

TÜRKİYE JEOLOJİ BÜLTENİ

Ağustos 1993 Cilt 36 Sayı 2
August 1993 Vol. 36 No 2

Geological Bulletin of Turkey
ISSN 9164 - 9164

İÇİNDEKİLER (CONTENTS)

- Bigadiç klinoptilolitli tüflerin NMR tekniği ile incelenmesi**
The study of clinoptilolite - rich tuffs from Bigadiç by NMR technique
..... İŞIK KUMBASAR, SAIM ÖZKAR 1
- Konya kuzeybatısında Bozdağlar masifinin otokton ve örtü birimlerinin stratigrafisi**
Stratigraphy of autochthonous and cover units of the Bozdağlar massif, NW Konya
..... YAŞAR EREN 7
- Şaplıca (Şebinkarahisar - Giresun) alünit yatağının jeolojisi ve alünit oluşumuna kükürt izotop verileri ile bir yaklaşım**
The geology of Şaplıca (Şebinkarahisar - Giresun) alunite deposit and an approach to the genesis of alunite by using sulfur isotope data
..... İSMET ÖZGENÇ 25
- Gördes Neojen havzasının asidik tüflerinde zeolitlenme höylandit - klinoptilolit (tip) ile meydana gelen kimyasal değişimler**
The chemical changes during zeolitization (Heulandite - Clinoptilolite type) of the acidic tuffs in the Gördes Neogene basin
..... FAHİR ESENLİ 37
- Neojen yaşlı Himmetoğlu (Göynük - Bolu) bitümlü şeyl sahasının litostratigrafik ve tektonik özellikleri**
Lithostratigraphic and tectonic features of Himmetoğlu (Göynük - Bolu) oil shale field of Neogene age
..... MEHMET ŞENER 45
- Akseki kuzeyi - Üzümdere (Antalya) civarının stratigrafisi**
Stratigraphy of the northern portion of Akseki and Üzümdere (Antalya) vicinity
..... VEDİA TOKER, NURETTİN SONEL
..... TURHAN AYYILDIZ, MUSTAFA ALBAYRAK 57
- Kurşunlu (Koyulhisar - Sivas) damar tipi Pb - Zn - Cu yataklarında mineral oluşturucu hidrotermal çözümlerin kararlı izotoplar (O, H ve C) jeokimyası ve kökeni**
Stable isotope (O, H and C) geochemistry and origin of the mineralizing fluid in Kurşunlu (Koyulhisar - Sivas) vein type Pb - Zn - Cu deposits
..... AHMET GÖKÇE, BARUCH SPIRO
..... MİLKE F. MILLER 73
- Geologic evolution of the Anatolian segment of the Tethyan belt**
Tetis Kuşağı Anadolu kesiminin jeolojik evrimi
..... METİN ŞENGÜN 81
- Gürün otoktonu'nun stratigrafisi (Gürün - Sarız arası), Doğu Toroslar - GB Sivas**
Stratigraphy of the Gürün autochthon (Between Gürün and Sarız), Eastern Taurus - SW Sivas (Turkey)
..... EŞREF ATABEY 99
- Antakya Havzası ostrokod biyostratigrafisi**
The ostracode biostratigraphy of the Antakya Basin
..... ÜMİT ŞAFAK 115
- Tirebolu - Harşit (Giresun) arası Jura - Kretase yaşlı magmatik kayaların petrolojisi ve jeokimyası**
Petrology and geochemistry of the Jurassic - Cretaceous magmatic rocks between Tirebolu - Harşit (Giresun)
..... NEZİHİ KÖPRÜBAŞI 139
- Ortakale (Sarıkamış - Kars) kromit zuhurlarının özellikleri ve kökeni**
Characteristics and origin of chromite occurrences in Ortakale (Sarıkamış - Kars) region, E - Turkey
..... NECATİ TÜYSÜZ 151
- Koçali karmaşığı içindeki fosil manganez nodüllerinin özellikleri ve oluşumu, Adıyaman, Türkiye**
Characteristics and formations of fossil manganese nodules in the Koçali Complex, Adıyaman
..... HÜSEYİN ÖZTÜRK 159
- Transgresif platform karbonat istifine Bozburun (Marmaris, Muğla) yarımadasından bir örnek**
An example from Bozburun (Marmaris, Muğla) peninsula to transgressive carbonate platform sequence
..... ŞÜKRÜ ERSOY 171
- Zahuran (Maden - Elazığ) yöresindeki iki farklı tip Cu cevherleşmesi**
Two different type of Cu - mineralizations of Zahuran (Maden - Elazığ)
..... AYHAN ÜSTÜNTAŞ, AHMET SAĞIROĞLU 179
- Tercan (Erzincan) - Aşkale (Erzurum) arasının tektoniği**
Tectonics of the region between Tercan (Erzincan) and Aşkale (Erzurum)
..... CEVDET BOZKUŞ, ÖZER YILMAZ 189
- Meriç ve İnan'ın "Cideina soezerii (Sirel) : Yüzlekle tanımlanmış - Lektotip - Paratipler ve Tartışma" adlı makalesine ilişkin uyarılar ve tartışma**
Some remarks on the article of Meriç and İnan titled "Cideina soezerii (Sirel): Outcrops, Description, Lectotype - Paratypes and Discussion"
..... ERCÜMENT SİREL 201

TMMOB
JEOLOJİ MÜHENDİSLERİ ODASI
Chamber of Geological Engineers of Turkey

Behiç ÇONGAR
Hikmet TÜMER
M. Yüksel BARKURT
Dr. Zeynel DEMİREL
Coşkun NAMOĞLU

Erçin TÜRKEL
Mesude AYDAN

Başkan (President)
İkinci Başkan (Vice President)
Yazman (Secretary)
Sayman (Treasurer)
Mesleki Uygulamalar Üyesi
(Member of Professional Activities)
Yayın Üyesi (Member of Publication)
Sosyal İlişkiler Üyesi (Member of Social Affairs)

TÜRKİYE JEOLOJİ BÜLTENİ
Geological Bulletin of Turkey

YAYIM KURULU (Publication Board)

Başeditör (Chief Editor)
Dr. Tuncay ERCAN (MTA)

Editörler (Editors)
Dr. Sefer ÖRÇEN (MTA) - Dr. Fuat ŞAROĞLU (MTA)

Teknik Yönetmen (Technical Editor)
Hilmi YAĞCI (MTA)

Makaleleri İnceleyenler (Editorial Board)

Prof. Dr. Ayhan ERLER	Doç. Dr. Şener ÜŞÜMEZSOY
Dr. Fuat ŞAROĞLU	Doç. Dr. Simav BARGU
Prof. Dr. Servet YAMAN	Dr. Jerf ASUTAY
Prof. Dr. Baki VAROL	Y. Doç. Dr. Cemal TUNOĞLU
Prof. Dr. Özcan DORA	Prof. Dr. Mesut ANIL
Prof. Dr. Ahmet AYHAN	Doç. Dr. Taner ÜNLÜ
Y. Doç. Dr. İsmet ÖZGENÇ	Prof. Dr. Nuran GÖKÇEN
Prof. Dr. Vedia TOKER	Prof. Dr. Cavit DEMİRKOL
Doç. Dr. Selim İNAN	Behçet AKYÜREK
Doç. Dr. Güner ÜNALAN	Prof. Dr. Salih Zeki TUTKUN
Prof. Dr. Cahit HELVACI	Doç. Dr. Asuman TÜRKMEÑOĞLU
Doç. Dr. Ahmet GÖKÇE	Prof. Dr. Burhan ERDOĞAN
Doç. Dr. Şükrü ERSOY	Doç. Dr. Durmuş BOZTUĞ
Y. Doç. Dr. Necati TÜYSÜZ	Dr. Neşat KONAK
Doç. Dr. Osman BEKTAŞ	Doç. Dr. Nurdan İNAN
	Doç. Dr. İzzet TANSEL

Türkiye Jeoloji Bülteni TMMOB Jeoloji Mühendisleri Odası yayınıdır. Senede iki kez yayımlanır. Bülten'de yer alacak yazıların, nitelik, kapsam, düzenleme ve şekil bakımından Türkiye Jeoloji Bülteni Yayın Kurallarına uyması gerekir. Bülten'de yayımlanması istenen yazılar Ağustos sayısı için 15 Nisan, Şubat sayısı için 15 Kasım'dan önce gönderilmelidir. Yazılar üçer nüsha olarak gönderilmelidir. Yayımlanmayan yazıların ikinci ve üçüncü nüshaları yazarlarına geri verilmez.

Bülten TMMOB Jeoloji Mühendisleri Odası üyelerine ücretsiz gönderilir. Bültenin mevcut sayıları yazışma adresinden ücret karşılığı sağlanabilir.

