sites).

LÜLÜK (3) (devam ediyor)



GÜVENÇ (4)



yonu, alttaki Kuşkonan formasyonundan çakıllar olarak üzerine uyumsuz olarak gelir ve farklı rengi ile kolayca ayrılabilir (Şekil 5, Levha II). Çakıltaşı/kumlaşı düzeyleri yanal yönde yüzlerce metre devamlılık sunarlar. Gökdere kesitinde büyük ölçüde volkanik kayac çakıllarını içeren birimdeki aşırı allcrasyon, içyapıları hemen hepten bozmuştur. Ancak bazı kumlu düzeylerin sedimenter yapıları St, Sp'ler (sırasıyla tekne ve düzlem çapraz tabakalanma) izlenebilmektedir (Miall, 1977). Bir düzeyde kalınlığı 6 m'yi bulan, yanal devamsız, mercek geometrili, 1-2 m çapındaki köşeli blokların kaba kum/ince çakıl içinde yüzer halde bulunduğu Gms (masif matriks destekli konglomera) fasiyesi (Miall, 1978) gözlenmiştir. Orhaniye kesitinde, Gökdere formasyonunun dikine istiflenmesi birkaç metrelik kaba yatay tabakalanmalı ve tekne şeklinde çapraz tabakalı çakıltaşları ile (sırasıyla Gm ve Gt fasiyesleri) ardalanmış kumlu fasiyesler (St, Sr-ripilli kumlaşı) şeklindedir. Çoğunlukla masif olan ve maksimum çakıl çapları 10 cm'ye ulaşabilen konglomeratik tabakaların yanal devamlılığı yüzlerce metredir. Bu kesit, fasiyes birlikleri dikkate alınarak örgülü akarsulara atfedilmiştir.

KB'ya Lülük kesitine doğru, tane boyunda belirgin bir küçülmeye birlikte kil/silt düzeylerinin arttığı izlenir. Bu kesitte, başlıca kaliçilli kıltaşı-silttaşıyla ardalanmış, bazen kanal geometrileri oldukça belirgin çakıltaşı/çakıllı kumtaşı (Gt) ve daha yanal devamlı ince ripilli kumtaşı yaygıları (Sh) bulunur. Birimin üst kesimine doğru kalın yeşil killer (yalnızca iki düzeyde 5-6 m kalınlıkta kırmızı kil) ve bunlar arasında mikritik kireçtaşları izlenmeye başlanır. Formasyonun olası tavanına doğru yukarı yönde tabaka kalınlığı azalan çevrimler yeniden ortaya çıkar. Lülük tepe civarında Göktepe formasyonunun, menderesli akarsu ve bu akarsu sistemi içerisinde yer alan geçici göllerden oluştuğu düşünülmektedir.

Daha KD'da, Güvenç kesitinde, tane boyunun yeniden kabalaşarak çakıltaşının istifte baskınlaştığı gözlenir. Genelde örgülü akarsu sistemine atfettiğimiz Güvenç kesiti Gökdere istifinde bazen amalgame çakıllı kanallarla (maksimum tane çapı 15 cm kadar) bazen de aşınmalı olarak konglomera ile başlayıp yukarı doğru kumlu ve killi fasiyeslere geçen çevrimlerle temsil olunur.

Sarıbeyler formasyonu

Sanbeyler formasyonu, tipik mavimsi yeşilimsi rengi (5 BG 7/2) ve kilin hakim olduğu litolojisi ile hemen hemen tüm çalışma alanında bir kılavuz katman niteliğindedir. Çalışılan kesitler üzerinde kırıntılı bolluğuna göre bir zonlanmaya sahip olduğu izlenir. Öylesine ki, çalışma alanının KD'suna, Lülük kesitinde Güvenç kesitine doğru kırıntılılar giderek azalarak sona erer ve istif yalnızca mikritik kireçtaşı-kıltaşı ardalanmasına dö-

nüşür (Şekil 4, Levha I C).

Alanın GB'sındaki Gökdere kesitinde Sarıbeyler formasyonu 60 m kalınlığında kırmızı/yeşil kil ardalanması ve aralarda nadir olarak bulunan ince kumlaşlarıyla ve çörtlü gösel kireçtaşlarıyla temsil olunur.

Orhaniye kesitinde, formasyonun egemen litolojisi olan killer hep yeşil renkli iken bunlar arasında çoğunlukla aşınmalı tabanlı, kalınlığı 1 m'yi aşabilen çakıltaşları/çakıllı kumtaşları yer almıştır (Levha D). Bazı tabakalarda yeşil kilden dereceli olarak ripilli kumlaşına geçen ve yukarı yönde kabalaşmış bir dikey litofasiyes dizilimi gözlenmiştir (Şekil 4).

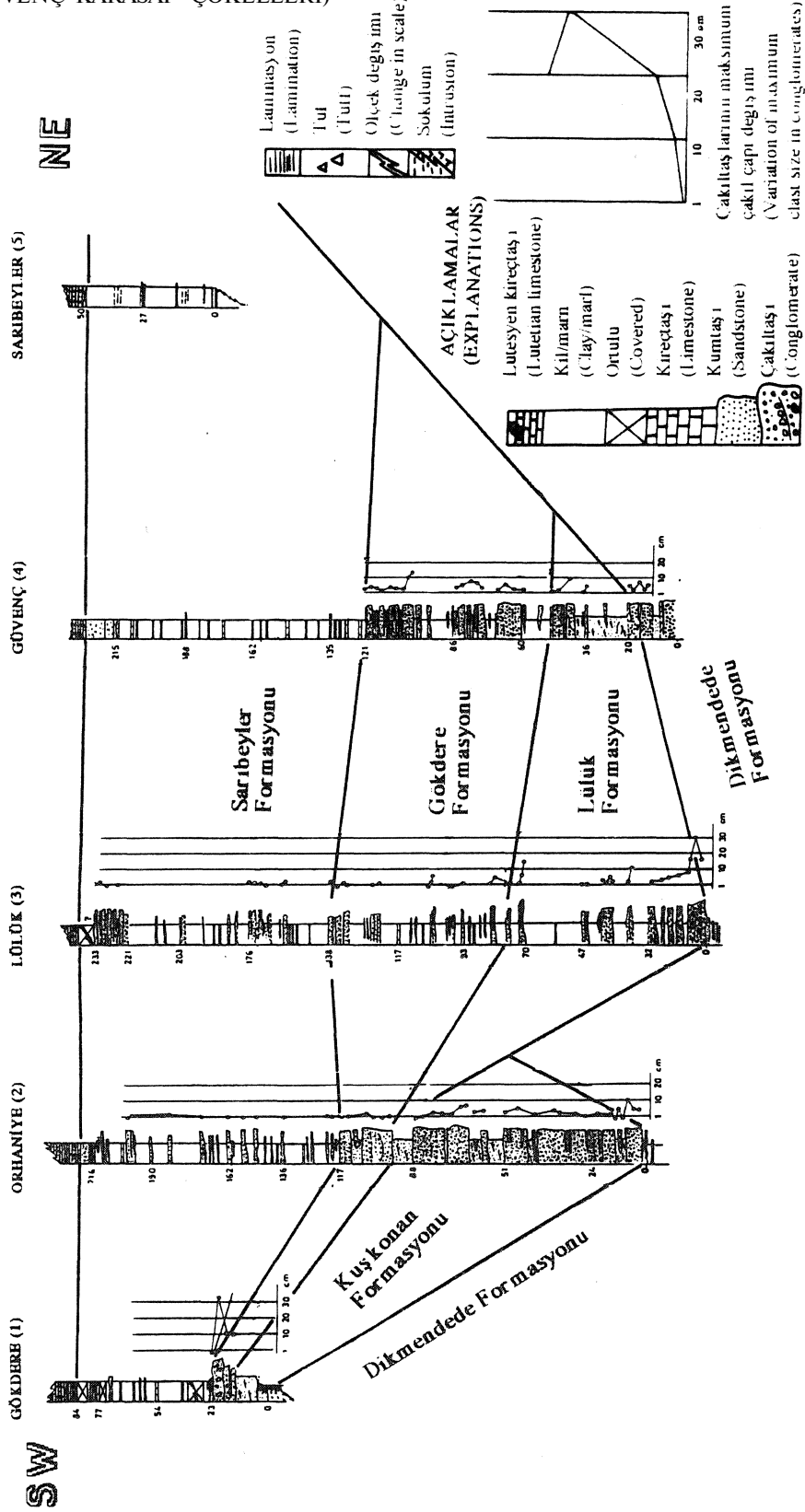
Lülük kesitinde Orhaniye kesitine benzer bir dikine litolojik ardalanma saptanmıştır. Bu kesitte ek olarak, kalınlıkları 50 cm'ye ulaşan gösel kireçtaşları ve bir düzeyde 1 m kalınlığında kırmızı kil seviyesine rastlanmıştır. Lülük kesitin ölçülebilir en üst düzeyini, kalınlığı 10 m'yi aşan çakıltaşı kumtaşı istifi oluşturur. Bu kesim, yeşil killer üzerinde paralel laminalı kumtaşı ile (Sh) başlamakta ve üste doğru her biri çakıltaşıyla (Gm, Gt) başlayıp yukarı doğru tane boyunun incelendiği 7 çevrime geçmektedir. Bu istif, olasılıkla taşkın düzlüğünün bu alana doğru göç eden bir akarsu kanalına karşılık gelmelidir.

Güvenç kesitinin güneyinde ve Lülük kesitinin doğusunda kalan Kızılkırmalar keskindeki (Şekil 3'te 6 no'lu kesit) Sanbeyler formasyonu, kırıntılı zenginliği açısından, bu iki kesit arasında yer alır. Birimin alt kesimleri burada menderesli akarsu sistemine atfedilecek yanal büyüme gösteren kumtaşı ve küçük ölçekli yarıntı çökellerine karşılık gelebilecek yanal devamlı, ripilli, ince kumtaşı / silttaşı içerir. Üste doğru Güvenç kesitinde olduğu gibi gösel kıltaşı / kireçtaşı ardalanmasına geçilir. Kızılkırmalar kesitinin daha güneyinde Kocatepe ve Karyağlı Tepe civarında Sanbeyler formasyonu ya çok incedir ya da hiç çökmemiştir.

Güvenç kesitinde Sanbeyler formasyonu 4-5 m'de bir ardalanmış yeşil/mavi kil ile ince tabakalı kireçtaşı arakatmanları ile temsil olunur (Levha I C). İnce kesitte bunlar mikrit çamurundan ibaret olup, seyrek ostracod kırıntıları ile %2'ten az terrijenik kırıntı içerirler. Bu kesitte istifin tavanı çörtlü kireçtaşı ve bunu üzerleyen yeşil/kırmızı kil içindeki 5-6 m'lik çakıllı düzeyle temsil edilir.

KD'ya doğru son kesit yeri olan Sanbeyler'de, formasyonunun üstten 50 m kadarlık laminalı, yer yer masif gösel kil ile temsil edilen bir bölümü ölçülebilmştir. Kesit yerine yakın alanlardaki gözlemler, Sarıbeyler formasyonunun yeşil kil ile Dikmendede formasyonu üzerine geldiğini ve iki birim arasındaki dokanın aşınmalı dönemi işaret eden belli belirsiz bir oksidas-

ORHANIYE - GÜVENÇ KARSAI ÇÖKELLERİ)



Şekil 5. Orhaniye-Güvenç bölgesi Paleosen-Erken Eosen serilerinin havza dolun yapıtı.

Figure 5. Basin-fill architecture of Paleocene-Early Eocene sequences in the Orhaniye-Güvenç region.

yon yüzeyi ile temsil edildiğini göstermiştir.

ÇÖKELME ORTAMLARININ ZAMAN VE MEKAN İÇİNDEKİ DAĞILIMI VE HAVZA DOLUM GEOMETRİSİ

Burada üzerinde durulan Uzunçarşı grubunun en yaşlı birimi olan Lülük formasyonu, çalışma alanının ancak orta kesimlerinde yüzeylemektedir. Formasyonun alt düzeylerindeki bazı fasiyeler güneydeki olası bir fay zonundan taşınan kaba kırıntılarla yüklü yüzey sellenmeleriyle oluşmuş iken üste doğru örgülü akarsu çökeltilerine geçiş sözkonusudur. Paleoakıntı yönü verileri (çakıl imbrikasyonları, çapraz tabakalar, kanal geometrileri vb.) GD'dan KB'ya doğru bir paleoakıntının varlığını ortaya koymaktadır (Şekil 4). Formasyonun çamurtaşı/ince taneli kumtaşı düzeylerindeki kaliçiler de dikkate alınarak bu dönem boyunca kurak bir iklimde KB'ya açılan bir alüviyal yelpaze sisteminden söz edilebilir (Şekil 6a).

Gökdere formasyonunun çökeldiği dönem boyunca alüviyal yelpazenin GB'ya doğru genişlediği anlaşılmaktadır. Bu dönem boyunca çalışma alanının orta bölümü kaba kırıntı geriliminden kısmen korunmuş, daha çok, taşkın düzlükleri halinde kalmıştır (Şekil 6b).

Sanbeyler formasyonunun çökelim dönemi boyunca daha zengin bir çökeltme ortamı mozayığı izlenir. Bu dönemde Güvenç ve Sanbeyler köyleri civarı hep göl sel ortam olarak kalmışken GB'ya doğru dönemsel olarak sınırlı göllerin araya girdiği bir akarsu sistemi egemen olmuştur (Şekil 6c).

Lütesiyen başına doğru, Sanbeyler formasyonunun en üst düzeylerinde bütün göl sel alanlar kapanmış, bol volkanik kayaç parçalarını da içeren gevşek çakıl/bloklardan oluşan 10-20 m kalınlığında bir birim bütün alanı kaplamıştır. Ayrıntılı fasiyeler çalışmalarına olanak vermeyen bu gevşek çakıltaşı içindeki iri ve yuvarlak volkanik bloklar eşzamanlı volkanik patlamalarla ilgili olmalıdır (Şekil 6d).

SONUÇLAR VE TARTIŞMALAR

Ayrıntılı sedimantolojik kesitler üzerinden yürütülen bu çalışmayla bölgenin Paleosen-Erken Eosen paleoocoğrafyası ortaya konmaya çalışılmıştır. Buna göre, yer yer küçük bir açılma uyumsuzlukla daha yaşlı kayalar üzerine oturan Uzunçarşı grubu, yakınsak-ortaç alüviyal yelpazeden göl sel değin uzanan çökeltme ortamlarının girift yanal ve düşey istiflenmelerinin bir ürünüdür (Şekil 5, 6a, b, c, d). Hemen tüm istifin çökeli mi boyunca kaynak bölge G-GD'daki, Mestriştien sedimanları, ofiyolitli melanaj, Jura kireçtaşı ve Triyas epimetamorfittlerinden ibaret alanlardır.

Çalışma alanı, Ankara civarında İzmir-Ankara Kenedi'nin en kuzeyindeki iyi gözlenebilir Mesozoyik-

Tersiyer istifini içermesi sıfatıyla bölgesel tektonik yorumlara (örneğin Kazancı ve Gökten, 1988b; Koçyiğit ve diğ., 1988; Koçyiğit, 1991) konu olmuştur. Bu yorumlarda bir yay volkanizmasma atfedilen Galatya Masifinden yaklaşık güneye Tuz Gölü havzasına doğru karasal alanlardan derin denize kadar uzanan bir çökeltme sistemi önerilmiştir.

Bu çalışmanın paleocoğrafik yorumlarında ileri sürülen, çalışma alanı güneyindeki topoğrafik yükseklikler (Paleosen-Erken Eosen havzasına malzeme veren kaynak alanlar) yukarıda sözü edilen bölgesel tasarımlardan sapan bir nitelik taşımaktadır.

Önceki araştırmacıların bir yay-hendek sistemi çerçevesinde değerlendirdikleri çalışma alanı ve çevresi, kanımızca, Paleosen'le birlikte tektonik kontrollü havza gelişimlerine sahne olmuştur. Olasılı faylarla belirlen-

LEVHA-I/PLATE-I

A) En alt kesimlerinde gözlenen yukarı doğru incelen sekanslar. Her sekanstaki konglomeralar tabanda aşınmak olup yukarı doğru tane boyu kum-silt boyutuna düşmektedir. Bir sonraki sekansın konglomeraları genelde killeri aşındırır. Yer: Lülük Tepe doğusu.

A) *Finning-upward sequences on the lower part of the Lülük formation. Conglomerates in each sequence are erosive on the underlying unit and grain size decreases towards the top to sand and silt. Location: East of Lülük Tepe.*

B) Çoğunlukla çakıl destekli, blok çapları 50 cm'ye ulaşabilen konglomeralar. Bileşenler polijenik ve köşeli-orta derecede yuvarlaktır. Blokların imbrikasyonuna göre paleoakıntı yönü şeklin sağından soluna doğrudur. Yer: Kızılkırmalar mevki.

B) *Grain-supported conglomerates with cobbles reaching 50 cm in diameter. Constituents are poly genic and angular to sub-rounded. Cobble imbrications indicate a paleocurrent direction from right towards left. Location: Kızılkırmalar.*

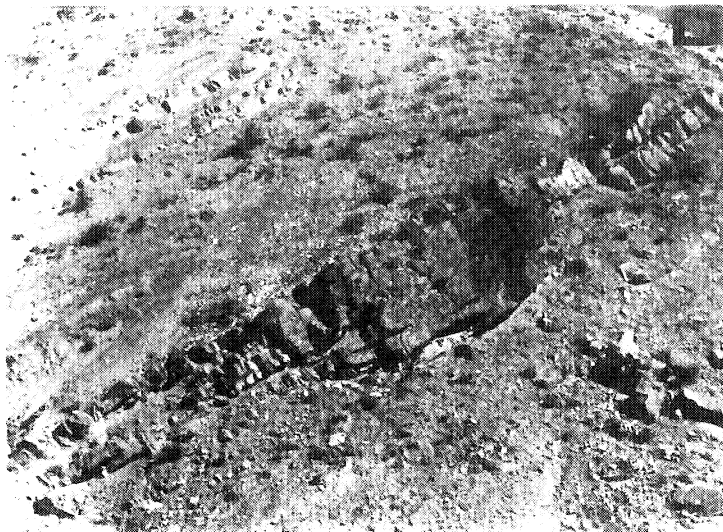
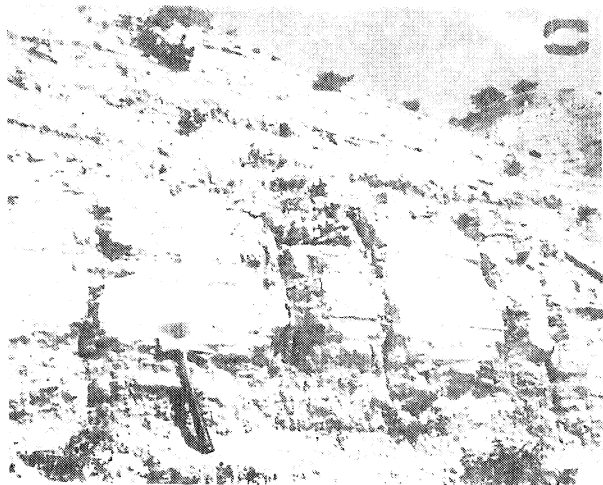
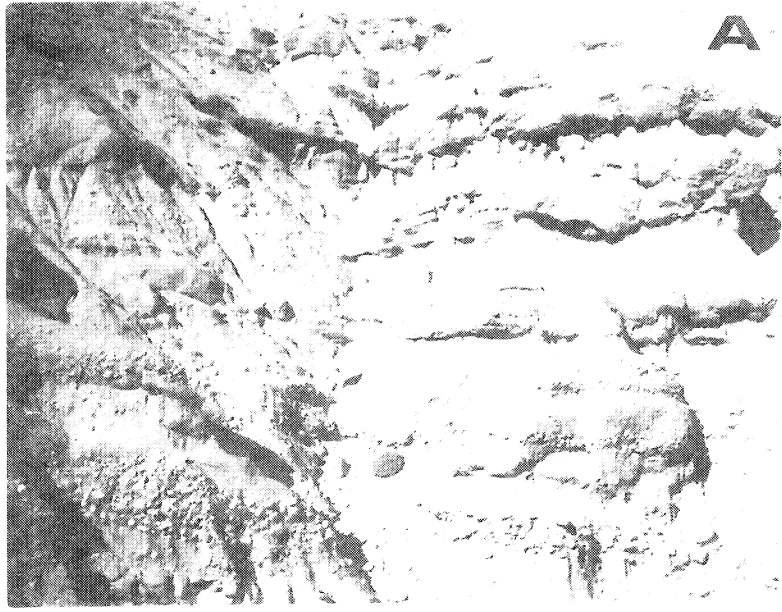
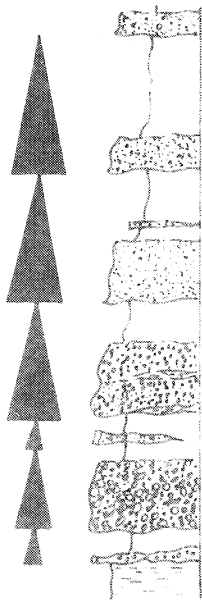
C) Sanbeyler formasyonunda tekdüze kilitaşı/kireçtaşı aralanması içindeki bir kireçtaşı tabakası. Kireçtaşı tabakasının alt ve üst geçişleri derecelidir. Yer: Güvenç köyü doğusu, Güvenç kesiti 153. metre (Şekil 4).