Geological Bulletin of Turkey is a publication the TMMOB, Chamber of Geological Engineers. It is published bi-annually. Quality, content and design of the manuscripts submitted should accord with the publication rules of the Bulletin. Papers for the August issue should be sent prior to 15th April, and those for the February issue prior to 15 th November. Manuscripts should be sent as three copies (The second and third copies are not returned back to the author(s) after publication).

Bulletin is delivered free of charge to the members of TMMOB - Chamber of Geological Engineers. Previous issues may be supplied from the correspondence address with the quoted prices.

Yazışma Adresi

TMMOB
JEOLOJİ MÜHENDİSLERİ ODASI
Posta Kutusu 507 - Kızılay, 06424 ANKARA
Tlf : (312) 434 36 01 - 432 30 85
Fax : (312) 434 23 88

Correspondence Address

TMMOB JEOLOJİ MÜHENDİSLERİ ODASI
Chamber of Geological Engineers of Turkey
Posta Kutusu 464 - Kızılay, 06424 Ankara - TURKEY
Tlf : (90 - 312) 434 36 01 - 432 30 85
Fax : (90 - 312) 434 23 88

TÜRKİYE JEOLojİ BÜLTENİ

Ağustos 1993 Cilt 36 Sayı 2
August 1993 Vol. 36 No 2

Geological Bulletin of Turkey
ISSN 9164 - 9164

İÇİNDEKİLER (CONTENTS)

- Bigadiç klinoptilolitli tüflerin NMR tekniği ile incelenmesi
The study of clinoptilolite - rich tuffs from Bigadiç by NMR
technique
.....IŞIK KUMBAŞAR, SAİM ÖZKAR 1
- Konya kuzeybatısında Bozdağlar masifinin otokton ve örtü
birimlerinin stratigrafisi
Stratigraphy of autochthonous and cover units of the
Bozdağlar massif, NW Konya
.....YAŞAR EREN 7
- Şaplıca (Şebinkarahisar - Giresun) alünit yatağının jeoloji-
si ve alünit oluşumuna kükürt izotop verileri ile bir
yaklaşım
The geology of Şaplıca (Şebinkarahisar - Giresun) alunite de-
posit and an approach to the genesis of alunite by using sulfur
isotope data
.....İSMET ÖZGENÇ 25
- Gördes Neojen havzasının asitik tüllerinde zeolitleşme
hoilandit - klinoptilolit tip) ile meydana gelen kimyasal
değişimler
The chemical changes during zeolitization (Heulandite - Cli-
noptilolite type) of the acidic tuffs in the Gördes Neogene
basin
.....FAHRİ ESENLİ 37
- Neojen yaşlı Hi nimet oğlu (Göynük - Bolu) bitümlü şeyi
sahasının litostratigrafik ve tektonik özellikleri
Lithostratigraphic and tectonic features of Himmetoğlu
(Göynük - Bolu) oil shale field of Neogene age
.....MEHMET ŞENER 45
- Akseki kuzeyi - Üzümdere (Antalya) civarının stratigrafisi
Stratigraphy of the northern portion of Akseki and Üzümdere
(Antalya) vicinity
.....VEDİA TOKER, NURETTİN SONEL
.....TURHAN AYYILDIZ, MUSTAFA ALBAYRAK 57
- Kurşunlu (Koyulhisar - Sivas) damar tipi Pb - Zn - Co ya-
taklarında mineral oluşturucu hidrotermal çözeltilerin kar-
rarlı izotoplar (O, H ve C) jeokimyası ve kökeni
Stable isotope (O, H and C) geochemistry and origin of the mi-
neralizing fluid in Kurşunlu (Koyulhisar - Sivas) vein type Pb -
Zn - Cu deposits
.....AHMET GÖKÇE, BARUCH SPIRO
.....MİLKE F. MİLLER 73
- Geologic evolution of the Anatolian segment of the Tethyan
belt
Tetis Kuşağı Anadolu kesiminin jeolojik evrimi
.....METİN ŞENGÜN 81
- Gürün otoktonu'nun stratigrafisi (Gürün • Sarız arası),
Doğu Toroslar - GB Sivas
Stratigraphy of the Gürün autochthon (Between Gürün and
Sarız), Eastern Taurus - SW Sivas (Turkey)
.....EŞREF ATABEY 99
- Antakya Havzası ostrokokod biyostratigrafisi
The ostracode biostratigraphy of the Antakya Basin
.....ÜMİT ŞAFAK 115
- Tirebolu - Harşit (Giresun) arası Jura - Kretase yaşlı mag-
matik kayaların petrolojisi ve jeokimyası
Petrology and geochemistry of the Jurassic - Cretaceous mag-
matic rocks between Tirebolu - Harşit (Giresun)
.....NEZİHİ KÖPRÜBAŞI 139
- Ortakale (Sarıkamış • Kars) kromit zuhurlarının
özellikleri ve kökeni
Characteristics and origin of chromite occurrences in Ortakale
(Sarıkamış - Kars) region, E - Turkey
.....NECATİ TÜYSÜZ 151
- Koçali karmaşığı içindeki fosil manganer nodüllerinin
özellikleri ve oluşumu, Adıyaman, Türkiye
Characteristics and formations of fossil manganese nodules in
the Koçali Complex, Adıyaman
.....HÜSEYİN ÖZTÜRK 159
- Transgresif platform karbonat istifine Bozburun (Marma-
ris, Muğla) yarımadasından bir örnek
An example from Bozburun (Marmaris, Muğla) peninsula to
transgressive carbonate platform sequence
.....ŞÜKRÜ ERSOY 171
- Zahuran (Maden - Elazığ) yöresindeki iki farklı tip Cu cev-
herleşmesi
Two different type of Cu - mineralizations of Zahuran (Maden
-Elazığ)
.....AYHAN ÜSTÜNTAŞ, AHMET SAĞIROĞLU 179
- Tercan (Erzincan) - Aşkale (Erzurum) arasının tektoniği
Tectonics of the region between Tercan (Erzincan) and Aşkale
(Erzurum)
.....CEVDET BOZKUŞ, ÖZER YILMAZ 189
- Meriç ve İnan'm "Cideina soezerii (Sirel) : Yüzlekler
tanım - Lektotip - Paratipler ve Tartışma" adlı makalesi-
ne ilişkin uyarılar ve tartışma
Some remarks on the article of Meriç and İnan titled "Cidei-
na soezerii (Sirel): Outcrops, Description, Lectotype - Pa-
ratypes and Discussion"
.....ERCÜMENT ŞİREL 201

BİGADIÇ KLİNOPTİLOLİTLİ TÜPLERİN NMR TEKNİĞİ İLE İNCELENMESİ

The study of clinoptilolite - rich tuffs from Bigadiç by NMR Technique

Işık KUMBASAR

İ.T.Ü. Maden Fakültesi Jeoloji Bölümü, Maslak - İSTANBUL

Saim ÖZKAR

O.D.T.Ü. Kimya Mühendisliği Bölümü, ANKARA

ÖZ: Bigadiç yöresinde klinoptilolitli üst tuf formasyonu üstte ince taneli toz tüflerden, altta ise kaba taneli kül tüflerden oluşmaktadır. Bu iki farklı tüfdeki klinoptilolitler yüksek - rezolüsyonlu katı hal nükleer manyetik rezonans (NMR) tekniği ile incelenerek karakterleri belirlenmiştir. ^{29}Si ve ^{27}Al - MAS NMR spektrumları başka yörelerin doğal klinoptilolitlerinininkiler ile karşılaştırılmış ve hölandit için verilenlerden farklı oldukları görülmüştür.

ABSTRACT: The clinoptilolite - rich upper tuffs of Bigadiç area are in the form of coarse grained glassy as tuffs at the bottom and fine grained dust tuffs on the top. The framework structures of natural clinoptilolites taken from this both formation have been characterized by means of high - resolution solid - state nuclear magnetic resonance (NMR). The results of ^{29}Si and ^{27}Al - MAS NMR studies of these samples have been compared with the data for various natural clinoptilolites. It is seen that they differ from the data of heulandite.

GİRİŞ

Bigadiç yöresinde üst tuf olarak adlandırılan oluşumlarda zeolitleşmenin yaygın olduğu bilinmektedir. Buradaki Neojen yaşlı oluşumlar 1000 m kadar kalınlık gösterirler ve tabandaki Mesozoyik yaşlı ofiyolit karmaşığı üzerinde uyumsuz olarak yer alırlar. Ofiyolit karmaşığı metamorfitle, rekristalize kireçtaşlan ve serpantinlerden oluşur. Neojen yaşlı oluşumlar ise tabandan itibaren temel volkanitleri, kireçtaşlan, alt tüfler, alt borat formasyonu, üst tüfler ve üst borat formasyonu şeklinde bir dizilim gösterirler (Gündoğdu, 1982; Ercan ve diğ., 1984; Baysal ve diğ., 1986).

Üst tüfler 250 m kalınlıktadır. Riyolitik bileşimde olan bu tüfler üstte ince taneli camsı toz tüflerinden, altta ise kaba taneli camsı kül tüflerinden ibarettir. Her iki oluşumda büyük ölçüde zeolüleşme görülür. Zeolitleşme oranı ortalama % 80 klinoptilolittir. Bu değer yer yer % 100'lere ulaşır (Göktekin, 1989). Burada rastlanan klinoptilolit kalsiyumca zengin türdür'. Diğer mineraller K - feldspat (sanidin), plajoklas (oligoklas ve andezin) kuvars, biotit, killer (montmorilonit illit, seladonit) ve opal - CT'dir.

İnce ve kaim taneli üst tüflerdeki klinoptilolitlerin özelliklerine bakınca şu farklılıklar görülür. Çizelge I'de izlendiği gibi ince taneli tüflerdeki klinoptilolitlerde kaba tanelilerdekine göre alkali/toprak alkali oranı daha düşük buna karşın iyon değişim kapasitesi daha büyüktür. İçerdikleri alkali miktarına bağlı olarak kaba taneli tüflerdeki klinoptilolitlerin ısı duyarlılıkları daha yüksektir. Bunlar 700°C üzerinde kristal yapılarını koruyabilmektedirler. O

Bu iki klinoptilolit türünün yapısal farklılıklarını araştırmak amacı ile NMR tekniği ile çalışılmıştır. Son yayınlarda NMR tekniğinin zeolitlerin çerçeve yapısı hakkında bilgi toplamak üzere geniş ölçüde kullanıldığı görülmektedir. ^{29}Si - NMR ile Si atomlarının yapı içindeki farklı Si (nAl) koordinasyonları ve Si - O - Si (Al) bağ açılan bulunabilmektedir. Diğer taraftan ^{27}Al - MAS NMR tekniği ile Al - O koordinasyon durumları arasındaki farklar saptanabilmektedir.

DENEYLER

Bigadiç ince ve kaba taneli üst tüflerinden alınan iki örnek XRD, XRF ve NMR ile incelenmiştir. İnce taneli tuf % 84, kaba taneli tuf % 98 klinoptilolit içermektedir.

Katı numunelerin ^{27}Al , ^{29}Si MAS NMR spektrumları Chemagnetics CMX - 300 cihazı kullanılarak alınmıştır. Cihazın çalışma frekansı ^{27}Al için 78.3 ve ^{29}Si için 59.7 MHz'dir. Yaklaşık 500 mg katı toz zeolit örnekleri zirkondan yapılmış iççapı 7 mm olan rotora sıkı olarak konulup 5 kHz hızla döndürülerek spektrumları alınmıştır. 90° puls genişliği 3.6 s'dir. Kimyasal kaymalar alüminyum nitrat ve tetrametilsilan referanslarına göre verilmiştir.

SONUÇLAR ve TARTIŞMA

1. XRD tekniği ile ince taneli tüf örneğinde klinoptilolit yanında cam ve çok az opal - CT; kaba taneli tüf örneğinde ise klinoptilolit yanında cam ve çok az kuvars, feldspat ve opal - CT saptanmıştır.

2. XRF tekniği ile saptanan kimyasal bileşim Çizelge 1'de sunulmuştur.

Çizelgede görüldüğü gibi alkali / toprak alkali oranı kaba taneli tüf örneğinde ince taneli tüf örneğine göre daha büyüktür. Bu bileşim klinoptilolite yüksek ısı duyarlılık kazandırmaktadır. İnce taneli tüflerdeki klinoptilolit iki değerli katyonlar bakımından daha zengindir ve bu nedenle iyon değişim kapasitesi yüksektir (Sirkecioğlu ve diğ. 1990).

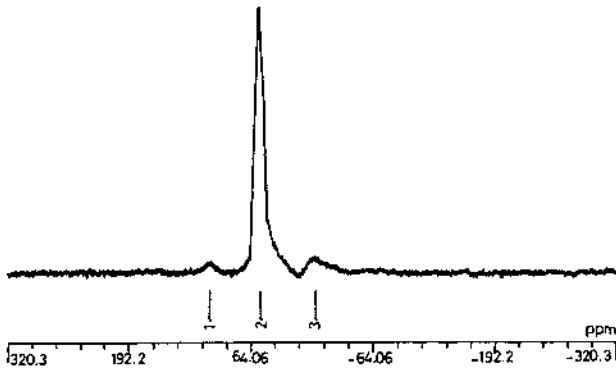
3. ^{27}Al - MAS NMR spektrumu: İyonik çözeltilerde ve katı aluminosilikat bileşimlerinde Al - O koordinasyon durumu en iyi bu teknik ile belirlenir 50 - 70 ppm de görülen rezonans çizgisi zeolitik çerçevelerde bulunan tetraedral Al atomlarına tekabül

eder. Buna karşı 0 ppm'deki rezonans çizgisi, $[\text{Al}(\text{H}^+\text{O})]^{+3}$ 'de olduğu gibi, oktaedral koordinasyon gösteren Al atomlarını karakterize eder (Thomas ve Klinowski, 1985).

Bigadiç klinoptilolitli üst tüllerine ait ^{27}Al -MAS NMR spektrumları Şekil 1 ve 2'de verilmiştir. Burada kaba taneli tüflerde: 107.660, 54.365 (büyük) ve -4.630 ppm'de; ince taneli tüflerde ise 106.59, 54.166 (büyük), -0.936 ve -25.00 ppm'de çizgiler bulunmaktadır. Bu değerlerden Al'un tetraedral koordinasyon gösterdiği, başka bir deyişle Allann mikroçevresinin Al (4 Si) olduğu, hepsinin çerçeve içinde tetraedral yerlerde buldukları anlaşılır. Şekil 3'de bazı doğal klinoptilolitlere ait ^{27}Al MAS NMR spektrumları görülmektedir.

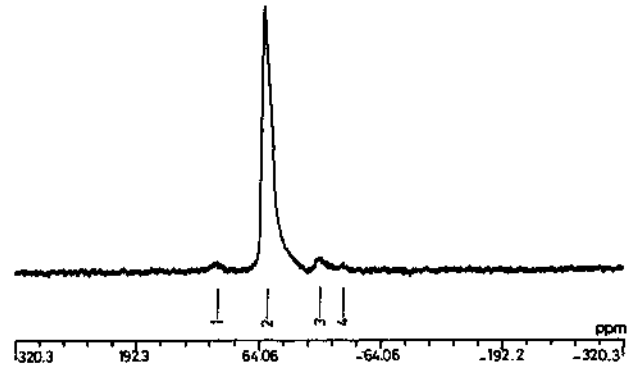
^{29}Si -MAS NMR Spektrumları:

Aluminosilikat zeolitlerinin spektrumlarında farklı Si (nAl, n = 0 ~ 4)'den dolayı beş rezonans çizgisi vardır. İzotrop kimyasal kaymalar sadece tetraedral koordinasyon gösteren Al atomlarının sayısından değil ayrıca SiO_4 tetraedrleri etrafındaki bağ açılardan da etkilenir. Şekil 4'de aluminosilikatlardaki çerçeveleri oluşturan Si(nAl) yapı blokları için ^{29}Si kimyasal kayma sınırları görülmektedir. Zeolit - A, mordenit, faujasit, analsim gibi zeolitlerin ^{29}Si MAS NMR spektrumlarında Si (nAl) yapısal birimlere atıf yapılabilmektedir. Zeolit yapılarında yapı birimleri birincil birim TO_4 , burada T = Si ve Al^{+3} ; ikincil birim (SBU) halkalar, çift halkalar, büyük çökyüzlüler oluştururlar. Klinoptilolitin ikincil yapı birimi Şekil 5 de görülmektedir. Bu birim



Şekil 1. Klinoptilolitli kaba taneli tüf örneğinin ^{27}Al -MASNMR spektrumu.