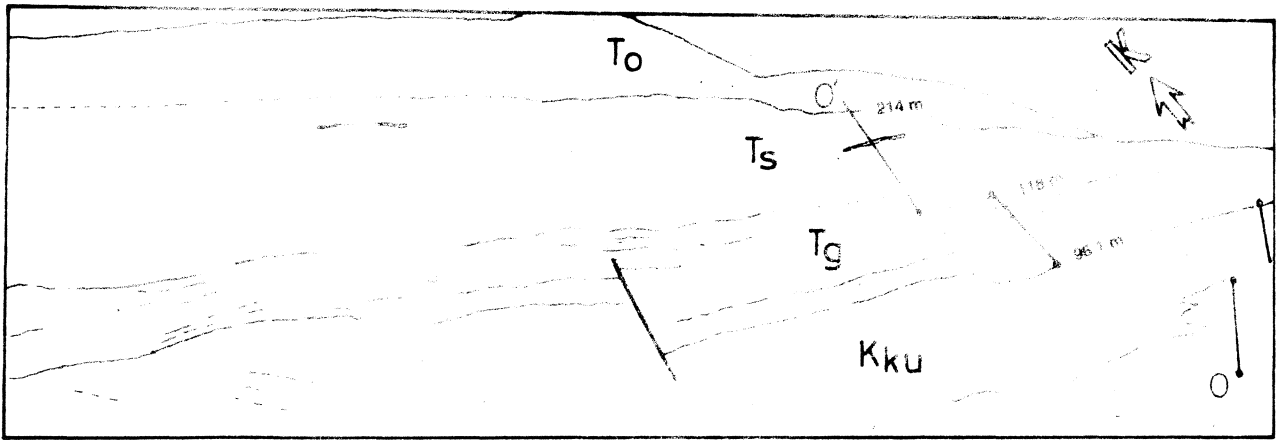
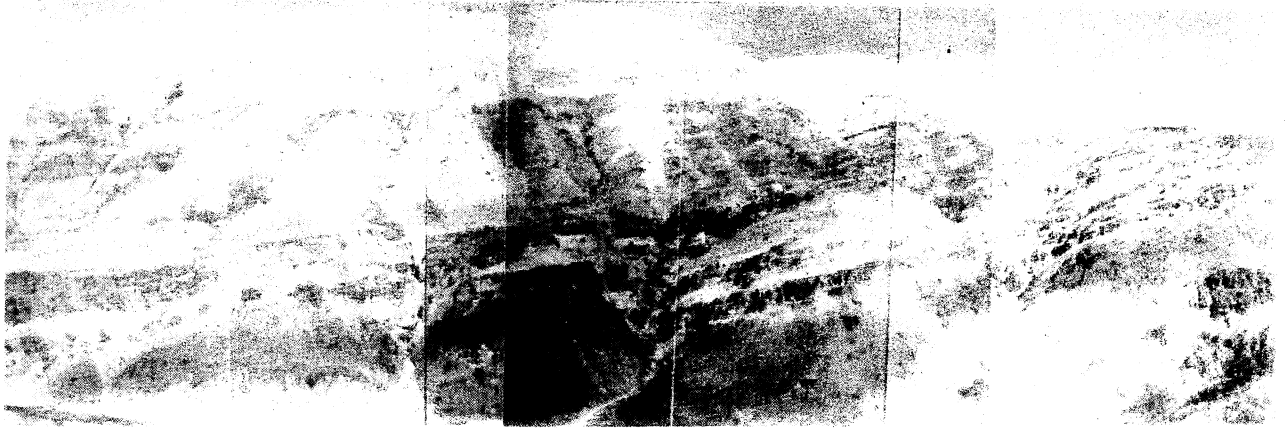
C) *Limestone bed within the monotoneous marl of the Sanbeyler formation. Lower and upper contacts of the limestone bed are gradual. Location: East of Güvenç village; 153th meter of Güvenç section, Figure 4.*

D) Sanbeyler formasyonunda yeşilimsi mavi killeri kanal geometrilili çakıllı kumtaşı, Ölçek: Resmin sol alt köşesindeki küçük çanta. Yer: Orhaniye köyü doğusu.

D) *Pebbly sandstone of a channel cutting through the green-blue colored mud stone of Sanbeyler formation. Back pack on the lower left corner for scale. Location: East of Orhaniye vil-lage.*

LEVHA I
PLATE I





LEVHA II: Orhaniye doğusunda Uzunçarşı grubu ile altındaki ve üstündeki formasyonların ilişkisini gösterir fotomozayik ve yorumu. Kuşkonan formasyonu içindeki çakıllı litolojilerin kumlu/killi litolojilere geçişine ve Kuşkonan formasyonu ile Uzunçarşı grubunun Gökdere formasyonu arasında okla gösterilen yerdeki belirgin açılal uyumsuzluğa dikkat ediniz.

Kku: Kuşkonan formasyonu, Tg: Gökdere formasyonu, Ts: Sarıbeyler formasyonu, To: Orhaniye formasyonu, O-O¹: Orhaniye sedimentolojik kesit hattı.

miş olan çalışma alanı güneyindeki paleotopografik yükseltiler (kaynak alanlar) kuzeydeki Galatya volkanik masifiyle güneydeki Tuz gölü havzasını birbirinden ayıran topografik özelliklerden biri niteliğindedir.

KATKI BELİRTME

Yazarlar", arazi çalışmaları sürecinde ortamsal yorumlara katkıları nedeniyle Louis-Pasteur Üniversitesi'nden (Strasbourg - Fransa) Dr. Francois Guilleocheau ile Dr. Max Deynou'ya ve ayrıca eleştirileriyle makalenin iyileştirilmesine katkıda bulunan Prof. Dr. Teoman Norman ve Prof. Dr. Cengiz Yetiş'e teşekkürü bir borç bilirler.

PLATE II: Photomosaic and interpretation of the relationships between Uzunçarşı group and the overlying and underlying formations (East of Orhaniye village). Passage of gravelly lithologies to sandy clayey lithologies in Kuşkonan formation is typical. Angular unconformity between Kuşkonan formation and Gökdere formation of Uzunçarşı group is shown by an arrow.

Kku: Kuşkonan Formation Tg: Gökdere Formation, Ts: Sarıbeyler Formation, To: Orhaniye Formation, O-O¹: Trace of the Orhaniye sedimentologic section.

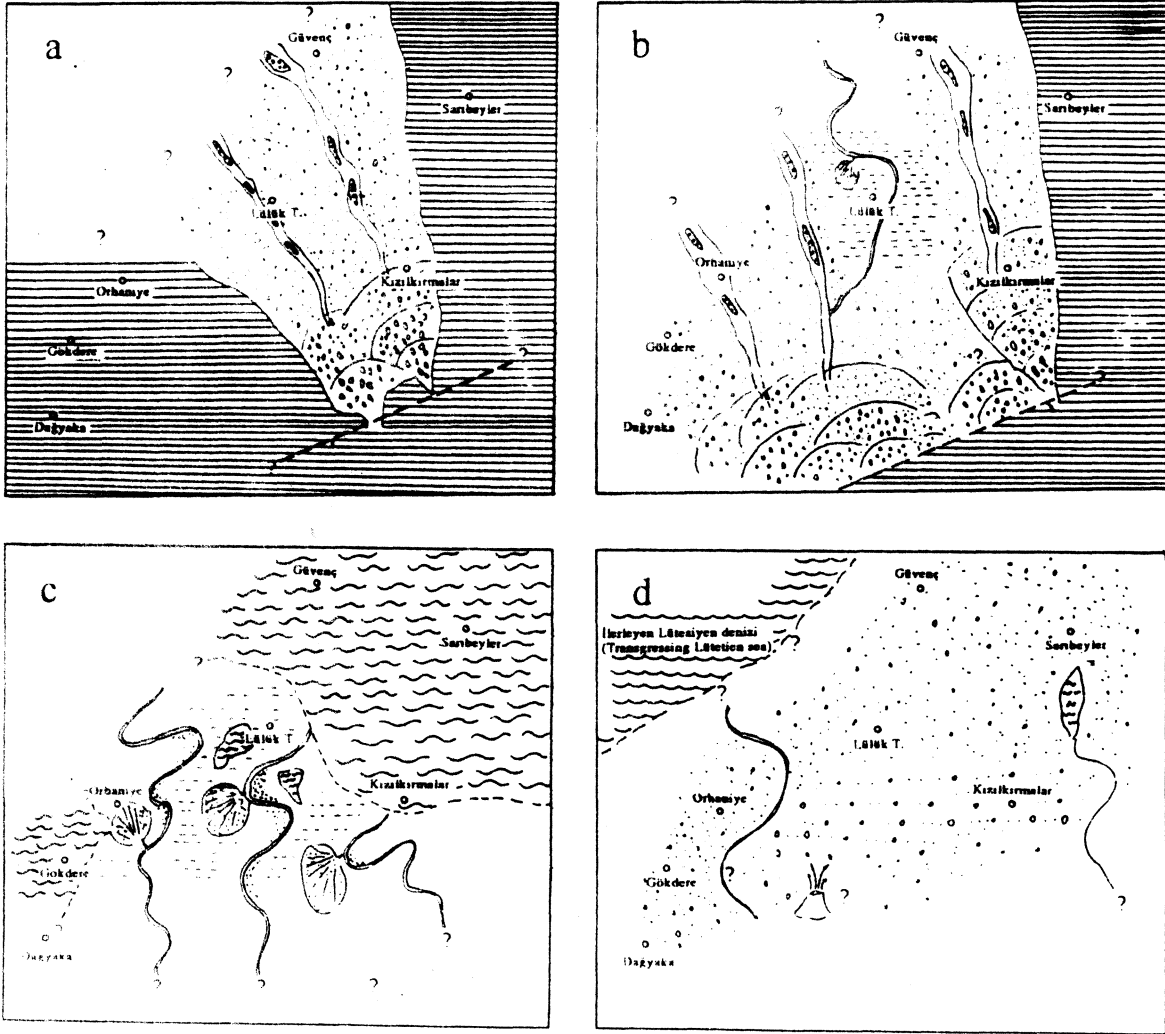
DEĞİNİLEN BELGELER

Erk, A., 1957, Ankara civarı petrol ihtimalleri: MTA Enstitüsü, Rapor No: 2608.





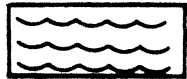
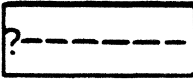

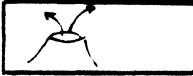
Erol, O., 1954, Ankara ve civarının jeolojisi hakkında rapor: MTA Enstitüsü, Rapor No: 2491.

Gökten, E., Kazancı, N. ve Acar, Ş., 1988, Ankara Kuzeybatısında (Bağlum-Kazan arası) Geç Kretase-Pliyosen Serilerinin Stratigrafisi ve Tektoniği: MTA Dergisi, 108,69-81.

ORHANIYE - GÜVENÇ KARASAL ÇÖKELLERİ



AÇIKLAMALAR (EXPLANATIONS)

	Aşınma alanı (Area of erosion)		Örgütlü akarsu (Braided river)
	Göl (Lake)		Mendersli akarsu (Meandering river)
	Deniz (Sea)		Fay (olasılı) Fault (probable)
	Alüvial Yelpaze (Alluvial fan)		Volkan Bacası (olasılı) (Probable volcanic center)

Şekil 6. Orhaniye-Güvenç yöresi Pal eosen-Erken Eosen dönemi için paleocoğrafik tasarımlar (a- Lülüük formasyonu zamanı, b- Gökdere formasyonu zamanı, c- Sarıbeyler formasyonu zamanı, d- Lütésiyen'in hemen öncesi).

Figure 6. Pak'ogeographic reconstructions for the Paleocene-Early Eocene times of the Orhaniye-Güvenç region (a- Liılık formation time, b- Gökdere formation time, c- Sarıbeyler formation time, d- Pre Lutetian).

- Kazancı, N. ve Gökten, E., 1986, Sedimentary characteristics of terrestrial Paleocene deposits in northern Ankara region, Turkey: Commun. Fac. Sci. Univ. Ank., Serie C, 4, 153-163.
- Kazancı, N. ve Gökten, E., 1988a, Ankara kuzeyi Paleosen örgülü akarsu tortullarında çevrimsel depolanma ve litofasiyes değişimleri: TJK Bülteni, 31, 81-86.
- Kazancı, N. ve Gökten, E., 1988b, Lithofacies features and tectonic environment of the continental Paleocene volcanoclastics in Ankara region: METU Journal of Pure and applied Sciences, 21, 1-3, 271-282.
- Koçyiğit, A., Özkan, S. and Rojay, B., 1988, Examples From Fore-arc Basin Remnants of the Active margin of Northern Neo-Tethys: Development and emplacement ages of the Anatolian Nappes, Turkey: METU Journal of Pure and Applied Sciences, 21, 1-3, 183-210.
- Koçyiğit, A., 1991, An example of an accretionary forearc basin from Northern central Anatolia and its implications for the history of subduction of Neo-Tethys in Turkey: Geol. Soc. of Amer. Bull, 103, 22-36.
- Miall, A., 1977, A review of the braided river depositional environment: Earth-Sci. Rev., 13, 1-62.
- Miall, A., 1978, Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: A summary. In Miall A. (ed) Fluvial Sedimentology: Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 5. 597-606.
- Miall, A., 1985, Architectural-Element Analysis: A new method of facies analysis applied to fluvial deposits: Earth Science Reviews, 22, 261-308.
- Nemec, W and Steel, R. J., 1984, Alluvial and coastal conglomerates: Their significant features and some comments on gravelly mass-flow deposits, In Koster, E.H. and Steel, R. J. (eds.) Sedimentology of gravels and conglomerates: Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 10, 1-31.
- Oçakoğlu, F., 1991, Stratigraphie et sedimentologie des dépôts continentaux d'âge Paleocene-Eocene inferieure de la region d'Orhaniye-Güvenç (NNO d'Ankara). These de Master, Université Hacettepe, Institut de Science Fondamentales, 149p. (Fransızca tez).
- Shultz, A.W., 1984, Subaerial debris-flow deposition in the Upper Paleozoic Cutler Formation, Western Colorado: J. Sedimentary Petrology, 54, 749-772.
- Ünal, G., 1981, Ankara Güneybatısındaki Ankara Melanjı'nın stratigrafisi: İç Anadolu'nun Jeolojisi Sempozyumu, TJK yayını, 46-52.
- Ünal, G., Yüksel, V., Tekeli, T., Gönenç, O., Seyirt, Z. ve Hüseyin, S., 1976, Haymana-Polath yöresinin (GB Ankara) Üst Kretase-Alt Tersiyer stratigrafisi ve paleocoğrafik evrimi: TJK Bülteni, 19, 159-176.
- Varol, B. and Gökten, E., 1994, The facies properties and depositional environments of nodular limestones and red marly limestones (Ammonitico Rosso) in the Ankara Jurassic sequence, central Turkey: Terra Nova, 6, 4, 4-11.

Tuz Gölü'ndeki mineral çökelinin termodinamik değerlendirilmesi

Thermodynamic evaluation of mineral precipitates in the salt lake (Tuz Gölü), Turkey

M. Zeki ÇAMUR
Halim MUTLU

Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, MAT Dairesi, Ankara
Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, MAT Dairesi, Ankara

Öz

Tuz Gölü'nün suyu, derin bölgede daha seyreklik olmak üzere Na-Cl tipi salamura sınıfına girmektedir. İyon konsantrasyonları çökelmekte olan halit, jips, aragonit ve kalsit minerallerinin değişikliğe uğratıldığı evaporasyona bağlı evrim eğilimleri sergilemektedirler. Ana göl bölgesinde çökeller esas olarak jips, hantit, manyezit ve polihalit minerallerinden oluşmaktadır. Derin bölgede ise, çökel mineralleri Mg-kalsit ve dolomittir. Gölden elde edilen veriler ile yapılan termodinamik doygunluk hesapları; iyonlar-arası etkileşim ve iyon-birlikteliği formlarıyla esas alan modellerin doğada gözlemlenen evaporit "minerallerinin çökeliğini veya çözünlümünü tespit etmekte kullanılabileceğini göstermiştir. İyonik gücü molal ölçekte 1.35 den 8.5 a kadar değişen Tuz Gölü'nün sularında her iki modelin doygunluk hesaplamaları benzer bulunmuştur. Bunlara ek olarak, söz konusu modellerin güncel çökeller ışığında daha önce çökelmiş minerallerin kökenlerini incelemeye yararlı olabilecekleri gösterilmiştir.

Anahtar Sözcükler: Tuz Gölü, salamura sularında doygunluk, Pitzer denklemleri, mineral kökeni.

Abstract

The Salt Lake water could be classified as Na-Cl type brine with more dilute compositions in the deep zone. Major ion concentrations, in general, exhibit evaporation dependent evolution trends that are further modified by precipitating halite, gypsum, aragonite, and calcite minerals. In the main zone, sediments are dominantly composed of gypsum, huntite, magnesite, and polyhalite minerals whereas in the deep zone, Mg-calcite and dolomite minerals are the major constituents in the sediments. Thermodynamic saturation calculations to the lake data suggest that the models based on the specific ion-interaction and the ion-association formulations could be used to determine the precipitation of evaporate minerals observed in nature. The overall prediction quality of both models is similar for the lake water with ionic strengths ranging from 1.35 to 8.5 calculated on a molal scale. Moreover, such models are found to be very useful tools for the evaluation of the sediment mineralogy in the light of active precipitation.