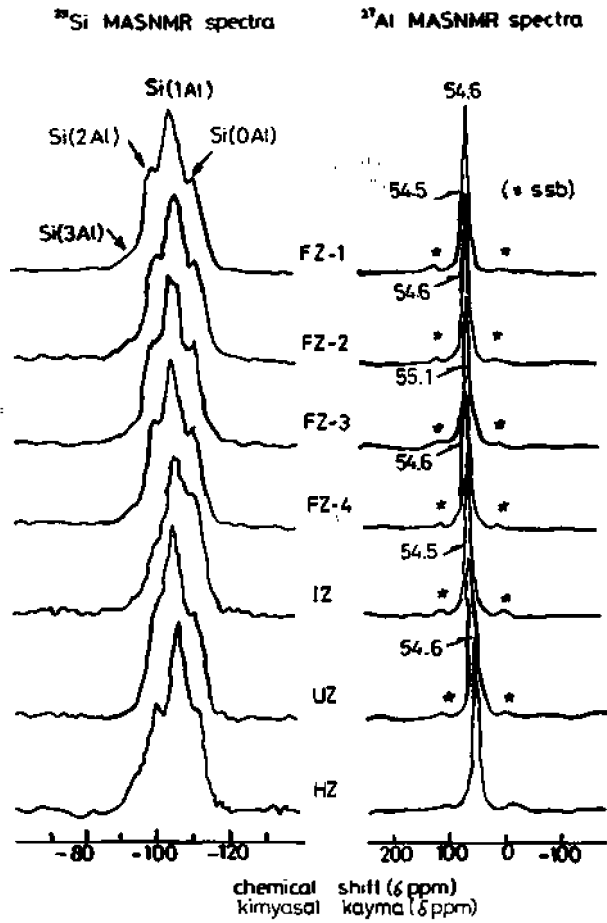
Fig. 1. ^{27}Al -MASNMR spectrum of clinoptilolite - rich coarse grained tuffs.



Şekil 2. Klinoptilolitli ince taneli tüf örneğinin ^{27}Al - MASNMR spektrumu.

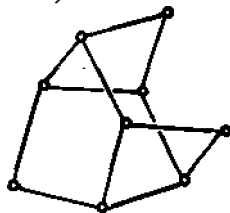
Fig. 2. ^{27}Al - MASNMR spectrum of clinoptilolite - rich fine grained tuffs.

BİGADIÇ KLİNOPTİLOLİTLİ TÜFLERİ



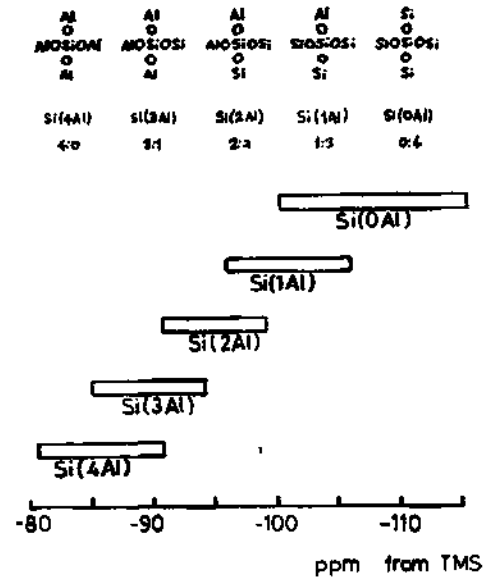
Şekil 3. Çeşitli yörelerden alınmış doğal klinoptilolitlere ait ^{29}Si ve ^{27}Al -MASNMR spektrumları (Nakata ve diğ., 1986). (FZ) Futatsui Japonya; (IZ) Itaya, Japonya; (UZ) A.B.D. (HZ) Macaristan örnekleridir.

Fig. 3. ^{29}Si and ^{27}Al -MASNMR spectra of various natural clinoptilolites. They are from Futatsui, Japan (FZ); Itaya, Japan (IZ); U.S.A. (UZ), and Hungary (HZ). (from Nakata and at al., 1986).



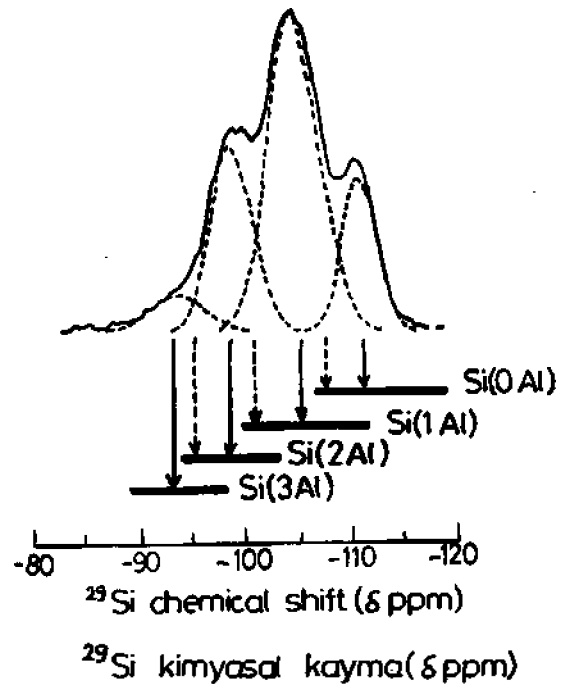
Şekil 5. Klinoptilolit yapısındaki karmaşık birim 4-4-1 ($\text{T}_{10}\text{O}_{20}$).

Fig. 5. Secondary building unit of clinoptilolite, complex 4-4-1 ($\text{T}_{10}\text{O}_{20}$ unit).



Şekil 4. Aluminosilikat çerçevelerinin yapı bloklarındaki Si (nAl) için ^{29}Si kimyasal kayma mertebeleri.

Fig. 4. Ranges of ^{29}Si chemical shift for Si (nAl) building blocks in framework aluminosilicates.



Şekil 6. Klinoptilolit için tipik ^{29}Si -MASNMR spektrumu ve yorumu (Nakata ve diğ., 1986).

Fig. 6. Typical ^{29}Si - MASNMR spectrum of clinoptilolite and its assignment. (Nakata and at al., 1986).

armaşık 4-4-1 ($T_{10} 0_{20}$) şeklinde gösterilir. Klinoptilolit çerçeve yapısı ve aluminosilikatlar için yapısal farklılıklar ile ^{29}Si kimyasal kaymalar arasındaki ilişkiler gözönünde bulundurularak Nakata ve diğ. (1986) tarafından klinoptilolit ^{29}Si MAS NMR sepekt-rumunun yorumu yapılmıştır. Bu yorum Şekil 6'da görülmektedir.

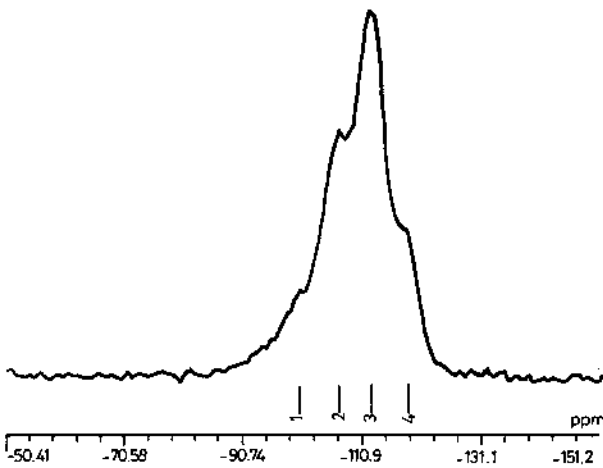
Bigadiç örneklerinin ^{29}Si MAS NMR spektrum-ları Şekil 7 ve 8'de verilmiştir. Yukarıda değinilen bilgi-lerin ışığında bu spektrumların yorumları şöyledir: İnce taneli tuf örneğinde; - 92.930 çizgisi Si (3 Al), - 101.3499 çizgisi Si (2Al); »106.8226 çizgisi Si(1Al) ve -117.347 çizgisi Si (OAl)'ı gösterir.

Kaba taneli tuf örneğinde: -100.5074 çizgisi Si (3Al), -107.0325 çizgisi Si(1Al), -116.8198 çizgisi Si (OAl)'ı gösteril*.

Yapının Si/al oranı ^{29}Si -MAS NMR spektrumundan,

$$\left(\frac{\text{Si}}{\text{Al}}\right)_{\text{nmr}} = \frac{\sum_{n=0}^4 \text{Isi}(n\text{Al})}{\sum_{n=0}^4 \text{X} \text{ } ^{29}\text{Si}(n\text{Al})}$$

bağıntısı ile hesaplanabilir (Thomas ve Klinowski, 1985). Burada, $^{29}\text{Si}(n\text{Al})$ ^{29}Si - MAS NMR spektrumun-da Si(nAl) birimlerinin pik alan şiddetidir. Bizim deney-lerimizde bu ölçüm yapılamadığı için Si/Al hesaplanama-mıştır.

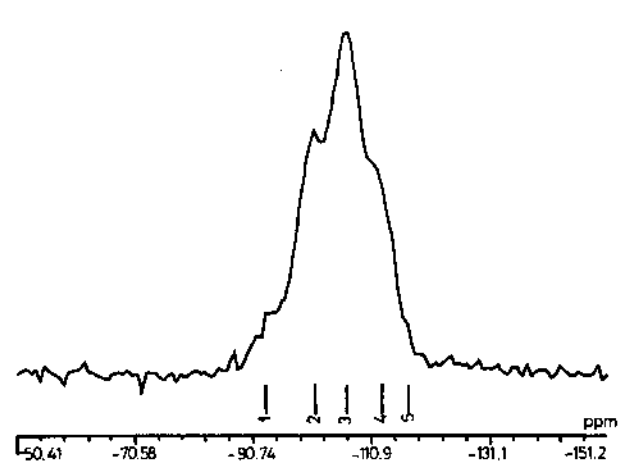


Şekil 7. Klinoptilolitli ince taneli tuf örneğinin ^{29}Si MASNMR spektrumu.

Fig. 7. ^{29}Si -MASNMR spectrum of clinoptilolite - rich fine grained tuffs.

Bigadiç örneklerinin spektrumları diğer klinopti-lolitlerin spektrumları ile karşılaştırıldığında büyük farklılıklar görülmektedir. Özellikle Macaristan örneği ile ince taneli Bigadiç örneği aynı spektrumu vermektedirler. Kaba taneli örneğin spektrumunda Si(OAl) e tekabül eden çizgi Si(2Al) den daha küçüktür. Yapıda dört Si ile çevrelenen Si atomları diğerlerindeki kadar azdır.

Hölandit ve klinoptilolit çerçeve yapılı arasında-ki farkı görmek çok zordur, ayrıca klinoptilolit ile hölandit arasında bir bileşime sahip doğal zeolitlerin bulunduğu bilinmektedir. Hölandit ve klinoptiloliti bir-birinden ayırmak için x - ışınları kırınımı paternindeki $d_{111} = 5.25$ ve $d_{311} = 5.10$ Å yansımaları önemlidir, pet-rov (1983) e göre silisyumca zengin klinoptilolitlerde 111 yansıması 311 yansımasından daha kuvvetli, buna karşın hölanditlerde bu iki yansıma aynı şiddettedirler. Bunun nedeninin ise potasyum ile kalsiyum arasındaki yer değiştirmelerden ileri gelebileceği öne sürülmektedir. Esenli (1992) $I_{d_{111}} (= 5.11 \text{ Å}) / I_{d_{311}} (= 5.24 \text{ Å})$ oranının klinoptilolit - hölandit saptamasında bir ayırtman olabileceğini bu oranın hölandit de 1.14 den küçük, klinoptilolit de 1.14 den büyük olduğunu belirtmiştir. Bunun dışında Si/Al oranları, kimyasal bileşimleri ve ısıl duraylılıkları da önem taşır. Bileşimlerinin ısıl duraylılıkları üzerindeki etkisi bilin-mektedir.



Şekil 8. Klinoptilolitli kaba taneli tuf örneğinin ^{29}Si -MASNMR spektrumu,

Fig. 8. ^{29}Si -MASNMR spectrum of clinoptilolite - rich coarse grained tuffs.

BİGADIÇ KLİNOPTİLOLİTLİ TÜPLERİ

Thomas ve Klinowski (1985) tarafından Si/Al = 3.5 olan hölanditin ²⁹Si NMR spektrumunda -95, -99 (büyük), -105.3, -108 ppm de rezonans çizgileri bulunduğu bildirilmiştir. Bigadiç örneklerinin ²⁹Si NMR spektrumları klinoptilolitinki gibidir. Hölandit - klinoptilolit aynmı için bu yöntemden de yararlanmak olasıdır.

Çizelge 1. incelenen örneklerin XRF ile analiz sonuçları

Table I. Results of XRF analysis of the samples studied.

	Kaba Taneli	İnce Taneli
	% Atom	% Atom
Si	73.756	74.187
Al	13.611	11.582
Mg	0.988	1.119
Ca	4.712	6.075
Fe	0.813	1.172
K	5.587	6.075
	100.000	100.000

DEĞİNİLEN BELGELER

Baysal, O., N. Gündoğdu, A., Temel, F. Ömer, 1988, Bigadiç Zeolit Oluşumlarının Ekonomik Jeolojik İncelenmesi Projesi, H.Ü. Yuvam / 85 - 2 (Basılmamış).

Ercan ve diğ., 1984; Bigadiç çevresinin (Balıkesir) jeolojisi ve magmatik kayaların petrolojisi. T.J.K. Kurultayı Bülteni S. 5,75 - 85.

Esenli, F., 1992, Gördes çevresindeki Neojen Serilerinin ve Zeolitleşmenin Jeolojik, Mineralojik ve jeokimyasal incelemesi. Doktora Tezi (Basılmamış).

Göktekin, A., 1989, Bigadiç Tülü Ovası Zeolitlerinin Teknolojik Özelliklerinin Araştırılması, (Rapor, basılmamış) I.T.Ü. Yer Bilimleri ve Yeraltı Kaynakları UYGAR.

Gündoğdu, N., 1982, Neojen Yaşlı Bigadiç Sedimanter Baseninin Jeolojik Mineralojik ve Jeokimyasal İncelemesi. Doktora Tezi, H.Ü. Yayınlanmamış.

Nakata, S., Asaoka, S., Kondoh, I. and Tabakashi, H., 1986, Identification and Characterization of Natural Zeolites by Magnetic Resonance. Stud. Surf. Sci. Catal. 28 (New Dev. Zeolite Sci. Technol).

Petrov, Sr., 1983, X - ray Powder Diffraction Studies of Cation Exchanged Natural Zeolites. Mat. Ist. Nat. Symp. Diffr. Methods. 156.

Sirkecioğlu, A., Esenli, F., Kumbasar, I., Eren, R.H, Şenatalar, A.E., 1990 Mineralogical and Chemical Properties of Bigadiç Clinoptilolite: Variation of Ammonium ion Exchange Capacity With Zeolite Content. IESCA.

Thomas, J.M. and Klinowski, J., 1985, The Study of Aluminosilicate and Related Catalysts by NMR Spectroscopy. ²⁹Si NMR Spectroscopy. Catal. 33,199.

KONYA KUZEYBATISINDA BOZDAĞLAR MASİFİNİN OTOKTON VE ÖRTÜ BİRİMLERİNİN STRATİGRAFİSİ

Stratigraphy of autochthonous and cover units of the Bozdağlar massif NW Konya

Yaşar EREN

Selçuk Üniversitesi Mühendislik - Mimarlık Fakültesi, Konya.

ÖZ: Bu çalışmada, Konya kuzeybatısında Bozdağlar masifinin otokton (? paraotokton) konumlu metamorfik birliği ile masifin örtü birimlerine ilişkin stratigrafik özelliklerin ortaya konması amaçlanmıştır.

Konya çevresinde Mésosoyik Çayırbağı ofiyoliti ve inceleme alanında Silüriyen - Mesozoyik Ladik metamorfite-leri tarafından tektonik olarak üstlenen ve çoğunlukla kökende sığ - denizel özellikli kayalardan yapılı Üst Permiyen - Alt Kretase yaşlı Gökçeyurt grubu masifin otokton (? paraotokton) topluluğunu oluşturur. Gökçeyurt grubu en altta, Üst Permiyen (Murgabiyen) yaşlı metakarbonat, metakuvarsit ve fillit ardalanması şeklindeki Derbent formasyonu ile temsil edilir. Bu formasyon Üst Permiyen - Üst Triyas yaşlı Aladağ formasyonu ile yanal ve düşey geçiş gösterir. Genelde mor ve alacalı renkli metakonglomera, metakumtaşı, fillit ve metakarbonaüardan yapılı Üst Triyas - Alt Kretase yaşlı Lorasdağı formasyonu ise, grubun inceleme alanındaki en üst birimidir.

Masifin tortul ve volkanik örtüsünün ilk topluluğu olan Üst Miyosen - Alt Pliyosen yaşlı Dilekçi grubu, alttan üste doğru, birbirleriyle girik sınır ilişkili alüviyal yelpaze çökellerinden yapılı Sille, gösel kireçtaşı ve kırıntılılardan oluşan Ulumuhsine, piroklastik Küçükmuhsine formasyonları ile Sulutaş volkanitleri ve alüviyal yelpaze özellikli Yürükler formasyonunu kapsar. Üst Pliyosen - Kuvaterner yaşlı, yine alüviyal yelpaze nitelikli Topraklı formasyonu ile Güncel alüvyonlardan oluşan örtü birimleri Dilekçi grubunu açılı uyumsuz olarak örterler.

ABSTRACT: This paper is concerned with the stratigraphy of autochthonous (? parautochthonous) metamorphic rocks of the Bozdağlar massif and its unmetamorphosed cover units, in northwest of Konya.