Key Words; Tuz Gölü, brine saturation, Pitzer equations, mineral genesis.

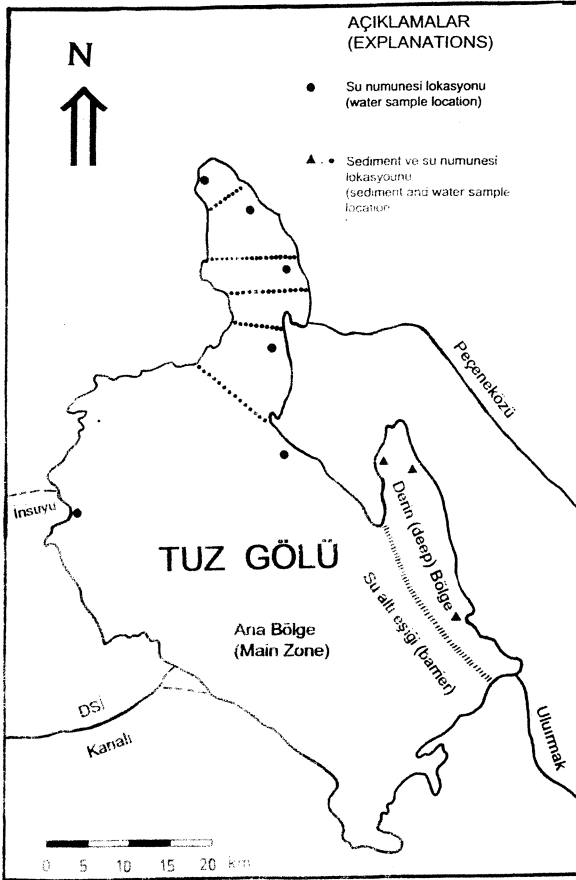
GİRİŞ

Çözeltilerin termodinamik metodlarla mineral doygunluğu belirleyebilmek için çözelti içindeki serbest-iyon aktivite katsayılarının bilinmesi gerekmektedir (Nordstorm ve Munoz, 1986; Drever, 1982 vb.). Bu katsayıların laboratuvar metodları ile doğrudan tespiti mümkün olmadığından, konu teorik bazda ele alınmış ve çeşitli denklemler geliştirilmiştir! (özet için Whitfield, 1979'u bakınız). Bunlardan Pitzer (1973, 1979, 1987)'in "iyonlar-arası etkileşim" (İAE) ve Guggenheim ve Turgeon (1955)'un "iyon-birlikteliği" (IB) denklemleri, 25°C de serbest-iyon aktivite katsayılarının salamura sularında hesaplanması ve dolayısıyla minerallerin bu ortamlardaki doygunluklarının belirlenmesi amacıyla modellenmiş, bir başka ifade ile denklemlerde mevcut bilinen değişkenler deneysel veriler kullanılarak kalibre edilmiştir (Truesdell ve Jones, 1974; Harvie ve diğ., 1984). Basit kimyasal sistemlere ve bazı doğal koşullara uygulandığında (Gueddari ve

diğ., 1983; Nordstorm ve Munoz, 1986; Harvie ve diğ., 1984; Weare, 1987) nisbeten başarılı sonuçlar vermiş bu modellerin, Na-Cl'ca zengin deniz harici doğal sulardaki mineral çökeliğini tespit kapasiteleri test edilmiştir. İç Anadolu'da yer alan Tuz Gölü'nün dünyada birkaç coğrafyada rastlanan su kimyası ve çökel mineralojisi söz konusu ortamlardaki test için ideal koşullar sağlamaktadır. Bu çalışmanın amacı; Tuz Gölü verilerini kullanarak, İAE ve IB yaklaşımlarına ait denklemlerle oluşturulmuş termodinamik doygunluk modellerini test etmek ve göl çökeltilerinde mevcut minerallerin kökenini araştırmaktır.

TUZ GÖLÜ'NÜN JEOKİMYASAL ÖZELLİKLERİ

Yaklaşık 1600 km² lik bir alanı kaplayan Tuz Gölü, başlıca Ulurmak, İnsuyu ve Peçeneközü nehirleri ile 1974 yılında açılan DSİ sulama kanalı tarafından beslenmektedir (Şekil 1). Göle ulaşan toplam yıllık yüzey-



Şekil 1. Tuz Gölü'nün lokasyon haritası.

Figure 1. Location map of the Salt Lake.

sel akış miktarı yaklaşık 175 milyon m³ olup, bu miktar DSİ kanalı ve Ulumak nehri üzerindeki sulama barajından bırakılan su miktarlarına bağlı olarak değişim gösterir. Yıllık ortalama yağış miktarı 353 mm ve aylık potansiyel-eyaporasyon 1175 ile 1390 mm arasında değişmektedir (M.T.A., 1982). Erol (1969), Tuz Gölü'nde mevcut sig su altı eşiğini kullanarak gölü batıya doğru ana bölge ve doğuya doğru derin bölge olmak üzere iki kısma ayırmıştır. Yaz ve sonbahar aylarında kuruyan ana göl bölgesindeki su seviyesi ilkbahar aylarında yaklaşık 70 cm dir ve bu seviye Eylül-Ekim döneminde minimum, Mart-Nisan döneminde ise maksimumdur. Diğer taraftan derin bölgede, ilkbahar döneminde seviyesi 1 m yi aşan su yıl boyunca mevcuttur. Irion (1970) ve Uygun ve Şen (1978) tarafından da belirtildiği üzere, her iki bölge farklı kimyasal ve mineralojik içeriklere sahiptir.

Doyunluk modellerinde kullanılacak göle ilişkin kimyasal ve mineralojik parametreler, yaklaşık dört yıllık bir zaman süreci içerisinde M.T.A. teknik elemanlarınca toplanmış Tuz Gölü Basenine ilişkin verilerin

değerlendirmesini yapan Çamur ve Mutlu (1995)'dan alınmış ve aşağıda sunulmuştur. Göl suyu, tuz kabuğu ve çökel örneklerinin toplanmasına ve kimyasal analizlerine ilişkin standart bilgiler Uygun ve Şen (1978) ve M.T.A. (1982) de verildiğinden burada tekrarlanmamıştır. Değişik ay ve yıllarda Şekil V de belirtilen lokasyonlardan toplanan 36 adet göl suyu ve tuz kabuğu analizleri gölün aylık ortalama su kimyasını belirlemek amacıyla kullanılmış ve hesaplanan ortalama iyon konsantrasyonları ana bölge ve derin bölge için sırasıyla Çizelge 1(a) ve 1(b)'de standart sapmaları ile birlikte verilmiştir.

Mineraloji

Ana göl bölgesindeki tuz kabuğu (1-30 cm) halit, jips, aragonit ve kalsit minerallerinden oluşmaktadır. Tuz kabuğunun hemen altındaki sıkışmamış çamurlu çökellerde mineraloji, 25 cm kalınlığındaki jips, hantit ve manyezit seviyesi ile başlayıp gölün ortalarına doğru polihalit oluşumları ile devam eder. Polihalit seviyesi yaklaşık olarak 25 cm kalınlığındadır ve hemen altında jips, hantit, manyezit, illit ve montmorillonit içeren çökeller gözlenmiştir. Irion (1970) ve Ergun

Çizelge 1. Tuz Gölü'ndeki (a) ana bölge ve (b) elerin bölge için yıllık ortalama toplam iyon konsantrasyonları. Toplam karbonat alkalinite meq/l olarak ifade edilmiştir. % G, standart sapma yüzdesi ve p, yoğunluktur.

Table 1. Mean total ion concentrations in (a) the main zone and (b) the deep zone of the Salt Lake in a yearly cycle. Total carbonate is expressed as alkalinity in meq/l. % G is the percent standard deviation and p is density.

(a) Ana Bölge (ppm) Main Zone										
Ay	K	Na	Ca	Mg	Alk.	SO ₄	Cl	pH	T°C	p gr/l
Ocak	1610	115625	617	4445	3.85	9675	188812	7.42	-	1.15
Şubat	800	107500	870	2100	2.70	6100	161100	7.50	-	1.15
Nisan	800	106300	1600	2200	2.10	6600	173100	7.10	-	1.15
Mayıs	944	101980	975	2860	2.84	7371	167438	7.34	-	1.15
Haziran	1458	114717	772	3963	3.23	8838	185454	7.30	23	1.18
Temmuz	3358	106667	429	10591	9.20	19097	172710	7.33	24	1.21
Ağustos	6300	113000	380	10932	8.67	20809	184104	7.45	25	1.25
Eylül	9400	89625	273	20686	14.4	37018	196448	7.15	26	1.30
Ekim	9680	69750	192	36667	13.3	67785	171159	6.95	22	1.15
Kasım	9950	108417	302	4864	4.46	13646	170527	7.35	17	1.15
Aralık	10000	102083	600	5095	4.23	10885	168018	7.55	-	1.15
%G	10	4	12	13	0.3	14	3	0.8	8	

(b) Derin Bölge (ppm) Deep Zone										
Ay	K	Na	Ca	Mg	Alk.	SO ₄	Cl	pH	T°C	p gr/l
Mayıs	300	28000	365	1000	3.80	2600	40900	8.15	-	1.15
Haziran	453	31500	478	1327	2.41	3485	50875	8.50	22	1.18
Temmuz	715	60000	718	2370	2.69	6109	91500	7.80	23	1.21
Ağustos	1200	100000	920	3720	4.51	9594	149075	7.40	24	1.25
Eylül	1700	100000	524	5302	4.10	12798	185316	7.20	25	1.30
Ekim	2200	110000	561	6955	2.95	15110	185011	7.30	21	1.15
%G	7	9	3	9	0.19	6	7	0.9	8	

TUZ GÖLÜ'NDEKİ MİNERAL ÇÖKELİMİ

(1988) ana göl bölgesinde ayrıca prolodolomit oluşumları belirlemişlerdir. Bu minerallere ek olarak, Ergun (1988) ana bölgenin kuzeyinden aldığı örneklerden anhidrit oluşumları da rapor etmiştir.

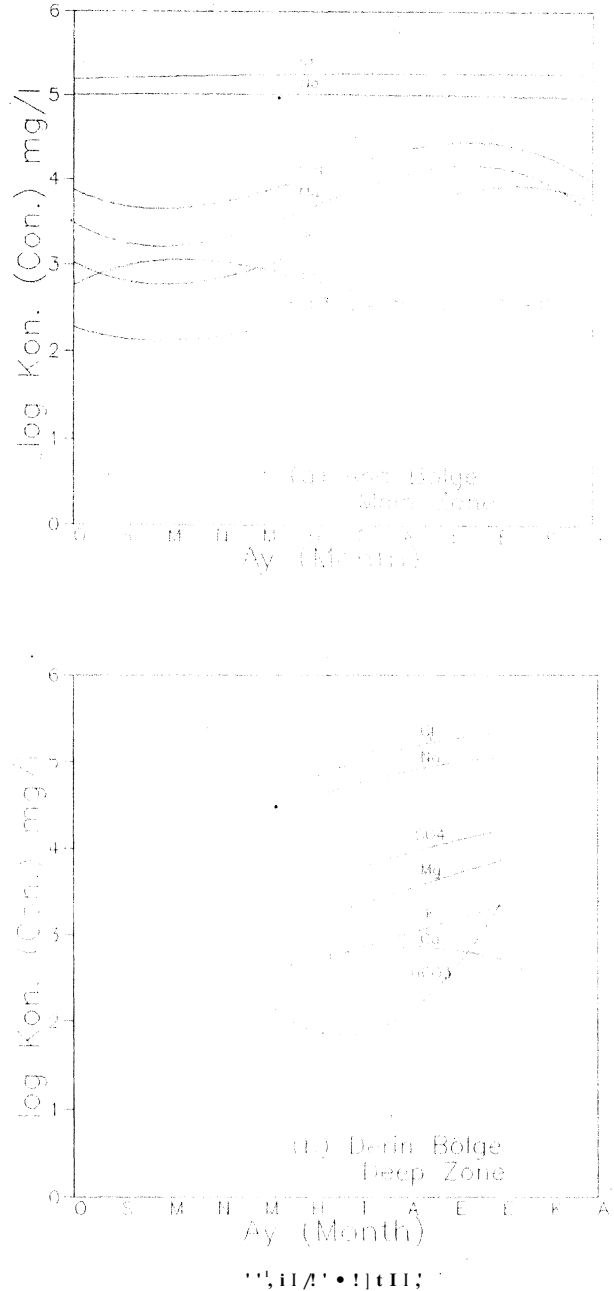
Derin bölge çökelleri, en üstte ince bir halit, jips ve aragonit tabakası (1-3 cm) ile başlayıp derinlere doğru Mg-kalsit ve dolomit oluşumlarıyla devam etmektedir. Dolomitin Mg-kalsit oranı yaklaşık bire birdir. Mg-kalsitteki $MgCO_3$ içeriği ise ağırlık yüzdesi olarak 7 ile 11 arasında belirlenmiştir (M.T.A., 1982). Bu evaporit minerallerine ek olarak, derin bölge çökellerinde klorit, montmorillonit, kuvars, feldspat ve mika gibi detritik mineraller de gözlemlenmiştir.

Göl suyunun mevsime bağlı kimyasal evrimi

Yüzey sularındaki iyon konsantrasyonuna göre, göl suyu Na-Cl tipi salamura sınıfına girmektedir (Çizelge 1). Göl içerisinde herhangi bir zaman dilimindeki başlıca yersel konsantrasyon farklılıkları sadece ana ve derin bölgelerin yüzey suları arasında mevcut olup bu farklılık iyonların konsantrasyonlarında göreceli değişim olarak kendini gösterir. Bir başka ifade ile, derin bölge suları ana bölgedekine göre yaklaşık iki katı seyreltikdir. Diğer taraftan, her bölge kendi içerisinde çok az yersel konsantrasyon farklılıklarına sahiptir ve iyon konsantrasyonları miktarı her iki bölgede de çoktan aza doğru; Cl, Na, SO_4 , Mg, K, Ca ve HCO_3 şeklinde sıralanmaktadır. Göl içerisindeki yersel su kimyası farklılıklarının çok az olmasına karşın mevsimsel su kimyası farklılıkları fazladır. Bu farklılıklar evaporasyon ve mineral çökelim/çözünümü ile daha da belirginleşir.

Mevsimsel kimyasal değişimleri değerlendirmek amacıyla her iki bölge için iyon konsantrasyonlarının zamana bağlı değişimi grafiğe aktarılmıştır (Şekil 2). Şekildeki çizgiler herbir iyon için çizilen polinomial en iyi uygunluğu temsil etmektedir. Bütün bir yıl esas alındığında göldeki bölgelerin farklı kimyasal değişim çizgisi izledikleri şekilde açıkça gözükmektedir. Ana göl bölgesinde, K kapalı göllerde evaporasyona bağlı konsantrasyon değişiminin tipik bir örneğini sergilemektedir; Nisan-Ekim döneminde artarken, Kasım-Mart döneminde azalır. SO_4 , Mg ve HCO_3 iyonlarının genel eğilimlerine göre; konsantrasyonlar Nisan-Eylül döneminde artış ve daha sonra Ekim-Mart döneminde bir azalış göstermektedir (Şekil 2a). Ca konsantrasyonları ise, Nisan-Eylül döneminde azalış ve Ekim-Mart döneminde bir artış ile genel döngüye göre ters bir eğilim göstermektedir. Na ve Cl konsantrasyonları yıl boyunca yaklaşık olarak sabittir.

Kalsiyum ve bikarbonat, konsantrasyonlarının birbirine zıt eğilimleri gölde $CaCO_3$ mineralinin çökmesine işaret etmektedir (Garrels ve Mackenzie, 1976; Hardie ve Eugster, 1970). Hemen hemen sabit Na ve Cl kon-



Şekil 2. Tuz Gölü'ndeki (a) Ana bölge ve (b) Derin bölge için yıllık ortalama toplam iyon konsantrasyon değişimi. X eksenindeki büyük harfler ayların ilk harflerine karşılık gelmektedir. Grafiklerin oluşturulmasında kullanılan konsantrasyonlar Çizelge 1'de verilmiştir.

Figure 2. Total ion concentration change in a yearly cycle for (a) the main zone and (b) the deep zone of the Salt Lake. The capital letters on the X-axis are the first letters of months in Turkish. The concentrations used in the generation of the plots are listed in Table 1.

santrasyonlan, halit kristallincmc noktasının yıl boyunca varlığının bir kanıtıdır. Mg ve SO₄ konsantrasyonlarına ilişkin çizginin eğimi Temmuz-Aralık döneminde (salamura suda cvaporasyondan etkilenmeyerek korunduğu varsayılan) K'ımkiye göre daha az olduğundan, bu dönemde ana bölgede Mg ve SO₄ içeren mineral (ler) in de çökeldiği söylenebilir.

Derin bölgede, Ca ve HCO₃ dışındaki bütün iyon konsantrasyonları (verilerin mevcut olduğu zaman aralığı) Mayıs-Ekim döneminde artış gösterirler (Şekil 2b). Bu dönem boyunca bölgede kuru bir mevsimin hüküm sürdüğü göz önüne alındığında, bu beklenen bir eğilimdir. Fakat Cl, Na ve SO₄ eğrilerinin eğimleri Ağustos ayından sonra yataylanımkfadır (SO₄ da daha az belirgin). Diğer taraftan Mayıs-Haziran döneminde Ca konsantrasyonu artarken HCO₃ konsantrasyonu azalmakta, Haziran-Ekim döneminde ise bu eğilimlere zıt olarak Ca azalmakta iken HCO₃ artmaktadır (Şekil 2b). Ca ve HCO₃ iyonlarının bu zıt eğilimleri ve Cl, Na ve SO₄ in yataylanıma eğilimleri, evaporasyon ile artması beklenen konsantrasyonların halit, kalsit (aragonit) ve jips minerallerinin çökmesiyle değişime uğradıklarını göstermektedir.

DOYGUNLUK UYGULAMALARI

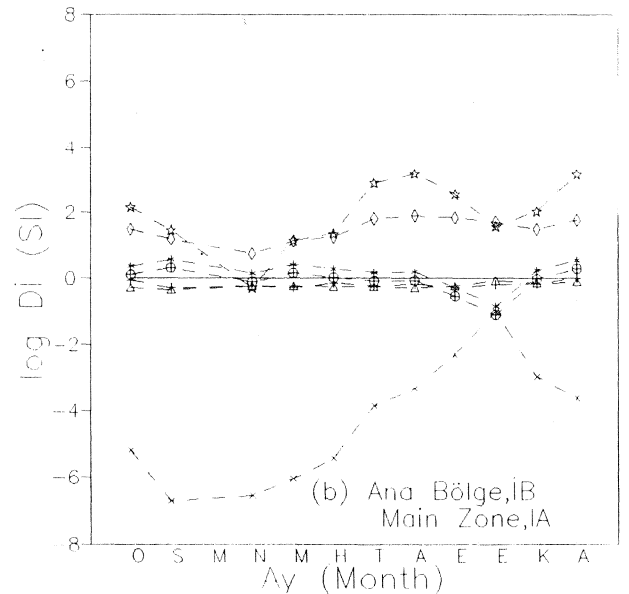
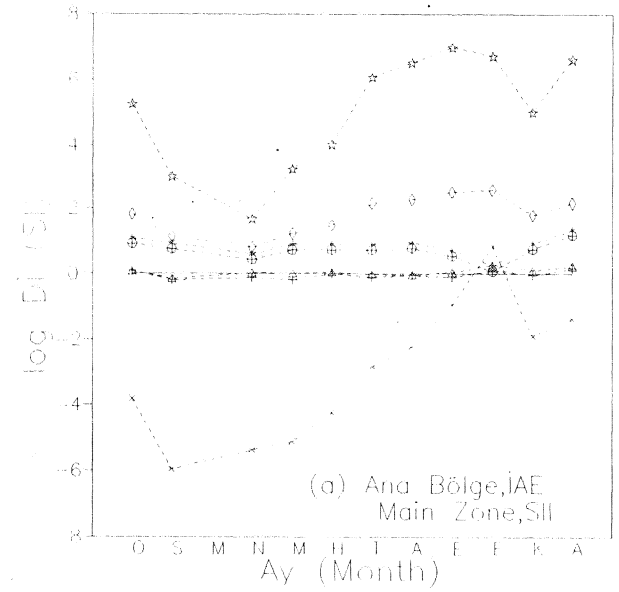
Göl çökellerinde varlığı belirlenen minerallerin kökeni göl yüzey salamura suları kullanılarak doygunluk hesaplamaları ile araştırılmış sonuçlar aşağıda özetlenmiştir (hesaplamaların ayrıntısı için Pitzer, 1987; Harvie ve diğ., 1984 ve Wigley, 1977 ye bakınız). Doygunluk hesaplamaları halit, jips, aragonit, kalsit, hantit, manyezit, dolomit ve polihalit mineralleri için 25°C de yapılmıştır, ana ve derin bölge göl suları kullanılarak elde edilen sonuçlar sırasıyla Şekil 3 ve 4'de verilmiş-

Şekil 3. Ana bölgedeki tuz kabuğu ve çökel mineralleri için 25°C ve 1 atın. basınç altında (a) İAE ve (b) İB model uygulamalarından elde edilen doygunluk indeksleri. X eksenindeki büyük harfler ayların ilk harflerine karşılık gelmektedir. Kullanılan sembollerden; artı (halit), üçgen (jips), baklava dilimi (manyezit), beş-köşeli yıldız (hantit), altı-köşeli yıldız (kalsit), çarpını (polihalit) ve daire içi artı (aragonit) tir. Hesaplamalarda kullanılan iyon konsantrasyonları Çizelge la'da verilmiştir.

Figure 3. Saturation index for the salt crust and the sediment minerals of the main zone at 25 C and 1 atm, produced from the applications of (a) IAE model and (b) IB model. The capital letters on the X-axis are the first letters of months in Turkish. Symbols: cross (halite), triangle (gypsum), diamond (magnesite), five-cornered star (huntite), six-rayed star (calcite), tilted-cross (polyhalite), and cross in circle (aragonite). Ion concentrations used in the calculations are listed in Table la.

tir. Modeller Mg-kalsilin katı-çözelti özelliklerini içermediğinden bu mineralin doygunluk durumu incelenememiştir.

Gözlemlenen bulgular model sonuçlarıyla karşılaştırıldığında, bu tür denge modellerinin genelde doğal ortamlara uygulanabilirliği açıkça gözükmemektedir (Şekil 3 ve 4). Ana göl bölgesinde halit ve jips bütün yıl boyunca denge doygunluğu seviyesindedir. Kalsit ve aragonit, İB modeline göre doygunluk-altı değerler verdiği Eylül ve Ekim ayları hariç diğer aylarda denge doygunluğundadır. Bu mineraller İAE modeline göre Ekim ayı hariç bütün aylarda az da olsa doygunluk-üstü değerler vermekle Ekim ayında ise, denge doygunluğuna yaklaş-



TUZ GÖLÜNDEKİ MİNERAL ÇÖKELİMİ

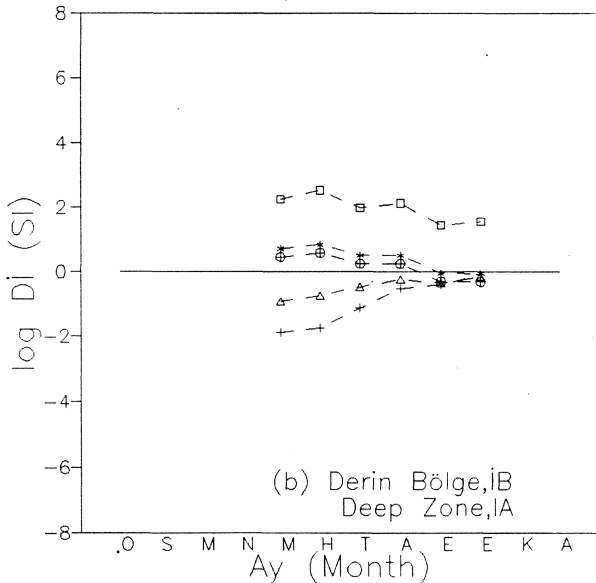
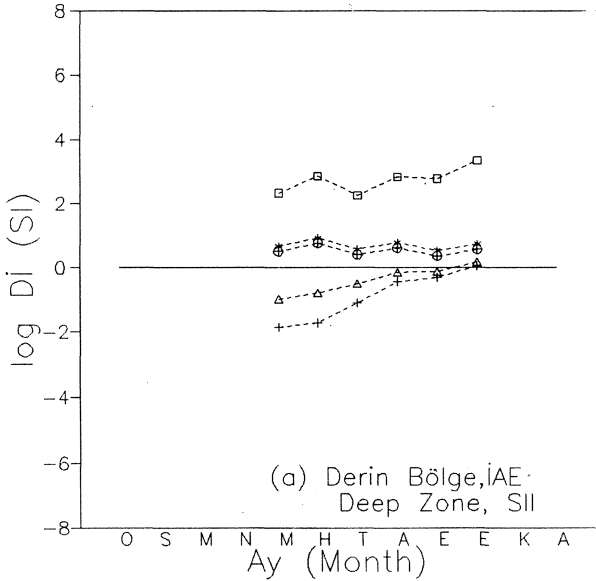
maktadır. Sonuçlar ana bölge göl salamura suyunun hantit ve manyezite göre doygunluk-üstü, polihalite göre ise doygunluk-altı konsantrasyonlara sahip olduğuna işaret etmektedir. Manyezit, Nisan ayında İB modeline göre denge doygunluğuna yakın seviyededir. Polihalitin doygunluk-altı değerleri zamana bağlı olarak azalmakta ve Eylül-Kasım döneminde denge-doygunluğuna yaklaşmaktadır. Derin bölge su kompozisyonlarının genel doygunluk göstergesi eğilimi Ağustos-Ekim döneminde halit ve jipsin denge-doygunluğuna işaret etmektedir (Şekil 4). Kalsit ve aragonit, genelde yıl boyunca az da olsa doygunluk-üstü değerlerde gözükmeyle birlikte, İB modeline göre Eylül ve Ekim aylarında denge doygun-

luğuna ulaşmaktadır. Dolomit hesaplan ise doygunluk-üstü seviyelerde sonuçlar vermiştir.

SONUÇLAR

Çökel mineralojisi, iyon konsantrasyonlarının evrimi ve doygunluk hesaplamalarının da ortaya koyduğu üzere, halit, jips, kalsit ve aragonit gölde doğrudan çökelmektedir. 25°C sıcaklığın gölde Haziran-Ekim döneminde hakim olduğu ve azalan sıcaklık ile minerallerin doygunluk noktalarının doygunluk-altı değerlerine düşeceği göz önüne alındığında; halit ve jipsin ana bölge salamura sularında Haziran-Ekim ve derin bölge salamura sularında Ağustos-Ekim dönemlerinde çökeceği söylenebilir. Abu Dabi ve Tuz Gölü'nde oluşan jips minerallerinin kristallografik benzerliklerini esas alan Ergun (1988), Kinsman (1966) ve Sherman (1963)'ın modellerini benimseyerek, jipsin genelde erken diyajenez esnasında Ca ve SO₄ ca zengin çökel içi sıvılardan kapilar evaporasyon ile iterek büyüme sonucu oluştuğu yorumunu yapmıştır. Halbuki doygunluk hesaplamaları her iki bölgede de, göl salamura sularının jipsin doğrudan çökeli için gerekli termodinamik doygunluk seviyesinde olduğuna işaret etmektedir.

Dolomit, hantit ve manyezitin katı-çözeltiler oluşturduğu ve doygunluk hesaplarında kullandığımız göl salamura sularının (akımından bu yana gölü seyrelterek tamamıyla kurummasını engelleyen) sulama kanalının açılımdan sonrasına ait oluşu nedeniyle, bu minerallerin doygunluk-üstü değerlerini saha verilerine karşı sağlıklı olarak değerlendirmek mümkün değildir. Bunlara ek olarak, çok tuzlu sulardan doğrudan elektrot kullanımı ile yapılan pH ölçümleri Pasztor ve S no ve (1983)'in da belirttiği üzere suyun gerçek pH değerlerini yansıtmayabilir. Fakat doygunluk hesaplarında kullandığımız pH değerlerinin tamamıyla dönebilir (reversib-



Şekil 4. Derin bölgedeki çökel mineralleri için 25°C ve 1 atm. basınç altında (a) İAE ve (b) İB modelleri uygulamalarından elde edilen doygunluk indeksleri. X eksenindeki büyük harfler ayların ilk harflerine karşılık gelmektedir. Kullanılan sembollerden; artı (halit), üçgen (jips), altı-köşeli yıldız (kalsit), kare (dolomit) ve daire içi artı (aragonit) dir. Hesaplamalarda kullanılan iyon konsantrasyonları Çizelge 1b'de verilmiştir.

Figure 4. Saturation index for the sediment minerals of the deep zone at 25 V and 1 atm, produced from the applications of (a) IAE model and (b) IB model. The capital letters on the X-axis are the first letters of months in Turkish. Symbols: cross (halite), triangle (gypsum), six-rayed star (calcite), square (dolomite) and cross in circle (aragonite) and cross in circle (aragonite). Ion concentrations used in the calculations are listed in Table 1b.

le) denge durumunu yansıdığı varsayılmıştır. pH değerlerindeki bu varsayımdan dolayı karbonat minerallerine ilişkin doygunluk hesaplamaları yanıltıcı olabilir. Her ne kadar doygunluk hesaplamaları ve salamura suların Mg/Ca oranı dolomit, hantit ve manyezitin birincil çökeline engel oluşturmamakta ise de, aşağıda ifade edilen gözlemler bu minerallerin daha çok diyajenetik ürünler olduğuna işaret etmektedir.

Kalsit ve aragonit minerallerinin tuz kabuğu altındaki ana bölge çökellerinde mevcut olmayışı, ya bu minerallerin tuz kabuğuna bağlı denge-dışı fazlar olduğuna veya çökel içi sıvılar tarafından değişime uğratıldıklarına (alterasyona) işaret etmektedir. Daha önce ifade edilen doygunluk hesaplamaları ve saha verilerinin sonuçları gencide kalsit ve aragonitin denge çokclimini desteklemekte dolayısıyla, yukarıda belirtilen seçeneklerden alterasyon tezini vurgulamaktadır. Daha önce irion ve Müller (1968), M.T.A. (1982) ve Ergun (1988) tarafından da ifade edildiği gibi, jips çökeli ile salamura sularında artan Mg/Ca miktarı daha önce oluşmuş CaCO₃ mineralinin dolomitleşmesine neden olur. Daha önce oluşmuş aragonitlerin, jips çökeli ile Ca ca fakirleşen salamura sular tarafından dolomitleştirilmesi Solar* Lake gibi benzer durumlarda da gözlemlenmiştir (Aharon ve diğ., 1977).

Irion ve Müller (1968)'e göre, Mg/Ca oranındaki daha fazla artış diyajenetik manyezit ve hantit oluşumlarına neden olmaktadır. Diğer taraftan Ergun (1988), Sayles ve Fyfe (1973)'nin deneysel olarak gösterdikleri gibi, jipsin anhidrite dönüşmesi sonucu ortama kansan suyun dolomiti etkileyerek manyezit ve hantite dönüşmesine neden olduğu yorumunu benimsemiştir. Bu yorum Ergun (1988)'un şu gözlemlerine dayanmaktadır. "...Anhidrit içeren jipsin bulunduğu bölgelerde dolomit ile manyezit miktarları arasında ters bir korelasyon mevcuttur; anhidrit içeren jipsin miktarı arttıkça dolomit miktarı azalmakta, manyezit miktarı ise artmaktadır veya tam tersi. Bunlara ek olarak, manyezit, çökeller içinde mevcut değilse bu bölgedeki jipsler de anhidrit içermemektedirler. Hantit miktarı da manyezit ile doğru orantılı bir korelasyona sahiptir..." Çökeller içerisinde anhidrit mineralinin lokal olarak gözlenmesi ve anhidrit mineralinin bulunmadığı diğer bölgelerde manyezit ve hantit minerallerinin bulunması nedeniyle, yukarıda bahsedilen her iki mekanizmanın da göl çökellerinde manyezit ve hantitin oluşumuna katkıda bulduklarını tartışılmaktadır.

Ana bölge çökelleri içerisinde bulunan polihalit minerallerinin kökeni tartışmaya açıktır. Çökellerin devamlı bir tabakalı yapı göstermesi gözlemine dayanarak M.T.A. (1982), polihalit minerallerinin birincil oldukları yorumuna gitmiştir. Bu yoruma karşı olarak, polihalit minerallerinin bulunduğu bölgede jipse rastlan-

ması sonucu Irion ve Müller (1968) polihalitin Mg ve K ca zengin çözeltilerin varlığında jipsten diyajenetik olarak dönüştüğünü ifade etmişlerdir. Diğer taraftan, Irion (1973) mineral duraylılık çalışmalarını esas alarak polihalitin birincil olarak ya göl yüzey salamura sularından veya çökel içi salamura sularından çökebileceğini ifade etmiştir. Bizim termodinamik hesaplarımız göl yüzey salamura sularının sulama kanalının açılışından önce polihalite göre doygunluğu sağlamış olabileceği yönündedir.

KATKI BELİRTME

Yazarlar, yayınlanmamış analizlerin kullanılmasına izin veren MTA Enerji Hammaddeleri Etüt ve Arama Dai. Bşk.m Nizamettin Şentürk'e yine aynı daireden bu konuda yardımını gördükleri Gürkan Öktü'ye ve verilerin toplanmasındaki katkılarından dolayı Mevlüt Aygün, Fevzi Ayok, Hasan Baş, Tayfun Bilgiç, Ergün Çelik, Celal Erkan, Soner Kayakıran, Ali Uygun, Mustafa Yaşar'a da ayrıca teşekkür ederler.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Aharon, P., Kolodny, Y. A., ve Sass, E., 1977, Recent hot brine dolomitization in the Solar lake, isotopic, chemical, and mineralogical study: *J. Geol.*, 85, 27-48.
- Çamur, M. Z. ve Mutlu, H., 1995, Major ion geochemistry and mineralogy of the Salt Lake (Tuz Gölü) Basin, Turkey: *Chemical Geology* (in press).
- Drever, J. I., 1982, *The Geochemistry of Natural Waters*, Prentice Hall, N. I., 388 s.
- Ergun, O. N., 1988, Şereflikoçhisar yöresi Tuz Gölü güncel evaporit çökellerinin sedimantolojik incelenmesi: *Ondokuz Mayıs Üniversitesi Yayınları*, 33, 1-73.
- Erol, O., 1969, Tuz Gölü havzasının jeolojisi ve jeomorfolojisi: *MTA Rap. No. 4220* (yayınlanmamış).
- Garrels, R. M. ve Mackenzie, F. T., 1967, Origin of the chemical composition of some springs and lakes: In: W. Stumm (ed.), *Equilibrium Concepts in Natural Water Systems*. Am. Chem. Soc., *Advances in Chemistry Series*, 67, 222-242.
- Gueddari, M., Monnin, C., Perret, D., Fritz, B., ve Tardy, Y., 1983, Geochemistry of brines of the Chott el Jerid in southern Tunisia-Application of Pitzer's equations: *Chemical Geology*, 39, 165-178.
- Guggenheim, E. A., ve Turgeon, J., 1955, Specific interaction of ions: *Trans. Faraday Soc.*, 51, 747-761.
- Hardie, L. A. ve Eugster, H. P., 1970, The evolution of closed-basin brines: *Mineral. Soc. Am. Spec. Publ.*, 3, 273-290.
- Harvie, C. E., Moller, N., ve Weare, J. H., 1984, The prediction of mineral solubilities in natural waters: The Na- K- Mg- Ca- H- Cl- SO₄- OH- HCO₃- CO₃- CO₂-

TUZ GÖLÜ'NDEKİ MİNERAL ÇÖKELİMİ

- H₂O system to high ionic strengths at 25C: Geochim. Cosmochim. Acta, 48, 723-751.
- Irion, G., 1970, Mineralogisch- sedimentpetrographische und geochemische untersuchungen am Tuz Gölü (Salzsee), Türkel. Ph. D. dissertation, Ruprecht Karl-Universitaet (Heidelberg).
- Irion, G., 1973, Die anatoliischen salzseen, ihr chemismus und die entstchung ihrer chemischen sedimnte: Arch. Hydrobiol., 71, 517-557.
- Irion, G. ve Müller, G., 1968, Huntite, magnesite, and polyhalite of recent age from Tuz Gölü, Turkey: Nature, 220, 1309-1310.
- Kinsmann, D. J. J., 1966, Gypsum and anhydrite of recent age, Trucial Coast, Persian Gulf: Proc. Znd Int. Salt Symp., Cleveland, Northern Ohio Geol. Soc., 1, 302-326.
- M.T.A., 1982, Tuz Gölü havzası projesi jeolojî raporu: MTA Rap. No. 1200 (yayınlanmamış).
- Nordstorm, D. K. ve Munoz, J. L., 1986, Geochemical Thermodynamics, Blackwell Sci. Pub., 477 s.
- Pasztor, A. J. ve Snove, J. S., 1983, How to treat metal contamination from heavy clear brines: Oil Gas J., 81,141-146.
- Pitzer, K. S., 1973, Thermodynamics of Electrolytes: I. Theoretical basis and general equations: Jour. Phys. Chem., 77, 268-277.
- Pitzer, K. S., 1979, Theory: ion interaction approach: In. R. D. Pytkowicz (ed.), Activity coefficients in electrolyte solutions, CRC Press, Vol. 1, Chap. 2, 157-208.
- Pitzer, K. S., 1987, Thermodynamic model for aqueous solutions of liquid-like density: In. I.S.E. Carmichael and H.P. Eugster (eds), Thermodynamic modelling of geological materials: Minerals, fluids and melts, Reviews in Mineralogy, Vol. 17, Chap. 4, 97-142.
- Sayles, F.L. and Fyfe, W. S., 1973, The crytallization of magnesite from aqueous solution: Geochim. Cosmochim. Acta, 37, 78-87.
- Shearman, D.J., 1963, Recent andhdrite, gypsum, dolomite, and halite from the coastal flats of the Arabian Shore of the Persian Gulf: Proc. Geol. Soc. London, 1607, 63-65.
- Truesdell, A. H. and Jones, B. R., 1974, WATEQ: A computer program for calculating chemical equilibria of natural waters: Journal of Research U.S.G.S. 2, 233-248.
- Uygun, A. ve Şen; E., 1978, Tuz Gölü havzası ve doğal kaynakları: I. Tuz Gölü suyunun jeokimyası: Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 21, 113-120.
- Weare, J. H., 1987, Models of mineral solubility in concentrated brines with application to field observations: In. I.S.E. Carmichael and H.P. Eugster (eds), Thermodynamic modelling of geological materials: Minerals, fluids and melts, Reviews in Mineralogy, Vol. 17, Chap. 5, 97-42.
- Whitfield, M., 1979, Activity coefficients in natural waters: In. R. D. Pytkowicz (ed), Activity coefficients in electrolyte solutions, Vol. 2, Chap. 3, 154-299.
- Wigley, T.M.L., 1977, WATSPEC: A computer program for determining the equilibrium speciation of aqueous solutions: Brit. Geomorph. Res. Group Tech. Bull, 20, 3-39.