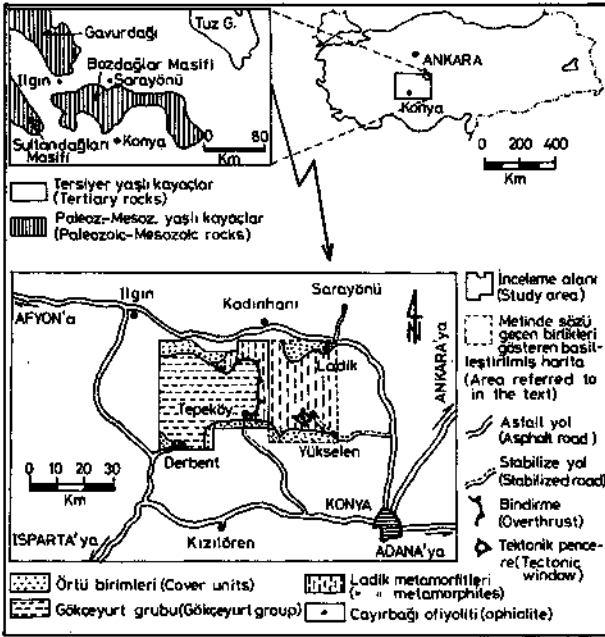
The Upper Permian - Lower Cretaceous Gökçeyurt group, which is obducted by Mesozoic Ladik metamorphites in the study area, is the autochthonous or parautochthonous assemblage of the massif. The group consists mainly of lower - grade metamorphic rocks originally representing shallow - marine environment and is herein subdivided into three formations which are gradational to one another. These are, in ascending order, (1) The Upper Permian Derbent formation composed of metecarbonate, metaquartzite and phyllite, (2) The Upper Permian - Upper Triassic Aladağ formation consisting of alternation of metaconglomerate, metasandstone, phyllite and metacarbonate with exotic metacarbonate blocks and rare metabazite intercalations, and (3) The Upper Triassic - Lower Cretaceous Lorasdağı formation which is made up of a thick sequence o metacarbonate rocks with a few interbeds o metachert.

The Upper Miocene - Lower Pliocene Dilekçi group consisting of alluvial fan, lacustrine and volcanic rocks, The Upper Pliocene - Quaternary alluvial complex of Topraklı formation and Recent alluvia unconformably rest on the older units and form the cover rocks of the massif.

GİRİŞ

İnceleme alanı, Ilgın - Kadınhanı ve Derbent ilçe sınırları içerisinde yer almaktadır. Söz konusu alan, Konya kuzeyinde Miyosen ve daha genç yaşlı örtü oluşuklarının altında Paleozoyik - Mesozoyik yaşlı kayaların yüzlek verdiği bir bölgedir ve Sultandağlar Masifi ile dar bir örtü koridoru ile ayrılmaktadır (Şekil 1).

İnceleme alanının da içinde yer aldığı bu kuşak, tektonik konum yönünden Ketin'e (1966) göre "Anatolidler"; Özgül'e (1976) göre "Toridler" içindeki "Bolkardağı birliği"; Okay'a (1986) göre geniş ölçüde "Afyon - Bolkardağı zonu" ve Özcan ve diğ. ne (1988) göre ise "Kütahya - Bolkardağı kuşağı" içinde bulunmaktadır. Yöredeki ilk çalışmalar, genellikle 1/100.000 ölçekli harita alımları şeklinde gerçekleştirilmiş (Brennich 1954, Wiesner 1968) ve daha sonra yörenin stratigrafisi kimi yerel (Göğer ve Kırıl 1969, Görmüş 1984) kimi de bölgesel ölçekli (Özcan ve diğ., 1988) çalışmalarla irdelenmiştir. Söz konusu araştırmalara ilişkin, yörenin genelleştirilmiş stratigrafik dikme kesitleri karşılaştırılmalı olarak Şekil 2'de gösterilmiştir. Şekil 2'den görülebileceği gibi, araştırmacılar arasında yörenin stratigrafik gelişimi hakkında görüş birliği bulunmamaktadır.



Şekil 1 : Yerbulduru haritası.

Figure 1 : Location map.

Bu nedenle yörenin stratigrafisi yeniden ele alınmış ve bölgede farklı tektonostratigrafik özellikler sunan kaya - stratigrafi toplulukları ayrıtlanmıştır.

Tektonostratigrafik olarak birliklerin ilkinin otokton (? paraotokton) konumlu metamorfik Gökçeyurt grubu oluşturmakta ve bu grup Konya yakın çevresinde allohton konumlu Çayırbaşı ofiyoliti tarafından üzerlenmektedir (Özcan ve diğ., 1988). Her iki birlik ise yine allohton konumdaki Ladik metamorfiüeri tarafından tektonik olarak üstlenmektedir (Eren 1993a ve b, Şekil 1 ve 3). Konya bölgesinde Tersiyer yaşlı örtü birimleri altında geniş alanlarda yüzlek veren ve inceleme alanındaki birimlerin de içinde yer aldığı karışık ve karmaşık niteliğindeki (örg: Hatip ofiyolitik melanji, Çayırbaşı peridotit napı, Özcan ve diğ., 1988; Karadağ metaporfiriti, Doğan, 1975; ayrıtlanmamış temel karmaşığı, Güzel, 1983) kayaç toplulukları bu çalışmada Bozdağlar masifi olarak adlandırılmıştır. Bu makalede, masifin otokton (? paraotokton) metamorfik birliği ile örtü birimlerine ilişkin stratigrafik gelişimi açıklamaya çalışacak, allohton birliklere ilişkin stratigrafik özellikler ise bir başka makalede irdelenecektir.

Gökçeyurt grubunun ve örtü birimlerinin stratigrafisinin ortaya konması amacıyla yörede yaklaşık 400 km²lik bir alanın 1/25.000 ölçekli jeoloji haritası hazırlanmış ve bu alanda izlenen söz konusu oluşuklar stratigrafik birim ayırtlama kurallarına uygun olarak haritalanmış ve tanımlanmıştır. Araziden derlenen fosilli örneklerin paleontolojik tayinleri M.T.A. Genel Müdürlüğü JPaleontoloji Servisinden Erol Çatal, Dr. Zeki Dağ, Meserret Bâyardar ve Fahrettin Armağan tarafından yapılmıştır.

STRATİGRAFİ

Gökçeyurt Grubu

İnceleme alanında bir senklinoryum şeklinde izlenen ve bu çalışmada Gökçeyurt grubu olarak adlanan düşük dereceli metamorfik kayalar, Kocaçaldağ yükseltisinin çevresinde, farklı bir topluluk şeklindeki Ladik metamorfiüeri tarafından üstlenmektedir (Şekil 4). Araştırmamızda tektonostratigrafik olarak farklı birliklere ayrılan her iki metamorfik oluşuk, Özcan ve diğ. (1988) tarafından ise, stratigrafik ilişkili olarak ele alınmış ve birlikte incelenmiştir.