Büyük Menderes Grabeni'nin kuzey kenarındaki çökellerin Arvicolidae (Rodentia, Mammalia) faunasına dayalı olarak yaşlandırılması

Dating of the sediments exposed at the northern part of the Büyük Menderes Graben (Turkey) on the basis of Arvicolidae (Rodentia, Mammalia)

Engin ÜNAY

Fikret GÖKTAŞ

H. Yavuz HAKYEMEZ

Mehmet AVŞAR

Ömür ŞAN

Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Jeoloji Etütleri Dairesi, Ankara

Maden Tetkik ve Arama Ege Bölge Müdürlüğü, İzmir

Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Jeoloji Etütleri Dairesi, Ankara

Maden Tetkik ve Arama Ege Bölge Müdürlüğü, İzmir

Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Jeoloji Etütleri Dairesi, Ankara

Öz

Büyük Menderes Grabeni'nin kuzey kenarında yüzeyleyen genç flüviyal çökeller Arvicolidae faunasına dayanılarak En Geç Pliosen ve Pleyistosen olarak yaşlandırılmıştır. Bu fosiller Büyük Menderes Grabeni'nin kuzey kenarındaki çökelinin ve bunu denetleyen tektonizmanın yaşını açıklayan ilk memeli fosil verileridir. Arvicolidae türlerinin evrim aşamaları Geç Villaniyen'den (Geç Pliosen) Toringiyen'e (Orta - Geç Pleyistosen) kadar dört biyokronolojik birimin var olabileceğini göstermektedir.

Anahtar Sözcükler: Arvicolidae, Geç Pliosen - Pleyistosen, Büyük Menderes Grabeni.

Abstract

The young fluvial sediments exposed at the northern part of the Büyük Menderes Graben have been assigned to latest Pliocene and Pleistocene on the basis of Arvicolidae. These constitute the first mammal findings explaining the age of the sediments at the northern part of the Büyük Menderes Graben and the tectonism which controlled the sedimentation. The evolutionary stages of the arvicolids may suggest the presence of four biochronologic units in the time interval between late Villanian and Toringian.

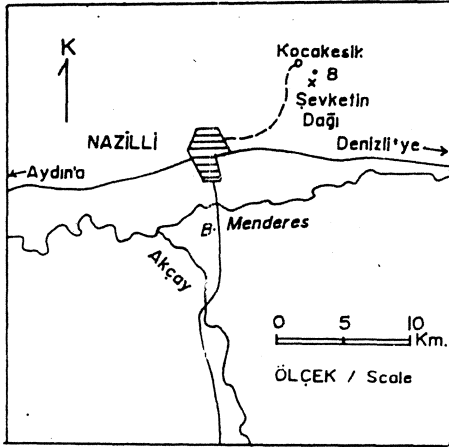
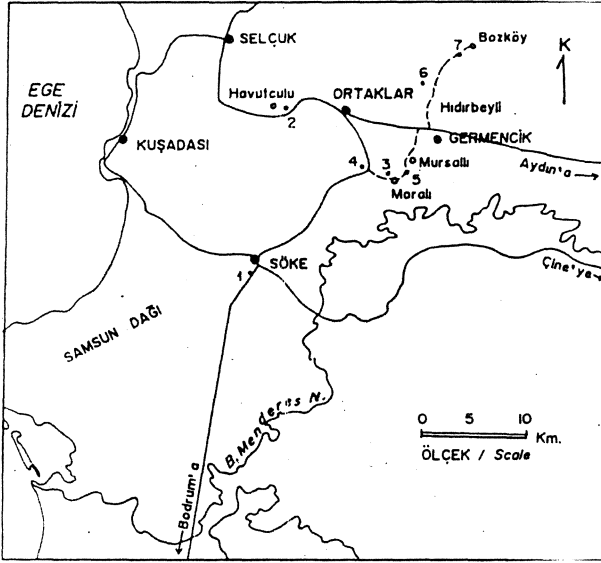
Key Words: Arvicolidae, Late Pliocene - Pleistocene, Büyük Menderes Graben, Turkey.

GİRİŞ

Büyük Menderes Grabeni'nin kuzey kenarında, Benda (1971)'nin Eskihisar Polen Zonu'na kattığı, Seyitoğlu ve Scott (1992)'un Orta Burdigaliyen - Orta Serravaliyen, Akgün ve Akyol (1992)'un Erken Orta Miyosen - En Erken Üst Miyosen olarak yaşlandırdığı kömürlü birimleri üstleyen genç flüviyal çökellerin yaşı hakkında bugüne değin somut bir veri elde edilememiştir. Büyük Menderes Grabeni'ndeki Holosen öncesi en genç çökellere ilişkin ilk çalışmada, Nebert (1955) Söke dolayındaki "Cardiumlu Kumlar" m Pliosen yaşlı olduğunu ileri sürmüştür. Ternek (1959) ise hem Nebert (1955)'in "Cardiumlu Kumlar" inin Pleyistosen yaşlı olduğundan, hem de bu yöredeki su sondajlarının 50-60 metreleri dolayında yine Pleyistosen yaşlı faunanın varlığından söz etmiştir. Ancak, verdiği fauna listesindeki mollusk ve ostrakodların stratigrafik dağılımı geniştir; mikro faunadaki *Elphidium nigorense* ve *Elphidium* cf. *Hdanse* Holosen türleridir. Diğerleri ise, yine stratigrafik dağılımları geniş olan foraminiferlerdir. Bu nedenle, Ternek (1959)'in 'Pleyistosen' yaşı için herhan-

gi bir kanıtı yoktur. Üstelik, belirtilen sondajların Holosen çökelleri içinde kalmış olabilecekleri de düşünülebilir. Becker - Platen & Lohnert (1972), Nebert (1955)'in "Cardiumlu Kumlar" mı, Akdeniz'e ilişkin bir Genç Pliosen ya da Pleyistosen ingresyonunun kanıtı olarak yorumlamıştır.

Büyük Menderes Grabeni'nin gelişimine ışık tutabilecek bu çökellerin yaş sorununun çözülebilmesi amacıyla genellikle evrim hızı yüksek gruplardan oluşan kemirici (Rodentia, Mammalia) fosillerinden yararlanılmıştır. Bu fosiller MTA Genel Müdürlüğü'nün Menderes Masifi Maden Aramaları Projesi kapsamında, 1993 - 1994 yıllarında gerçekleştirilen arazi çalışmaları sırasında Şevketin Dağı (Nazilli), Bozköy, Kürttepe, Morali, Mursallı (Germencik), Havuççulu (Ortaklar) ve Kemalpaşa Mahallesi (Söke) yörelerinden toplanmıştır (Şekil 1). Bu çalışma grabenin kuzey kenarında yüzeyleyen D-B yönelimli flüviyal sisteme ilişkin çökel istifin taşkın ovası kökenli masif silttaşı düzeylerinden deneme amacıyla alınan örneklerle dayandırılmıştır. Elde edilen fosiller sınırlı sayıdadır. Ancak, çoğunluğunu



Şekil 1. Yer buldu haritası: 1. Kemalpaşa Mahallesi-I-II, 2. Havutculu, 3. Moralı-I, 4. Moralı-II, 5. Mursallı, 6. Kürttepe, 7. Bozköy, 8. Şevketin Dağı.

Figure 1 Location map: 1. Kemalpaşa Mahallesi-I-II, 2. Havutculu, 3. Moralı-I, 4. Moralı-II, 5. Mursallı, 6. Kürttepe, 7. Bozköy, 8. Şevketin Dağı.

kemiricilerin evrim hızı en yüksek ailesi olan. Arvicolidae temsilcileri oluşturduğundan çok karakteristiktirler. Daha ayrıntılı yaşlandırma ise süregiden çalışmaların sonucunda yapılabilecektir.

BULGULAR

Kemalpaşa Mahallesi-I (Söke)

Bulgu Yeri: Aydın M18 - c2 paftasında, Söke'nin Kemalpaşa Mahallesi'ndedir. Küçük memeli faunasını kapsayan çökel istif, Samsun Dağ yükselimini doğudan sınırlayan KD gidişli Söke Fayı'nın GD yönünde düşen bloğu üzerinde yüzlek verir.

Bulgu Katmanları: Paralel ve çapraz katmanlı kumtaşı aradüzeyleleri içeren, mavimsi/yeşilimsi gri renkli, yersel organik madde içerikli ve linyit laminah, masif yada yatay laminalı kiltası - silttaşı egemen istifiyle simgelenen birim, denizel mollusk faunasıyla desteklenen deltaik özellikler taşır. Tabanı gözlenemeyen birimin üzerine güncel alüvyon yelpazesi çökelleri uyumsuzlukla gelir.

Fauna: *Kalymnomys cf. major* (Kuss ve S torch)

Microtus (Tibericola) v&Ljordanica (Haas)

Apodemus mystacinus Danford ve Alston

Apodemus sp. (sylvaticus/flavicollis grubu)

Soricidae gen. et sp. indet.

Yaş: Kemalpaşa Mahallesi'nden bulunan *Kalymnomys* örnekleri *K. majörü* (Kuss & Storch, 1978) boyutları ve morfolojik özellikleri bakımından tümüyle benzer. *Microtus (Tibericola) aff. jordanica*'yı temsil eden örnekler ise mine farklılıklarının olmayışı, mi in tüm (L: 3.07) ve ACC (a: 12 .25) uzunlukları ve bu iki uzunluğun oranı, M3 de oldukça iyi farklılaşmış üç dentin üçgenin varlığı bakımından en çok *Microtus (Tibericola) jordanica*'ya benzer (Tchernov, 1986, Koenigswald ve diğerleri, 1992). Ancak, Kemalpaşa Mahallesi - I türü bu türden mi de T4 ve T5 bakışımının (confluence) daha geniş olması yada ACC'nin daha farklılaşmış olması bakımından daha ilkel bir özelliğe sahiptir. *Kalymnomys major* Kalymnos'tan (Yunanistan), *Microtus (Tibericola) jordanica* hem Kalymnos'tan hem de Ubeidiya'dan (israil) bilinir (Tchernov, 1986, Koenigswald ve diğerleri, 1992). Erken Pleistosen yaşlı bu iki faunada da bu türlere *Apodemus mystacinus*, *Apodemus flavicollis* ve *Apodemus sylvaticus* eşlik eder. Dolayısıyla, Kemalpaşa Mahallesi -I faunası da Erken Pleistosen yaşlı olmalıdır.

Kemalpaşa Mahallesi-H (Söke)

Bulgu Yeri: Kemalpaşa Mahallesi-I lokalitesinin yaklaşık olarak 50 m üstündedir.

Bulgu Katmanları: Kemalpaşa Mahallesi-I ile aynı özellikleri göstermektedir.

Fauna: *Arvicola sp.*

Yaş: *Arvicola*'nın görünümü Toringiyen (Orta - Geç Pleistosen) başlangıcıyla korele edilir (Fejfar & Heinrich, 1990). *Microtus* tipi mine farklılaşması gösteren tek bir m 1 parçası (Şek. 2/6) Toringiyen başlangıcından biraz daha geç bir yaşı gösteriyor olmalıdır.

Havutculu (Ortaklar)

Bulgu Yeri: Aydın M18-b2 paftasında, Ortaklar-

BÜYÜK MENDERES GRABENİ

Selçuk karayolu üzerinde, Havutçulu Köyü'nün 2 km D'sundadır.

Bulgu Katmanları: Mavimsi / yeşilimsi gri renkli, masif silüaşı ara düzeyleri ve kötü korunmuş büyük omurgalı kalıntıları kapsayan, az pekişmiş, çapraz katmanlı kumtaşı egemen istif fiuviyal birimi simgeler. Tabanı gözlenemeyen birimin üzerine, sarımsı boz renkli, az pekişmiş ve az olgunlaşmış alüvyal çökeller uyumsuzlukla gelir.

Fauna: *Kalymnomys n. sp.*

Mimomys cf. ostromosensis Janossy ve Van der Meulen

Leporidae gen. et sp. indet

Soricidae gen. et sp. indet 1

Soricidae gen et sp. indet II

Yaş: Havutçulu faunasında bir m 1 (L:4.18, Şek.2/1-2), bir M3 (L:2.42, Şek. 2/3) ve birkaç kırık diş parçasıyla temsil edilen *M. cf. ostromosensis* Geç Villaniyen (Geç Pliyosen) ve Erken Bihariyen (Erken Pleyistosen) yaşlı faunaların elemanıdır (Janossy & Meulen, 1975, Kowalski & Nadachowski, 1990, Koenigswald & Tobien, 1990). Bihariyen'le birlikte yaygınlaşan *AUophaiomys'in* Havutçulu faunasında bulunması ise bu faunanın yaşının Geç Villaniyen yaşlı olma olasılığını artırır.

Morali -1 (Germencik)

Bulgu Yeri: Aydın M19 - a4 paftasında. Morali Köyü'nün 300 m KB'sındadır.

Bulgu Katmanları: Fiuviyal - deltalik özellikler taşıyan çökel istif, açık sarı ve gri renkli, az pekişmiş, az sayıda büyük memeli kalıntıları kapsayan, çapraz katmanlı ya da masif kumtaşlarıyla mavimsi/yeşilimsi gri renkli, yersel olarak küçük memeli kalıntıları içeren masif siltaşlarının ardalanmasından oluşur. Tabanı gözlenemeyen birimin üzerine uyumlu gelen çakıltı taşı egemen istifi, sarımsı boz renkli, zayıf pekişmiş, genellikle masif, yersel çapraz katmanlı alüvyal çökellerden oluşur.

Fauna: Arvicolidae gen. et sp. indet (*Mimomys sp.?*)

Yaş: Yüksek taçlı ve kökleri geç kapanan *Mimomys'ler* Pliyosen sonu ya da Erken Pleyistosen dönemini karakterize ederler. Yüksek taçlı, köksüz, çimento-suz bir arvicolid diş parçası Geç Pliyosen ya da Erken Pleyistosen yaşlı olmalıdır.

Morali - II (Germencik)

Bulgu Yeri: Aydın M19 - a4 paftasında, Söke - Selçuk demiryolu üzerindeki Morali İstasyonu'nun 625 m KB'sında, Ahırköyü Dere vadisindedir.

Bulgu Katmanları: Morali - I ile aynı özellikleri göstermektedir.

Fauna: *Pitymys cf. arvalidens* Kretzoi

Yaş: Tek, büyük boylu ml (L: 31.8, Şekil 2/7) morfolojik olarak *P. arvalidens'o* uyar. Bu boyutta bir "*arvalidens*" morfotipi Geç Bihariyen (Geç Erken Pleyistosen) yaşlı Kozi Grzbiet (Polonya) faunasından bilinir (Nadachowski, 1985). *Pitymys arvalidens* Bihariyen ve Erken Toringiyen (Orta Pleyistosen) faunalarında temsil edilir (Meulen, 1973, Koenigswald & Tobien, 1990). Büyük boylu Morali'nin Geç Bihariyen ya da Erken Tongriyen yaşını gösteriyor olmalıdır.

Mursallı (Germencik)

Bulgu Yeri: Aydın M19 - a4 paftasında, Mursallı Köyü'nün 750 m GGD'sundadır.

Bulgu Katmanları: Çökel istifi oluşturan kaya türü topluluğunun genel sedimenter özellikleri ve stratigrafi ilişkileri Morali -1 lokalitesinde olduğu gibidir.

Fauna: Arvicolidae gen. et sp. indet

Yaş: Yüksek taçlı, köksüz, çimentosuz bir arvicolid diş parçası Geç Pliyosen ya da Pleyistosen yaşlı olmalıdır.

Kürttepe (Germencik)

Bulgu Yeri: Aydın M19 - al paftasında, Hıdırbeyli Köyü'nün yaklaşık 2.5 km KKB'sında, Kavaklık Çayı vadisindedir.

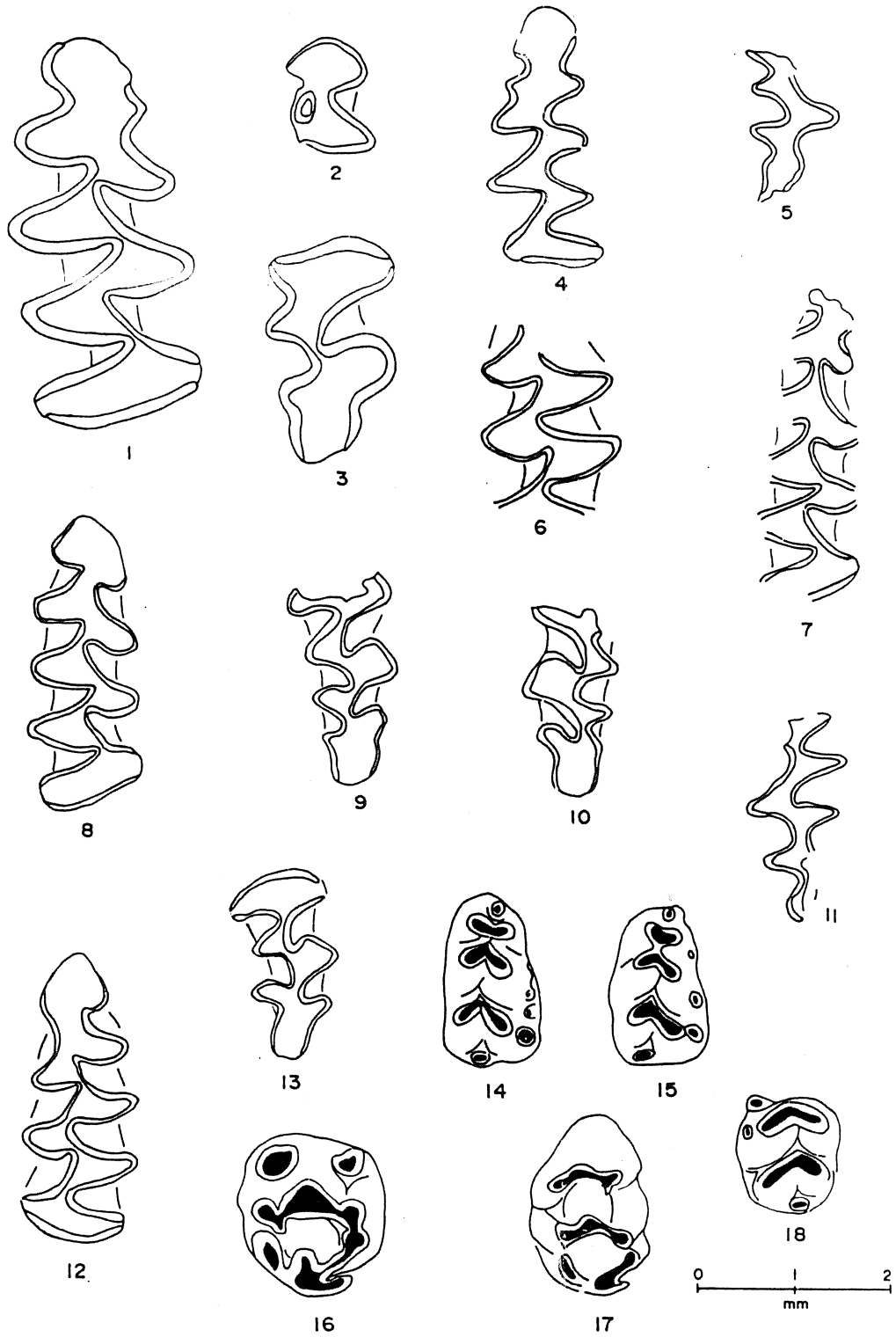
Bulgu Katmanları: Fiuviyal ortamda çökeli mi yansıtan birim, sarımsı gri renkli, az pekişmiş, yersel masif, genellikle çapraz katmanlı çakıllı kumtaşlarıyla mavimsi/yeşilimsi gri renkli, yer yer mollusk kavkılı masif siltaşlarının ardalanmasından oluşur. Sarımsı boz renkli, az pekişmiş, düşük dokusal olgunluktaki çakıltı taşı egemen istifinin simgelediği alüvyal çökeller, tabanı gözlenemeyen birimi üzerler.

- Fauna: *AUophaiomys deucaUonlpUocaenicus* (geçiş topluluğu)

Apodemus sylvaticus Linne

Soricidae gen. et sp. indet

Yaş: Kürttepe *AUophaiomys* örneklerinin gösterdiği evrimsel aşama - tek mi nin ölçüleri (L: 3.05, A/L: 43.4, B/W: 14, C/W: 19.2, Şekil 2/12), morfolojisi, mine farklılaşmasının olmayışı - *A. deucalion'la-A. pUocaenicus* türleri arasındadır. M3 ün gelişimi ise *AUophaiomys pliocaenicus'ü* uymaktadır. *A. deucalion'ın* ortaya çıktığı ve bollaştığı faunalar yaygın olarak Geç Villaniyen'e konur ve bu tür Erken Bihariyen başlangıcında azalır (Meulen, 1973). *A. pUocaenicus*



ise; Erken Bihariyen faunalarının karakteristik bir elemanıdır (Meulcm, 1973, 1974, Kowalskii & Nádachowskii, 1990), Fejfar & Horacek, 1990). Dolayısıyla, Kürttepe faunası Geç Villaniyen/ Erken Bihariyen sınırına yakın bir yaş konasına yerleştirilmelidir.

Bozköy (Germ eke ik)

Bulgı Yeri: Aydın M19) - all pafasında, Bozköy/ Ilıcasının 500m GB'sında, Uzgur Çayı vadisindedir.

Bulgı Katmanları: Çapraz ve paralell katmanlı kumtaşı ara düzeyleri kapsayan, genellikle masif, yersell yatay laminalı, mavimsi/yeşilimsi gri renkli sultası egemen istifi, limnik - fluvyatl özellikler taşıyan birimi simgeler. Gri ve açık kırmızı renkli, zayıf pekişmiş, çakıllı kumtaşı - çakıltı istifiyle simgelenen alüvyall çökell topluluğu, geçiş ilişkisiyle birimin altında bulunur.

Fauna: *Mimomys* sp.

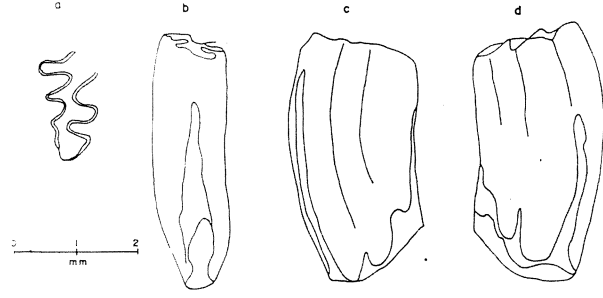
Yaş: Tek bir juvenill M3 fosili (Şekil 3) gelişkin taç yüksekliği, "linea sinuosa" nı gelişimini ve boyu bakımından *M. savini*'ye yaklaşmaktadır. Ancak çimento gelişimi yoktur. Bu bulgı Geç Villaniyenden daha eski yaşlarını söz konusu olamayacağını göstermektedir, bir üst sınır verilebilmesi için ise yeterli değildir.

Şevketin Dağı (Nazilli)

Bulgı Yeri: Aydın M20) -b2 pafasında Kocakesik

Şekil 2. Arvicolidae ve Muridae temsilcilerinden bazıları: Havuççulu'dan bulunan *Mimomys* cf. *ostramosensis*'e ait 1. sağ mi., 2. sol mi. ön parçası, 3. sağ M3, *Kalymnomys* n. sp.'e ait 4. sol mi., 5. sağ M3 parçası, Kemalpaşa Mahallesi-II'den bulunan *Arvicola* sp.'ye ait 6. sağ mi. parçası; Kemalpaşa Mahallesi-I'den bulunan *Microtus (Tibericola)* aff. *jordanica*'ya ait 8. sağ mi., 9-10. sağ ve sol M3, *Kalymnomys* cf. *major*'i'ye ait 11. sol M3 parçası, *Apodemus mystacinus*'a ait 16. sol M2; Kürttepe'den bulunan *Allophaiomys deucalion/pliocaenicus* ait 12. sol mi., 13. sağ M3, *Apodemus sylvaticus*'a ait 14-15. sağ mi., 17. sol M1, 18. sol m2; Morali-II'den bulunan *Pitymys cf. arvalidense*, ait 7. sağ mi.

Figure 2: Some of the representatives of Arvicolidae and Muridae: *Mimomys* cf. *ostramosensis* 1. right ml, 2. anterior cap of left ml, 3. right M3. *Kalymnomys* n. sp. 4. left ml, 5. right M3 from Havuççulu; *Arvicola* sp. 6. right ml from Kemalpaşa Mahallesi-II; *Microtus (Tibericola)* aff. *jordanica*, 8. right ml, 9-10. right and left M3, *Kalymnomys* cf. *major* 11. left M3, *Apodemus mystacinus* 16. left M2 from Kemalpaşa Mahallesi-I; *Allophaiomys deucalion/pliocaenicus* 12. left ml, 13. right M3, *Apodemus sylvaticus* 14-15. right ml, 17. left M1, 18. left ml from Kürttepe; *Pitymys cf. arvalidense* 7. right ml from Morali-II.



Şekil 3: Bozköy'den bulunan *Mimomys* sp. sağ M3 (a) çiğneme yüzeyinden, b) arka yüzden, c) dış yüzden, d) iç yüzden görünüşü.

Figure 3: Right M3 of *Mimomys* sp. from Bozköy: a) occlusal b) posterior, c) buccal, d) lingual views.

Köyünün 1 km kadar GD'sunda, Şevketin Dağı'nın kuzey yamacındadır.

Bulgı Katmanları: Çapraz katmanlı kumtaşı ara düzeyleri içeren, mavimsi gri renkli, ince - orta yatay katmanlı ya da masif, yersell organik madde içerikli, kat iri pelesipodlu ve biyoklastlı, az pekişmiş, egemen sultası istifi birimi simgeler.

Fauna: Lagurini (*Kalymnomys* sp.?)

Mimomys cf. *ostramosensis*, Janossy ve vander Meulen

Yaş: Eldeki örnekler çok sınırlı olmakla birlikte, Geç Villaniyen ya da Erken Bihariyen yaşını göstermektedirler.

SONUÇLAR

Bugüne kadar yapılan çalışmalarda incelenen çökelilerin yaş hakkında ortaya konulan verilerin sağlıklı olduğunu söyleyebilmek olası değildir. Gerek *Cardium edule*'nin (Nebert, 1955; Becker - Platen & Löhnert, 1972), gerekse fernek'in (1959) belirttiği mollusk ve ostrakod faunasının stratigrafik dağılımının geniş olması ve mikro faunadaki yanlış yaşlandırma nedeniyle derlediğimiz küçük memeli fosiller bu çökelilerin yaşlandırılmasına ilişkin güvenilir ilk verilerdir.

Arvicolidae türlerinin evrim aşamaları dört biyokronolojik birimin var olabileceğini göstermektedir. *Allophaiomys*'siz Geç Villaniyen yaşlı Havuççulu birimi, *A. deucalion/pliocaenicus* ve *Microtus (Tibericola)* aff. *jordanica* Erken Villaniyen/Erken Bihariyen yaşlı Kürttepe ve Kemalpaşa Mahallesi - I birimi, *Pitymys cf. arvalidense* Erken Bihariyen - Erken Toringiyen yaşlı Morali -II birimi ve *Arvicola*'h Toringiyen yaşlı Kemalpaşa Mahallesi -II birimi, Şevketin Dağı ve Bozköy bilimleri Havuççulu birimiyle eşzamanlı olmalıdır.

Elde edilen Arvicolidae faunalan sınırlı olmalarına karşın. Büyük Menderes Grabeni'nin kuzey kenarındaki genç fluvial çökellerin en erken olarak En Geç Pliyosen ya da Erken Pleyistosen döneminde dolgulanmaya başladığını ve çökelenin, olasılıkla Toringiyen'de sürdüğünü göstermektedir. Dolayısıyla, bu yeni bulgular yörenin genç tektoniğine ve Büyük Menderes Grabeni'nin gelişimine ışık tutmaktadır.

KATKI BELİRTME

Proje Başkanı Dr. Neşat Konak' a yapıcı eleştirileri için teşekkür ederiz. Birinci yazar ayrıca Dr. Albert Van der Meulen'e literatür katkısından ve yararlı tartışmalarından dolayı teşekkür eder.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Akgün, F. ve Akyol, E., 1992, Palynostratigraphy of coal bearing Neogene deposits in Büyük Menderes Graben, Western Anatolia. 1 st International Symposium on Eastern Mediterranean Geology, Proceedings and Abstract, 309.
- Becker - Platen, J. D. ve Löhnert, E., 1972, Über Cardium - Funde aus dem Kanozoikum der Umgebung von Söke (West Türkei). Geol. Jb., B2. 55-63.
- Benda, L., 1971, Grundzüge einer pollenanalytischen Gliederung des türkisehen Jungtertiars (Kanozoikum und Braunkohlen der Türkei. 4). Beih. Geol. Jb., 113,46 s.
- Fejfar, O. ve Heinrich, W. D., 1990, Proposed biochronological division of the European continental Neogene and Quaternary based on muroid rodents (Rodentia, Mammalia) (Fejfar & Heinrich'in editörlüğünü yaptığı "International Symposium Evolution, Phylogeny and Biostratigraphy of Arvicolids (Rodentia, Mammalia)" proceeding'i içinde), 115-124.
- Fejfar, O. ve Horacek, I., 1990, Review of fossil arvicolids (Mammalia, Rodentia) of the Pliocene and Quaternary in Czechoslovakia (Fejfar & Heinrich'in editörlüğünü yaptığı "International Symposium Evolution, Phylogeny and Biostratigraphy of Arvicolids (Rodentia, Mammalia)" proceeding'i içinde), 125-131.
- Janossy, D. ve van der Meulen, A. J., 1975, On *Mimomys* (Rodentia) from Ostramos - 3, North Hungary. Kon. Nederl. Akad. Wetensch., Proa, B, 78, 5, 381-391.
- Koenigswald W. von ve Tobien, H., 1990, Important Arvicolid faunas from the Late Pliocene to Early Holocene in Western Germany (FRG) (Fejfar & Heinrich tarafından editörlüğü yapılan "International Symposium Evolution, Phylogeny and Biostratigraphy of Arvicolids (Rodentia, Mammalia)" proceeding^ içinde), 231-253.
- Koenigswald W. von, Fejfar, O. & Tchernov, E., 1992, Revision einiger alt - und mittelpleistozaner Arvicoliden (Rodentia, Mammalia) aus dem östlichen Mittelmeergebiet (Ubeidiya, Jerusalem and Kalymnos - Xi). N. Jb. Geol. Palaont. Abh. 184, 1, 1 - 23.
- Kowalski, K. ve Nadachowski, A., 1990, Review of fossil arvicolid faunas of Poland (Fejfar ve Heinrich'in editörlüğünü yaptığı "International Symposium on the Evolution, Phylogeny and Biostratigraphy of Arvicolids (Rodentia, Mammalia)" proceeding^ içinde), 297-304.
- Kuss, S. E. ve Storch, G., 1978, Eine Säugetierfauna (Mammalia: Artiodactyla, Rodentia) des alteren Pleistozans von der Insel Kalymnos (Dodekanes, Griechenland). N. Jb. Geol.-Palaont, Mh. 206-227.
- Markova, A. K., 1990, Pleistocene microtheriofauna of the European part of the USSR (Fejfar & Heinrich'in editörlüğünü yaptığı "International Symposium Evolution, Phylogeny and Biostratigraphy of Arvicolids (Rodentia, Mammalia)" proceeding'inde), 313--338.
- Meulen, A. van der, 1973, Middle Pleistocene Smaller Mammals from the Monte Peglia (Orvietto, Italy), with special reference to the Phylogeny of *Microtus* (Arvicolidae, Rodentia). Quaternaria, 17, 1, 144 p.
- Meulen, A. van der, 1974, On *Microtus (Allophaiomys) deucalion* (Kretzoi, 1969), (Arvicolidae, Rodentia), from the Upper Villanian (Lower Pleistocene) of Villany - 5, S. Hungary. Kon. Nederl. Akad. Wetensch. Proc. B, 77, 3, 260-266.
- Nadachowski, A., 1985, Biharian voles (Arvicolidae, Rodentia, Mammalia) from Kozi Grzbiet (Central Poland). Acta Zool. Cracov, 29, 2, 14-27.
- Nebert, K., 1955, Söke - Kuşadası Linyit Havzası hakkında Rapor. MTA Rap. No: 3021, Ankara (Yayınlanmamış).
- Seyitoğlu, G. ve Scott, B. C., 1992, The age of the Büyük Menderes Graben (west Turkey) and its tectonic implications. Geol. Mag., 129 (2), 239-242.
- Tchernov, E., 1986, The rodents and lagomorphs from Ubeidiya Formation. 235 - 350 - In Tchernov, E. (ed): Les Mammifères du Pleistocene inferieur de la valle e du Jourdain a Oubeidiyeh. Mem. Trav. Centre Rech. Franc. Jerusalem 5.
- Ternek, Z., 1959, Söke'de tabii gaz hakkında jeolojik not. Türkiye Jeol. Kur. Bült, VII, 1, 58-74.

Tersiyer yaşlı Sivas evaporit havzasındaki sölestine eşlikçi elementer kükürt oluşumu (Örnek yatak: Ulaş-Bahçeciktepe sölestin yatağı)

Sulphur occur ences associated with celestite in Sivas evaporite basin of Tertiary age (An example deposit: Ulaş-Bahçeciktepe celestite bed)

Erdoğan TEKİN
Baki VAROL

Ankara Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Ankara
Ankara Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Ankara

Öz

Bu çalışma; iç doğu Toros kenet kuşağında yer alan Sivas Havzası'nın, Eosen yaşlı Bozbel formasyonunun en üst bölümlerindeki sölestin mineralleşmeleri içerisinde saçılma tarzında gelişmiş olan, elementer kükürt oluşumlarına yöneliktir, inceleme alanında bunlar ekonomik ölçekli değildirler. Söz konusu bu elementer kükürtler üzerinde yapılan mikrodokuya yönelik taramalı elektron mikroskopu çalışmalarında; bunların bulutumsu, küresel, loblu, dantelimsi ve böbreğimsi gibi kristal morfolojilerine sahip oldukları görülmüştür. Ayrıca kükürt kristallerinin üzerinde yer yer yoğunlaşan organik madde sıvıların da geliştiği izlenmiştir. Bununla beraber bu tip kristallerdeki organik maddenin, ort. % 1 oranında bulunduğu ve biyojenik kökenli olduğu yapılan elementel analiz çalışmalarında belirlenmiştir.

Bahçeciktepe sölestin mostrasındaki elementer kükürtlerin, literatürdeki sülfat indirgeyici (olası "*Desulfobrio* sp.") kükürt bakterilerinin metabolik faaliyeti sonucu sölestinin indirgenmesiyle oluştuğu ortaya çıkmıştır.

Anahtar Sözcükler: Elementer kükürt, sölestin, sülfat bakterisi, Sivas-Ulaş, evaporitik havza, taramalı elektron mikroskopu, elementel analiz, sülfat redüksiyonu.

Abstract

This study aims the investigation of disseminated sulphur occurrences in celestite mineralizations at the upper section of Bozbel formation of Eocene age in Sivas basin, located in the Central Eastern Taurid suture belt. The sulphur formations in the study area are economically insignificant. Electron microscope studies focused on microtexture examination indicate that these elementary sulphur format ions have crystal morphologies in the forms of cloud-like, lobous, spheroidal lace-like and kidney-like structures. Some sulphur crystals are blanketed by other substances. The results of elemental analyses show that the amount of organic matter in this type of crystals is nearly 1%. These elementary sulphur formations are of biogenic origin.

*The elementary sulphur occurrences in the celestite outcrop at the Bahçeciktepe location were formed by the disintegration of celestite crystals through the metabolic activity of sulphate reducing bacteria (most likely by "*Desulfobrio* sp.").*

Key Words: Elementary sulphur, celestite, sulphate bacteria, Sivas-Ulaş, evaporitic basin, scanning electron microscopy (SEM), elemental analyses (TOC), sulphate reduction.

GİRİŞ

Dünyadaki elementer kükürt yataklarının başlıca; CH içeren evaporit havzaları (1) veya Senozoyik yaşlı genç volkanizma kuşakları (2) gibi iki jeolojik ortamda bulunduğu, çok sayıdaki araştırmacı tarafından geçmiş yıllarda yapılan çalışmalarla ortaya konmuştur. Bunlar sırasıyla Mukaiyama (1974), Gittinger (1975), Pawlowski vd. (1979) ve Saniz (1986) çalışmalarıdır.

Bu çalışmalardan Gittinger (1975) ve Pawlowski ve diğerleri. (1979)'da; evaporitik havzalardaki sülfatlı birimler içerisinde yer alan elementer kükürt yataklarının, çeşitli faktörlerle kontrol edildiği belirtilmektedir. Bunlar; anaerobik ortam koşulları (Eh<0 ve pH<7), formasyon işi su-organik madde (CH) dolaşımı, yoğun bakteri (SO₄²⁻ indirgeyici bakteriler) faaliyeti ve en az 30°C'nin üzerinde bir sıcaklığın bulunmasıdır. Bu faktörlerin hepsinin birarada bulunması evaporitik havzalardaki se-

dimanter kökenli elementer kükürt oluşumlarında zorunlu görülmüştür.