BOZDAĞLAR MASIFININ STRATİGRAFİSİ

YAS (AGE)	Göçer ve Kırıl, 1969, Kızıllören	Görmüş, 1984 Kızıllören	Özcan ve diğ., Kütahya-Konya	Eren, 1993 Derbent-Ilgın
SEHOZÖYİK (CEENOZOIC)	KUVATERNER (QUATERNARY)	Alüvyon, Birikinti konisi, Etek dök./Seki mal. (Alluvium, talus, talus cone, terrace)	Alüvyon (Alluvium)	Alüvyon (Alluvium)
	Pliyosen (Pliocene)	Dilekçi formasyonu (" " formation)	ERENLERDAĞ VOLKANİTLERİ (ERENLERDAĞ VOLCANITES) Andezit, dasit, tüf-aglomera (Andesite, dacite, tuff-agglomerate)	DİLEKÇİ FORMASYONU (" " FORMATION) Andezit, konglomera, kumtaşı, kireçtaşı. (Andesite, conglomerate, sandstone, limestone).
	Miyosen (Miocene)	Sulutas andezit üyesi (" " andesite memb. Ulumuhsine kct. üyesi (" " limes.member) Keçimuhsine aglom.ü. (" " agglomerate m. Erenkaya tüf üyesi (" " tuff member)		
	Oligosen (Oligocene)		HATİP OFİYOLİTİK MELANJİ (HATİP OPHIOLITIC MELANGE)	
	Eosen (Eocene)			HATİP OFİYOLİTİK MELANJİ (HATİP OPHIOLITIC MELANGE)
	Paleosen (Paleocene)			
MESOZÖYİK (MESOZOIC)	Kretase (Cretaceous)	HATİP FORMASYONU (" " FORMATION)	LORASDAĞI KİREÇTAŞI (" " LIMESTONE)	MİDOS FORMASYONU (" " FORMATION) Kireçtaşı, kumtaşı, çörtlü kireçtaşı (Limestone, sandstone, cherty limestone)
		MİDOSTEPE KİREÇTAŞI (" " LIMESTONE)		
	Jura (Jurassic)	LORASDAĞI KİREÇTAŞI (" " LIMESTONE)	KIZILÖREN FORMASYONU (" " FORMATION) Dolomit, kireçtaşı. (Dolomite, limestone)	
	Triyas (Triassic)	KIZILÖREN DOLOTAŞI (" " DOLOSTONE)		ALADAĞ FORMASYONU (" " FORMATION) Çakıltası, kumtaşı, kireçtaşı, şeyl. (conglomerate, sandstone, limestone, shale).
		ALADAĞ FORMASYONU (" " FORMATION) Çakıltası, kumtaşı, kireçtaşı, şeyl. (conglomerate, sandstone, limestone, shale).		
PALEOZÖYİK (PALEOZOIC)	Permian (Permian)	DERBENT FORMASYONU (" " FORMATION) Kireçtaşı, kuvarsit, şeyl. (Limestone, quartzite, shale)	KIZILÖREN FORMASYONU (" " FORMATION) Dolomit, kireçtaşı. (Dolomite, limestone)	ELDEŞ FORMASYONU (" " FORMATION) Rekristalize kireçtaşı, sist, metakonglomera, kireçtaşı. (Metasandstone, mcgl., lms.)
	Karbonifer (Carboniferous)	? ? ?		HALICI GRUBU (GROUP)
	Devoniyen (Devonian)			
	Silüriyen (Silurian)			
Ordovisiyen (Ordovician)		ALADAĞ FORMASYONU (" " FORMATION) Kumtaşı, şeyl, kireçtaşı (Sandstone, limestone, shale).	BOZDAĞ KİREÇTAŞI (" " LIMESTONE)	

Şekil 2 : İnceleme alanında yüzlek veren kayalara ilişkin karşılaştırmalı stratigrafik bölümlendirme.

Figure 2 : Comparison of the stratigraphy of the region with the previous works.

İki metamorfik oluşuk arasındaki sınır batıdan doğuya doğru Güneypınar köyünün güneyinden başlamakta, sonra Kocaçaldağ yükseltisinin çevresinden dolanarak Tepeköy'ün 1.5 km kuzeydoğusuna kadar ulaşmakta ve her iki uçta örtü oluşukları tarafından örtülmektedir (Şekil 4). İki topluluk arasındaki sınır incelendiğinde bu sınırın; (1) normal konumlu bir uyumsuzluk düzlemi; (2) kanatlarında farklı fasiyeste fakat aynı yaşlı birimlerin yer aldığı bir senklinal yapısı, (3) devrik konumlu bir uyumsuzluk düzlemi, ya da (4) tektonik bir sınır olma olasılıkları bulunmaktadır. Söz konusu sınırın kuzey ve doğusunda Ladik metamorfüeri içinde izlenen litolojilerin yaşı bütün araştırmacılar tarafından pre - Mesozoyik olarak kabul edilmiştir (Wiesner 1968, Doğan 1975, Üstündağ 1987, Özcan ve diğ. 1988). Sınırın alt kesiminde ise kesin yaşı Üst Permian - Alt Kretase olan

LİTOLOJİ (LITHOLOGY)	ACIKLAMALAR (EXPLANATION)	YAŞ (AGE)
	Alüvyon (Alluvium)	
	Topraklı formasyonu (formation)	
	Yürekler formasyonu (" " formation)	
	Sultas volkanitleri (" " volcanites)	
	Küçükmuhsine formasyonu (formation)	
	Ulu muhsine formasyonu (" " formation)	
	Sille formasyonu (Sille formation)	
	Acılı uyumsuzluk (Unconformity)	
	Ertugrul formasyonu (formation)	
	Bahçecik formasyonu (formation)	
	Acılı uyumsuzluk (Unconformity)	
	Karadağ metamafitleri (" " metamafites)	
	Bağrıkuş formasyonu (" " formation)	
	Bozdağ formasyonu (Bozdağ formation)	
	Tektonik dokanak (Tectonic contact)	
	Çayırbağı ofiyoliti (Çayırbağı ophiolite)	
	Tektonik dokanak (Tectonic contact)	
	Lorasdağı formasyonu (Lorasdağı formation)	
	Aladağ formasyonu (" " formation)	
	Derbent formasyonu (" " formation)	

Şekil 3 : Konya kuzeybatısında Bozdağlar Masifinin genelleştirilmiş tektonostratigrafik dikme kesiti.

Figure 3 : Generalized tectonostratigraphic section of the Bozdağlar massif in northwest Konya.

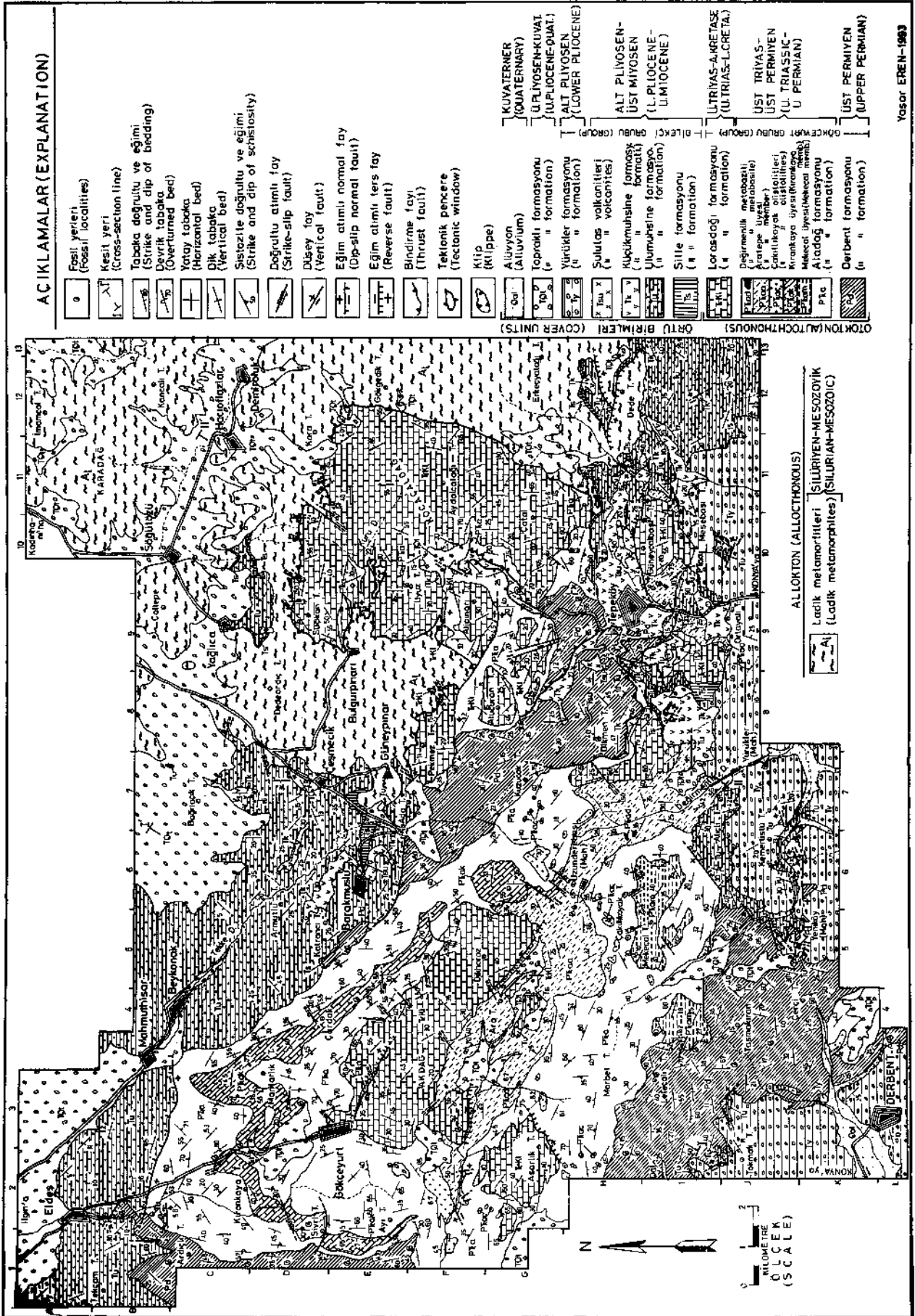
metamorfik birimler bulunmaktadır (Şekil 4 ve 5). Bu veriler, yukarıdaki ilk iki olasılığı geçersiz kılmaktadır. Üçüncü olasılık ise, söz konusu sınır normal konuma getirildiğinde, uyumsuzluk düzlemi üzerindeki stratigrafinin aşağıdan yukarıya doğru Lorasdağı, Aladağ ve Derbent formasyonu şeklinde sıralanmasını gerekecektir (Şekil 4 ve 5). Bu da, yöredeki tüm araştırmacılar tarafından ortaya konan stratigrafik dizilime aykırı bir durumdur (Şekil 2). Sonuçta, arazi gözlemleri ve inceleme alanındaki birimlerin harita ölçeğindeki gidışleri, her iki metamorfik topluluk arasındaki sınırın tektonik olduğunu ortaya koymaktadır. Ayrıca, her iki topluluk arasında çökelimlerine ait yaş konaklan, metamorfizma şiddeti, ve yapısal özellikleri arasında farklılıklar bulunmaktadır (Eren, 1993a). Bunlarla beraber, inceleme alanının yakın doğusunda Yükselen kasabası çevresinde Ladik metamorfiteeri altında Çayırbağı ofiyolitinin bir tektonik pencere şeklinde görülmesi de (Şekil 1), Ladik metamorfiteerinin allokon konumlu olduğunu belgelemektedir. Yukarıda değinilen veriler, Gökçeyurt grubunun tektonostratigrafik açıdan Ladik metamorfiteeri ile birlikte incelenemeyeceğini ve inceleme alanında Gökçeyurt grubunun Ladik metamorfiteerine göre, otokton ya da paraotokton konumlu farklı bir birlik olduğunu ortaya koymaktadır.