Diğer yandan Mukaiyama (1974)'de ise; genç volkanizma kuşaklarındaki elementer kükürt oluşumlarının küçük ölçekli yataklar oldukları ve tamamen, H₂S gazı bakımından zengin hidrotermal suların ve/veya fümeollerin kırık-çatlaklar içerisindeki aktif dolaşımına bağlı olduğu vurgulanmaktadır.

Bu çalışmanın yürütüldüğü Tersiyer yaşlı Sivas-Ulaş havzası ise; İçdoğu Toros Kenet" Kuşağı üzerinde gelişen evaporitik karakterli bir havzadır. Havzadaki sölestin mineralleşmeleri büyük oranda evaporitli-karbonatlı birimler içerisinde yoğunluk kazanmış olup, oldukça geniş bir alana dağılmış durumdadır. Bu farklı yaşlardaki birimler içerisinde yer alan sölestin mostralardan yalnızca Bahçeciktepe'de elementer kükürt oluşumları sözkonusudur. Tekin ve Varol (1993)'ün çalış-

masında bunlar, boşluk dolgusu sölcstınler içerisinde küçük ölçekli saçınımlar şeklindeki oluşumlar olarak tanımlanmıştır.

MATERYAL VE METOD

Çalışma, karbonatlı sölcstınler içerisinde yer alan elementer kükürt oluşumlarının mikrodokusal özelliklerini tanımlamayı ve oluşum mekanizmasını açığa çıkartmayı hedeflemiştir. Ayrıca; elementer kükürtler üzerinde sıvanma tarzında gelişmiş olan organik maddenin türünün belirlenmesi de, bu çalışmanın diğer bir amacını teşkil etmektedir. Bu çerçevede amaca yönelik olarak, az sayıdaki (20 adet) kükürt örneğinde önce Taramalı Elektron Mikroskobu (SEM) ile görüntü taraması yapılmıştır. Ayrıca bu örneklerin kalitatif kimyasal analizleri de Enerji Dispersif X-Işınlan Spcktrometresi (EDS) ile gerçekleştirilmiştir. Bu işlemlerden SEM çalışmaları Jeol JSM-840 A sistemiyle, EDS çalışmaları ise Tracor TN-5502 sistemiyle TPAO laboratuvarlarında yapılmıştır. Örnekler SEM incelemelerinde; ısıtma, asitle dağlama vb. gibi herhangi bir işleme tabi tutulmamışlardır. Bu kükürt örnekleri direkt olarak, 200 A°da (yaklaşık 2.5 dakika süreyle) altınla kaplanarak incelenmişlerdir.

Diğer yandan elektron mikroskobu çalışmaları sonucu seçilen bazı örneklerdeki organik madde miktarının tespiti, Leco TOC elementel analiz cihazında (TPAO'da) gerçekleştirilmiştir. Bunun için önce elementer kükürt taneleri, bünyelerindeki inorganik bileşiklerin uzaklaştırılması için % 50'lik HCl ile 30 sn. süreyle muamele edilmiştir. Daha sonra ise bu örnekler, Leco TOC analiz cihazında yakılarak analize tabi tutulmuştur. Bununla birlikte bu organik maddenin moleküler yapısının belirlenmesi için ise, AÜFF Kimya bölümündeki Perkin Elmer IR-2400 infrared spektrometresi kullanılmıştır. Bu amaçla seçilen elementer kükürt taneleri önce toz haline getirilip; sonra bu toz kükürt numunesinden 5 gr. alınmak önce Hexane, sonra Diethyl ether, Diethylene chloride, Acetone ve Methanol organik çözücülerinde sırayla ikişer saat süreyle, oda sıcaklığında soğuk ekstraksiyona tabi tutulmuştur. Bunun sonucunda elde olunan yaklaşık 100 mgr. lık organik madde ekstraksiyonu Infrared spektrometresinde analiz edilmiştir.

JEOLJİK KONUM

Bahçeciktepe sölcstın yatağı Ekincioglu köyünün yaklaşık 300 m. kadar kuzeyindeki Bahçeciktepe mevkiinde yer alır (Şekil 1). Yataktaki sölcstın mineralleşmesi Orta-Üst Eosen yaşlı Bozbel formasyonunun en üst seviyelerini oluşturan, kıvrımlanmış-kırıklanmış ve yer yerde killi-kumlu türbiditik karakterli karstik kireçtaşları içerisinde bulunur. Bu boşluk dolgusu şeklindeki sölcstın mineralleşmelerinin izlendiği bol biyo

klastik malzeme içeren karstik kireçtaşları, aşırı derecede alterasyona uğramış ve bunun sonucunda da arazide turuncu-kül rengi bir görünüm kazanmışlardır. Yer yer bunların bazı alanlarında karstlaşma-kimyasal ergimeyle oluşan erime-çözülme kovukları (jeodlar)'da gelişmiştir (Levha 1, a-b). Tüm bu alterasyonların, gömülü bir termokarst veya hidrotermal etkinin işaretçisi olabileceği Tekin ve diğerleri (1994) çalışmasında öne sürülmüştür.

Bahçeciktepe mostrasındaki boşluk dolgusu sölcstınler; arazide boşluk duvarından merkeze doğru yerinde büyümeler (stalaktit) şeklindeki beyaz-sarı-turuncu renkli, saf (temiz), prizmatik ve lifsi-ışınsal yelpaze tarzındaki çimentolayıcı özellikteki kristallerden meydana gelmiştir. Diğer yandan bunlar üzerinde yer alan elementer kükürtler ise saf (temiz), tipik san renkli, kısmen parlak görünüşlü, sert dokulu, 2-10 mm. arasında değişen büyüklükteki saçınımlar şeklindeki kristallerdir (Levha 1,a-b).

Diğer yandan araziden alınan bu kükürt kristallerinin elementer kükürt olup olmadığının tespiti için ise; önce mineralojik bileşime yönelik olarak XRD, sonra morfolojik benzerliğinden dolayı Fe-vitriyol olup olmadığı konusunda da amonyak (NH₃) testi çalışmaları yapılmış ve sonuçta da, alınan tüm bu örneklerin saf elementer kükürt olduğu belirlenmiştir. Tüm bu ön işlemlerin sonucunda laboratuvar çalışmaları başlatılmıştır.

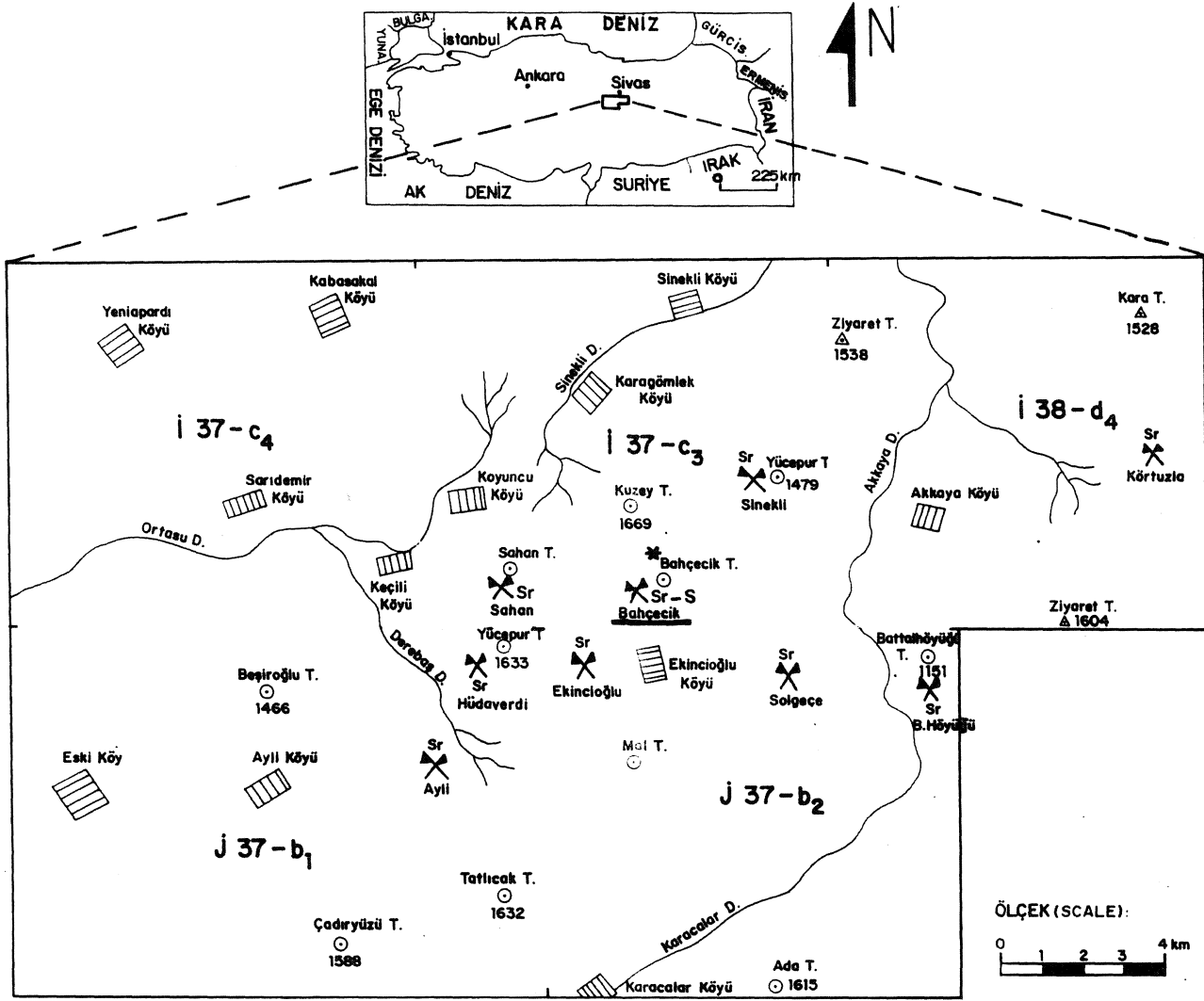
ELEMENTER KÜKÜRT OLUŞUMU

Elektron mikroskobu incelemeleri

Bahçeciktepe elementer kükürt oluşumlarının mikrodokusal özelliklerinin tanımlanması ve oluşum mekanizmasının açığa çıkartılması için; amaca yönelik olarak seçilen belirli sayıdaki kükürt örneğinde, önce Taramalı Elektron Mikroskobu (SEM) ile görüntü taraması yapılmıştır. Bu çalışmaların sonucunda elementer kükürt kristallerinin; bulutumsu, küresel, loblu, böbreğimsi ve dantelimsi vb. gibi şekillerde olduğu görülmüştür. Bu tür fromboidal yapılar Postgate (1951), Butiin (1953), Abdel - Malck ve Rizk (1958), Sweeney ve Kaplan (1973), Goldhaber vd. (1977), Nedwell ve Abram (1978), Jorgensen ve Revsbech (1983) çalışmalarında da sunulmuştur.

Elektron mikroskobunda incelenen örneklerdeki bulutumsu ve dantelimsi görünüşlü kükürt kristalleri tipik olarak Levha 2, a-b'de görülmektedir. Bunların boyları değişik olup dantelimsi türde olanlar, sölcstın matriksi ile keskin dokanaklı ve birbirinden kopuk dantel parçacıkları (ağları) şeklindedir. Bulutumsu türde olanlar ise; sölcstın matriksi ve/veya özşekilli sölcstın kristali ile dereceli geçişli, masif görünüşlü ve birbiriyle irtibatlıdır. Bunlar da, SEM görüntülerinde öz şekilli sölcstın

ULAŞ - BAHÇECİKTEPE ELEMENTER KÜKÜRT OLUŞUMU



Şekil 1. Çalışma alanında bulunan sölestin-kükürt mostraları m gösterir kroki (Tekin ve diğ., 1994).

Figure 1. The schematic diagram showing situations of celestite and sulphur occur in the investigated area (Tekin et. al., 1994).

leştin kristalleri üzerinde bir çeşit yamalar şeklinde izlenmektedir (Levha 3, b). Benzer dokusal tanımlamalar Ghiorse (1980) çalışmasında da sunulmuştur. Ayrıca bu türlerin üzerindeki koyu (siyahımsı) renkli alanlar ise organik madde kalıntılarıdır. Bu kalıntılar kükürtler üzerinde sıvama tarzında gelişmiş olup, ayrıca yine sülfat indirgenmesi esnasında açığa çıkan H_2S gazı çıkışlarına ait poroz (delikli) zonları ise yer yer örtmüşlerdir (Levha 3, a-b). Yine Levha 3, a'da; fotoğrafın sağ üst köşesi ile sol yan taraftaki özçekilli sölestin kristaline ait kalıntı kristal parçacıkları görülmektedir. Bu kalıntı sölestin kristal parçacığı ile bulutumsu kükürtler arasındaki dereceli geçiş oldukça belirgindir. Bu durum büyük olasılıkla; sölestinin ($SrSO_4$) sülfat indirgeyici mikro canlılar (bakteriler) tarafından metabolik faaliyetleri esnasında kullanıldığını ve bunun sonucunda da

saf-elementer kükürtlerin açığa çıktığını işaretlemektedir. Söz konusu bu olası gelişim Levha 3, b'de çok açık bir şekilde görülmektedir.

Diğer yandan Levha 4, a-b ve Levha 5, a-b'de yine kükürtlerdeki değişik kristal morfolojilerinden olan küresel, bileşik loblu (üzüm salkımı) ve böbreğimsi yapılar görülmektedir. Benzer tanımlamalar Folk (1993) çalışmasında da sunulmuştur. Bunlardan küresel olanlar; sölestin kristalleri arasında birbirinden ayrı, 20-30, μm boyundaki keskin dokanaklı kürecikler şeklinde yer almaktadırlar. Bileşik loblu (üzüm salkımı) ve böbreğimsi türde olanları ise; birbirleriyle temasta olup 10-100 μm masında değişen tane boylarına sahiptirler. Diğer yandan olası H_2S gazı çıkışlarına ait poroz (delikli) zonlar bunlarda belirgin haldedir. Çünkü organik madde

sıvamarını bulutumsu olanlarına göre bunlarda daha az miktarda olduğu için, bu poroz (delikli) alanların üzeri örtülmemiştir.

Ayrıca kükürt kristallerinin EDS (Enerji Dispersif X-Işınları Spektrometresi) ile yapılan kalitatif kimyasal analizleri yüksek oranda S ve eser miktarda Sr-Ca vermektedir. Bu elementler bize; çalışılan örneklerde saf kükürtün, sölestinli veya kısmen karbonatlı bir matrisin (taban kayasının) bulunduğu işaret etmektedir. Bununla birlikte bulutumsu kükürt kristallerindeki organik madde sıvamarının bulunduğu alanlardaki organik bileşiğin moleküler yapısının tespitinde ise EDS çalışmaları yetersiz kalmıştır.

Toplam Organik Karbon ve İnfrared Spektrometresi incelemeleri

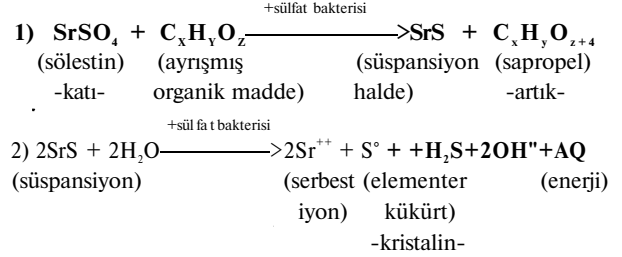
Elektron mikroskopu çalışmaları sonucu seçilen bazı kükürt örneklerindeki (tanelerindeki) organik madde miktarının tespiti için Leco cihazında elementel analiz (toplam organik madde) çalışmaları yapılmıştır. Bunun için hazırlanan örneklerin analizi sonucunda değişik yüzde organik karbon değerleri elde edilmiştir. Bu durum oldukça ilginçtir. Bunun için her bir taneledeki bu farklı yüzde değerlerinin nedeninin araştırılması gerekmektedir. Bununla beraber elementel analizde incelenen bu tanelerin hepsinin ort. %1 oranında organik madde (TOC) içerdikleri belirlenmiştir.

Elementel analiz (TOC) incelemeleri ışığında kükürt tanelerindeki bu organik maddenin moleküler yapısının belirlenmesi için ileriki bir aşama olan İnfrared Spektrometresi çalışmaları başlatılmıştır. Bu amaçla seçilen elementer kükürt tanelerinden özel metotla ekstrakte edilen organik madde, infrared spektrometresinde analiz edilmiş ve 2890, 2875, 1750, 1485, 1250, 1150, 1105 ve 815 cm^{-1} dalga boylarındaki geçirim bandlarının bulunduğu görülmüştür (Şekil 2). Cross (1967)'ye göre bu pik değerleri, organik karbon ve buna bağlı yan bağların, azotlu - uzun zincirli ve yüksek polimerik yapıda olduğunu işaretlemektedir. Yine SEM çalışmalarında gözlenen H_2S gazı çıkışlarının ürünü olan delikli (poroz) yapılar da, bu tür bir moleküler yapıya sahip organik madde oluşumunu desteklemektedir. Literatürde de (Ghiorse ve Hirsch; 1979'da) bu azotlu ve yüksek (uzun zincirli) polimerik yapının, canlılardaki hücre çatısını oluşturan DNA ve RNA gibi bileşiklerde görülen yapılarla benzediği vurgulanmıştır.

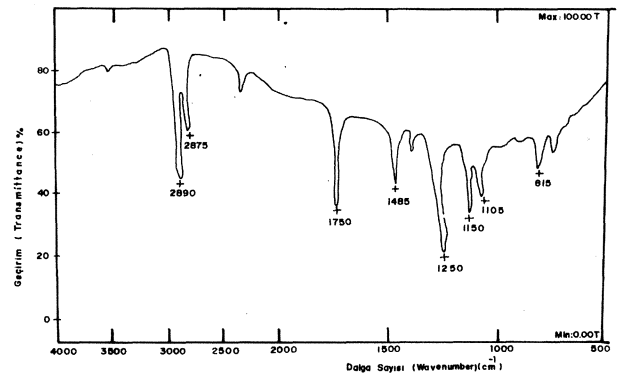
Sülfat redüksiyonu

Doğadaki elementer kükürt oluşumlarında gelişen sülfat redüksiyonunun; farklı derinliklerde ve aşırı gazlı bir ortamda anaerobik (oksijensiz) bakterilerin metabolik faaliyetleri sonucu gerçekleştiği, ayrıca oluşumda kırık-çatlaklarda bulunan yeraltı su dolaşımı ile yüksek sıcaklık ve tuzluluğunda etkili olduğu pek çok çalışma-

da belirtilmiştir. Bahçeciktepe elementer kükürtlerinde ise bu faktörlerin pek çoğunun etkili olduğu olasıdır. İşte tüm bu faktörlere bağlı olarak Bahçeciktepe sölestin mostrasındaki bakteriyel kökenli kükürtlerin oluşumu ve sülfat indirgenmesi, sırasıyla şöyle denkleminize edilebilir:



Bu tepkimelerin gerçekleştiği ortam; $\text{Eh} < 0$, $\text{pH} < 7$ ve oksijensiz olup kısaca indirgeyici karakterdedir. Sülfat bakterileri böyle bir ortamda 1 nolu denklemden olduğu şekilde başlangıçta; ayrılmış haldeki organik maddeyi enerji kaynağı olarak tüketmekte ve oksijen yerine de sülfattaki oksijeni kullanmakta olup sonuçta SrSO_4 'ü süspansiyon haldeki stronsuyum sülfüre dönüştürmektedir. Ayrıca bir kısım bakterilerin ölmeleri sonucunda bu esnada artık sapropel de oluşmaktadır. Nitekim bakterilerin bizzat ölmeleri sonucu ortaya çıkan bu organik allıklar, infrared çalışmalarında yüksek moleküler yapıdaki organik madde olarak izlenmiştir. Daha sonra ise 2 nolu denklemden olduğu şekilde bakterilerin devam eden metabolik faaliyetleri sonunda; süspansiyon haldeki stronsuyum sülfür, kristalin elementer kükürt ile serbest iyon halindeki Sr^{++} 'ye dönüşmektedir. Ayrıca bu tepkimeler esnasında H_2S gazı ile büyük miktardaki enerji çıkışları da sözkonusudur. İşte bu sebeple bu H_2S gazıyla ilgili olarak yapılan Kem ve Thode (1968) çalışmasında; sülfat indirgenmesi sırasında bakterilerin açığa çıkarttıkları H_2S gazının gündü ortalama 1.000 mg/l/gaz olduğu belirlenmiştir. Böylece araştırmacılar bu değer, oldukça yüksek bir değer olduğuna dikkat çekmektedirler.



Şekil 2. Ekstrakte edilmiş organik maddenin infrared spektrum eğrisi.

Figure 2. Infrared-spectrum curve of the extracted organic matter.

TARTIŞMA VE SONUÇLAR

Son yıllarda biyoepijenetik maden yataklarıyla ilgili olarak yaşlı kayaçlarda - akarsu ve göllerde yapılan pekçok araştırmada (Al-Sawaf, 1977; Pawlowski vd., 1979; Watterson, 1991; Folk, 1993 ve Hendry, 1993); başta corallina türü mikroorganizmalarının aerob olarak hidrokarbonları benzene dönüştürdükleri, desülfirikant bakterilerinin anaerob olarak sülfatı indirgeyerek elementer kükürt oluşturdukları ve sülfürükant bakterilerinin ise aerob olarak sülfatı yükseltgeyerek altın-demir-mangan-bakır-çinko-kurşun gibi metalleri oluşturdukları tespit edilmiştir. Bunlardan Al-Sawaf (1977)'de; Kuzey Irak'taki Fars formasyonu kükürt yataklarının sülfat indirgenmesi sonucu oluştuğu, oluşumda ortamdaki hidrokarbon-bakterilerin H₂S gazının-SO₄⁻ iyonunun ve yeraltı su dolaşımının (ki 0.3 mM gibi düşük bir O₂ içeriğine sahip olduğu için) etkili olduğu belirlenmiştir. Ulaş-Bahçeciktepe elementer kükürtlerinin oluşumunda da benzer faktörlerin etkili olduğu **düşünülebilir**. Ayrıca Polonya'daki Miyosen jipsleri içerisinde yer alan kükürtlerde yapılan Pawlowski ve diğerleri (1979) çalışmasında, bunlarında sülfat indirgeyici kükürt bakterilerin biyolojik aktiviteleri sonucu oluştuğu ve kükürt kristallerinin Zr, Co, Cr, Ni, Cu, Ag, Zn, Sn, Pb, Mo, Ca, Ga gibi eser elementleri içerdikleri görülmüştür. Bahçeciktepe elementer kükürtlerinde yapılan kalitatif EDS çalışmalarında da benzer bazı elementler (Sr, Ca, Mg, Si gibi) saptanmıştır.

Diğer yandan Bahçeciktepe elementer kükürtlerinde yaptığımız SEM çalışmalarında gördüğümüz kükürt kristallerinin özel morfolojik yapıları (bulutumsu-küresel-loblu-böbreğimsi-dantelimsi) ile; Watterson (1991)'un Alaska plaser altın örneklerinin SEM incelemesinde gördüğü yapılar ve Folk (1993)'un sıcak suların oluşturduğu güncel İtalya-Viterbo travertenlerinde, hard ground'larda gelişmiş güncel Bahama aragonitik ooidlerinde ve Utah Büyük Tuz Gölü aragonit ooidlerinde yaptığı SEM çalışmalarında gördüğü yapılar arasında büyük benzerlikler söz konusudur. Çünkü bu tür kristal morfolojileri bu çalışmalarda, biyojenik aktiviteye bağlı oluşumlar olarak yorumlanmıştır. Böylece sonuçta Alaska plaser altın tanelerinde delici türdeki bakterilerin, Viterbo travertenlerinde sülfürükant bakterilerinin, Bahama ve Büyük Tuz Gölü aragonitik ooidlerinde ise nannobakterilerin etkili olduğu sonucu sözü edilen bu çalışmalarda ifade edilmektedir. Benzer yorum ve bulgular Sedir Adası Kleopatra Plajı güncel ooidlerinde yapılan Üşenmez ve diğerleri (1993) çalışmasında da sunulmuştur. Yine Hendry (1993) tarafından İngiltere Jurassik sığ deniz karbonatlarında yapılan çalışmada, kalsit çimentolanması esnasında oksijensiz ortamda sülfat indirgenmesiyle oluşan bakteriyal kökenli demir-mangan ve kükürtlerin; oksijenli ortamda ise metal indirgenmesiyle oluşan bakır-kurşun-çinko gibi element-

lerin bulunduğu sızdırılmaktadır. Kısacası tüm bu çalışmaların hepsindeki oluşumlarda, bakteri faaliyetinin varlığına işaret edilmektedir.

Yukarıda belirli yönleriyle tartışılan Bahçeciktepe sölestin yatağındaki sülfat indirgenmesi sonucu oluşmuş, bakteriyal kökenli elementer kükürtlerin oluşum şekli oldukça ilginçtir. Çünkü buradaki sülfat indirgenmesi; sölestinin parçalanmasıyla açığa çıkan sülfat olup, daha sonra da bundan elementer kükürtler meydana gelmiştir. Geçmiş yıllarda yapılan çalışmalarda (Al-Sawaf, 1977; Pawlowski vd., 1979; ve Schwoerbcl, 1980) ya jipsin veya anhidritin parçalanarak, buradan açığa çıkan sülfattan elementer kükürtün oluştuğu ifade edilmektedir. Halbuki Bahçeciktepe'deki durum kökensel (sülfatlı ana kaya) açıdan oldukça farklıdır. Çünkü Sr⁺² elementi biyolojik açıdan yüksek moleküler yapıları mikro canlılar için toksik bir madde olup, canlılar hiçbir zaman yaşadıkları ortamda stronsiyum elementinin bulunmasını istememektedirler. Bu önemli ve ilginç özellik Sr⁺² elementinin kimyasal yapısından kaynaklanmaktadır. Halbuki bu çalışmada stronsiyumlu bir bileşik olan sölestinin (SrSCVün) mikrocanlılar (desülfürükant bakterileri) tarafından metabolizmalarında bizzat kullanımı ve sonuçta da yine toksik bir element olan Sr⁺²'nin serbest iyon şeklinde açığa çıkması söz konusudur. İşte bu nokta üzerinde mikrobiyoteknolojik açıdan ayrıntılı şekilde çalışmaların yapılması gerekmektedir. Çünkü elektron mikroskopu çalışmalarında kükürtler üzerinde izlenen olası sülfat bakterilerinin sölestinler üzerinde ve/veya içerisinde kitlesel ölümleri sonucu oluşmuş organik madde sıvımaları da, bu tür ileri çalışmaların yapılmasını zorunlu kılmaktadır.

Bu çerçevede Sivas-Ulaş evaporit havzasındaki Bahçeciktepe sölestin mostrasında bulunan elementer kükürt oluşumları, tipik bir biyomineralizasyon ürünüdür. Çünkü saçınımlar şeklindeki bu elementer kükürtlerin gerek saha konumları, gerekse SEM'deki mikrodokusal özellikleri bu tip bir oluşum mekanizmasını işaretlemektedir. Ayrıca bunlarda yapılan elementel analiz ve infrared spektrometresi çalışmalarında yaygın olarak bilinenlerinin dışındaki (taşınmış haldeki kömür-petrol kökenli organik madde) belirlenen; biyojenik kökenli organik madde sıvımaları da, bu şekildeki bir oluşumu (biyomineralizasyonu) desteklemektedir. Bununla birlikte; Bahçeciktepe sölestin mostrasında bakteriyal kökenli elementer kükürtlerin oluşumunu sağlayan desülfürükant bakterilerinin cins (ve/veya tür) derecesinde tespiti ve sölestindeki biyolojik aktivitenin belirlenmesi için ileriki aşamalarda bazı önemli mikrobiyolojik çalışmaların yapılması gerekmektedir.

KATKI BELİRTME

Araştırmacılar; arazi çalışmaları sırasında her türlü yardımlarından dolayı Sayın Jeo. Yük. Müh. Teoman Kayan'a

(MTA), elektron mikroskobu (SEM) çalışmasının değerlendirilen Sayın Prof. John R. Watterson'a (Colorado-A.B.D.), organik madde analizlerine yardımcı olan Sayın Kimya Yük. Müh. Dr. Mustafa Güllü'ye (A.Ü.F.F.), mikrobiyolojik değerlendirmeleri için Sayın Dr. Belma Ateş (Gazi Üniv.) ve makalenin şekillendirilmesindeki katkıları için Sayın Doç. Dr. Gültekin Kavuşan'a (A.Ü.F.F.) teşekkürlerini sunarlar.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Abd-el-Malek, Y. and Rizk, S.G., 1958, Counting of sulphate reducing bacteria in mixed bacterial population. Nature, 182,285.
- Al-Sawaf, F.D. S., 1977, Sulfatereductionand sulfur deposition in the Lower Fars Formation, Northern Iraq. Econ. Geol., 72, 608-618.
- Butlin, K.R., 1953, The bacterial sulphur cycle: Research, 6, 184.
- Cross, A.D., 1967, An introduction to practical infrared spectroscopy. Second edition, London, 83 p.
- Folk, R.L., 1993, SEM imaging of bacteria and nannobacteria in carbonate sediments and rocks. Jour. of Sediment. Petro., 63/5, 990-999.
- Ghiorse, W.C., and Hirsch, P., 1979, An ultrastructural study of iron and manganese deposition associated with extracellular polymers of Pedomicrobium-like budding bacteria: Archives of Microbiology, 123, 213-226.
- Ghiorse, W.C., 1980, Electron microscopic analysis of metal-depositing microorganisms in surface layers of Baltic Sea ferromanganese concretions. In Trudinger, P.A., et al., Biogeochemistry of ancient and modern environments: New York, Springer-Verlag, 345-354.
- Gittinger, L.B., 1975, Sulphur. Industrial Minerals and Rocks, 4th edition, 235 England.
- Goldhaber, M.B., Aller, R.C., Cochran, J.K., Rosenfeld, J.K., Martens, C.S. and Berner, R. A., 1977, Sulfate reduction, diffusion, and bioturbation in Long Island Sound Sediments: report of the FOAM Group. Amer. Jour. Sci., 277, 192-237.
- Hendry, J.P., 1993, Calcite cementation during bacterial manganese, iron and sulphate reduction in Jurassic shallow marine carbonates. Sedimentology, 40, 87-106.
- Jorgensen, B.B. and Revsbech, N.P., 1993, Colorless sulfur bacteria. *Beggiatoa* sp. and *Thiovulum* sp. in O₂ and H₂S microgradients. Appl. Environ. Microbiol., 45, 1261-1270.
- Kern, A.L.W. and Thode, H.G., 1968, The mechanism of the bacterial reduction of sulphate and of sulphite from isotope fractionation studies. Geochim. et CosmochimActa., 32, 71-91.
- Mukaiyama, H., 1974, Volcanic sulphur deposits in Japan., Ph. D. Thesis, Kyushu Univ. 117p.
- Nedwell, D.B. and Abram J. W., 1978, Bacterial sulfate reduction in relation to sulfur geochemistry in two contrasting areas of salt-marsh sediments. Est. Coast. Mar. Sci., 6, 341-351.
- Pawlowski, S., Pawlowska, K, and Kubica, B., 1979, Geology and genesis of the Polish sulfur deposits. Econ. Geol., 74, 475-483.
- Postgate, J.R., 1951, The reduction of sulfur compounds by *Desulphovibrio desulphuricans*. Jour. Gen. Microbiol., 5, 725-738.
- Saniz, K, 1986, Kükürt yataklarının oluşumlarını ve sınıflandırılması. Yeryuvarı ve İnsan, 11/2, 20-24.
- Schwoerbel, J., 1980, Einführung in die Limnologie. 4. Auflage, 196p. Gustav Fischer Verlag, Stuttgart, Germany.
- Sweeney, R. E., and Kaplan, I.R., 1973, Pyrite framboid formation: laboratory synthesis and marine sediment. Econ. Geol., 68, 618-634.
- Tekin, E. ve Varol, B., 1993, Sivas (İç Doğu Anadolu) havzasındaki sölestin yataklarının petrografik incelemesi. A. Suat Erk Jeo. Simp. Bildiriler Bült. 319-327, Ankara.
- Tekin, E., Ayan, Z. ve Varol, B., 1994, Sivas-Ulaş sölestin oluşumlarının (Tersiyer) mikrodokusal özellikleri ve sıvı kapanım çalışmaları. Türkiye Jeo. Bült., 37/1,61-76.
- Üşenmez, Ş., Varol, B., Friedman, M., and Tekin, E., 1993, Modern ooids of Cleopatra Beach, Gökova (South Aegean Sea) Turkey: Results from petrography and scanning electron microscopy. Carbonates and Evaporites, 8/1, 1-8, U.S.A.
- Watterson, J. R., 1991, Preliminary evidence for the involvement of budding bacteria in the origin of Alaskan placer gold. Geology, 20, 315-318.

ULAŞ - BAHÇECİKTEPE ELEMENTER KÜKÜRT OLUŞUMU

LEVHA 1

1-A. Kireçtaşının kırık-çatlak ve karstik boşluklarında gelişmiş, lifsi-işinsai sölestin mineralleşmeleri ile bunlara eşlik eden elementer kükürt kristalleri. (Bozbel form.) (Bahçeciktepe most. 4x10) kçt: kireçtaşı, s: sölestin, k:kükürt.

1-B. Karstik kireçtaşın içerisinde oluşmuş boşluk dolgusu türdeki söksünler ile bunlara eşlik eden iri elementer kükürt kristallerinin yakın plan görünüşü. (Bozbel form.) (Bahçeciktepe most. 4x10) kçt: kireçtaşı, s: sisölestin, k: kükürt.

PLATE 1

1-A. Fibreous-radial celestite mineralization formed in the fractures and karstic vugs of limestone and associated elementary sulphur crystals (Bozbel form.) (Bahçeciktepe outcrop. 4x10) kçt: limestone, s: celestite, k: sulphur.

1-B. Close-up view of the vug-filling celestite in karstic limestone and associated fine grained elementary sulphur crystals. (Bozbel form.) (Bahçeciktepe outcrop. 4x10) kçt: limestone, s: celestite, k: sulphur.

LEVHA 2

2-A. Bulutumsu kükürt kristalinin SEM görüntüsü. Kristal yüzeyindeki poroz yapı kısmen belirgindir. (Bahçeciktepe most., K-1 örneği).

2-B. Masif dokudaki sölestin matriksi içerisinde gelişmiş dantelimsi kükürt kristalinin SEM görüntüsü. (Bahçeciktepe most., ET. 90/73 örneği), s: sölestin, k: kükürt.

PLATE 2

2-A. SEM view of sulphur crystal with the cloud-like appearance. The porous structure on the crystal surface is partially visible. (Bahçeciktepe outcrop., K-1 samples).

2-B. SEM view of the sulphur crystal with lacy appearance in the massive structure of celestite matrix. (Bahçeciktepe outcrop., ET. 90/73 samples) s: celestite, k: sulphur.

LEVHA 3

3-A. Bakteri faaliyetini işaretleyen sölestin kristali ile bulutumsu elementer kükürt kristalinin dereceli geçişi. Kükürtler üzerindeki koyu renkli biyojenik kökenli organik madde sıvaması ile çukur alanlardaki biyolojik aktivite sonucu oluşmuş sölestin silti belirgin haldedir. (Bahçeciktepe most., ET. 90/72 örneği) s: sölestin, ss: söseltilin silti, k: kükürt, o: biyojenik kökenli organik madde sıvaması.

3-B. Özşekilli sölestin kristali üzerinde sıvanma tarzında gelişmiş bulutumsu-loblu elementer kükürt oluşumları. (Bahçeciktepe most., ET. 90/72 örneği), s: sölestin, k: kükürt.

PLATE 3

3-A. Transition from celestite crystal indicating bacterial activity to cloudy-structured sulphur crystal. Dark colored organic matter of biogenic origin on sulphur and silt-size celestite, filling cavities formed through biologic activity are clearly visible. (Bahçeciktepe outcrop., ET. 90/72 samples) s: celestite, ss: silt of celestite, k: sulphur, o: organic materials of bacterial origin.

3-B. Cloudy structured, lobous elementary sulphur formations covering the crystal face of idiomorph celestite crystals. (Bahçeciktepe outcrop., ET. 90/72 samples) s: celestite, k: sulphur.

LEVHA 4

4-A. Poroz yapının belirgin olduğu bileşik loblu-küresel kükürt kristallerinin SEM görüntüsü. (Bahçeciktepe most., K-2 örneği).

4-B. Poroz yapı ile organik madde sıvamasının belirgin olduğu böbreğimsi-bileşik loblu-üzüm salkımı şeklindeki kükürt kristallerinin SEM görüntüsü (Bahçeciktepe most., K-2 örneği).

PLATE 4

4-A. SEM view of combined lobous-spheroidal sulphur crystals with the clear porous structure. (Bahçeciktepe outcrop., K-2 samples).

4-B. SEM view of kidneylike-combined lobous-pudding shaped sulphur crystals dominated by the porous structure covered/enveloped by organic matter. (Bahçeciktepe outcrop., K-2 samples).

LEVHA 5

5-A. Sölestin matrisi içerisinde yeralan poroz yapının tipik olarak izlendiği küresel kükürt kristalinin SEM görüntüsü. (Bahçeciktepe most., K-2 örneği) k: küresel kükürt kristali, s: sölestin matrisi.

5-B. Bileşik loblu-küresel kükürt kristallerinin SEM görüntüsü. Organik madde sıvanması ile poroz yapı oldukça belirgindir. (Bahçeciktepe outcrop., K-3 örneği).

PLATE 5

5-A. SEM view of spheroidal sulphur crystals associated with a typical porous structure in celestite matrix. (Bahçeciktepe outcrop., K-2 samples) k: crystals of sulphur spheroidal, s: celestite matrix.

5-B. SEM view of combined lobous-spheroidal sulphur crystals. Organic matter and porous structure is quite clear. (Bahçeciktepe outcrop., K-3 samples).

LEVHA 1
PLATE 1