Bu çalışmada Gökçeyurt grubu, alttan üste doğru birbirleriyle yanal ve düşey geçişler sunan Üst Permian yaşlı Derbent formasyonu, Üst Permian - Üst Triyas yaşlı Aladağ formasyonu ve Üst Triyas - Alt Kretase yaşlı Lorasdağı formasyonu şeklinde üç formasyona bölünmüş ve grubun stratigrafik gelişimi Şekil 6'da özetlenmiştir.

Derbent Formasyonu

Gökçeyurt grubunun görünür en alt birimini oluşturan formasyon, ilk kez Göğçer ve Kıral (1969) tarafından adlandırılmıştır. Aynı birim, Özcan ve diğ. (1988) tarafından ise "Eldes formasyonu" olarak tanımlanmıştır. Gerek yayılımı, gerek litolojik özellikleri, gerekse smir ilişkisi açısından en iyi olarak Derbent kuzeyinde yüzlek veren birim, adlama önceliği ilkesine de uyularak bu çalışmada da Derbent formasyonu adı altında incelenmiştir.

Derbent formasyonu, inceleme alanında Gökçeyurt grubunun oluşturduğu kuzeybatı



Şekil 4 : Ilgın - Kadınhanı - Derbent arasının jeoloji haritası.

Figure 4 : Geological map of the Ilgın - Kadınhanı - Derbent area.

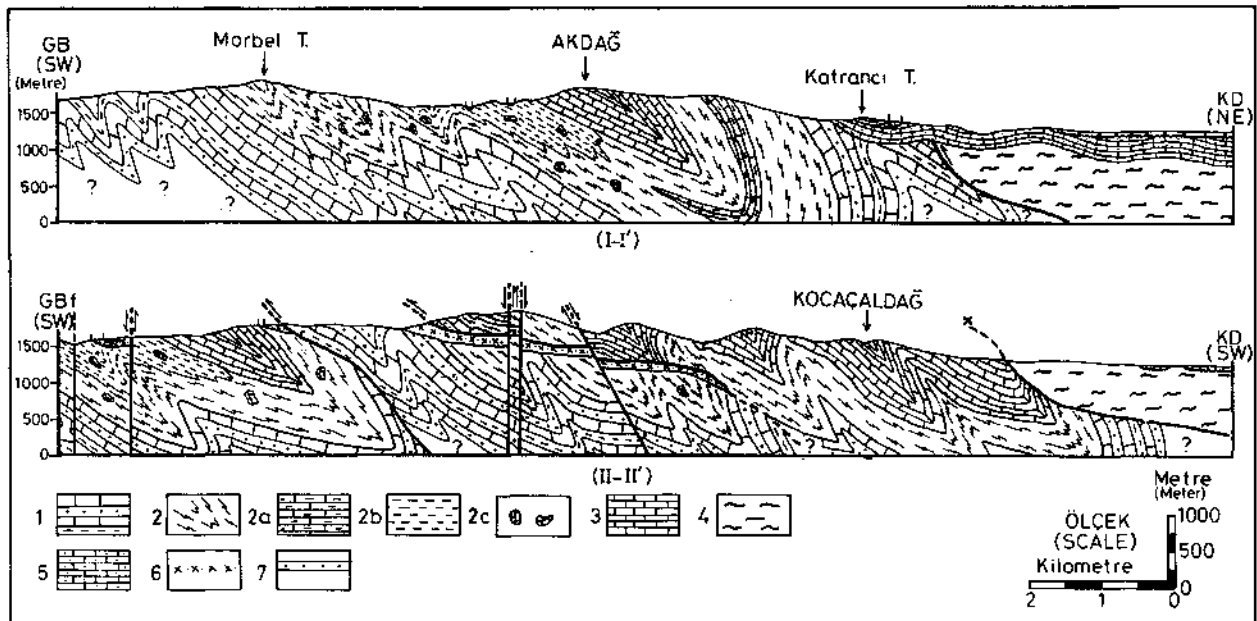
güneydoğu yönelimli senklinoryumun kanatlarında Derbent kuzeyinde, Tepeköy kuzeybatısında ve Gökçeyurt batısında yüzlek verir (Şekil 4).

Formasyon yörede tipik olarak metakarbonat, fillit, grafitüst ve metakuvarsit ardalması şeklindedir. Ayrıca, birim içinde kalkıştı ve az oranda da metakuvarkonglomeraları da izlenmektedir.

Formasyonun egemen kayacını oluşturan metakarbonatlar, orta - kalın tabakalı, laminalı, genelde gri - siyah, yer yer pembe - beyaz renklidirler. Bileşim açısından rekristalize kireçtaşı, mermer, dolomitik kireçtaşı ve dolomit şeklindedirler. Çok az oranda da yumru ve mercekler şeklinde siyah renkli metaçört içerirler. Ayrıntıda kireçtaşları çok bol fosillidir. Onların fosil içeriği diğer formasyonlara göre ayırtman olmasa bile tanıtan bir özellik taşımaktadır. İçerdiği fosiller başlıca fusulinid, mercan, gastropod, brakiopod, bryozoa, krinoid ve alglerdir. Özellikle Eldeş güneyinde Ardıçlı T. (1 B) civarında tümüyle fusulinidlerden yapı

kireçtaşlarına sıkça rastlanılır. Ayı T. batısında (1 E) bu birim ile Aladağ formasyonu arasındaki sınırdan az yayımlı olarak pizolitik kireçtaşı ve pizolitik demirtaşlarına da rastlanılmaktadır. Metakarbonatlardan yapılan ince kesitler, bu litolojilerdeki yeniden kristallemlerin farklılıklar sunduğunu göstermiştir. Bazı kesitlerde rekristalizasyon nedeniyle kayacın ilksel dokusunun tümüyle değiştiği gözlenirken, bazı kesitlerde de ilksel dokunun kısmen veya tamamen korunduğu izlenir. Kristalizasyondan korunmuş kesimlerde kayacın biyomikrit, pelbiyomikrit, biyosparit ve intrabiyodolospirit özellikli olduğu belirlenmiştir.

Formasyonun diğer bir yaygın bileşeni olan fillit ve grafitüstler kireçtaşları ve metakuvarsitler arasında ara düzeyler şeklinde gözlenir. Genelde siyah renkli olup, yer yer kırmızı, bordo, yeşil ve gri renk tonlarını da sunarlar. Diğer kayalar arasında kalınlıkları 2 cm 5 m arasında değişir. Alacalı fillitlere genellikle formasyonun üst kesimlerinde, Aladağ formasyonu ile olan



Şekil 5 : İnceleme alanının jeoloji kesitleri;

1 : Derbent formasyonu, 2 : Aladağ formasyonu, 2 a : Kırankaya üyesi, 2 b : Aratepe üyesi, 2 c : Çakılıkoyak olistolitleri, 3 : Lorasdağı formasyonu, 4 : Ladik metamorfitleri, 5 : Ulumuhsine formasyonu, 6 : Küçük muhsine formasyonu, 7 : Topraklı formasyonu.

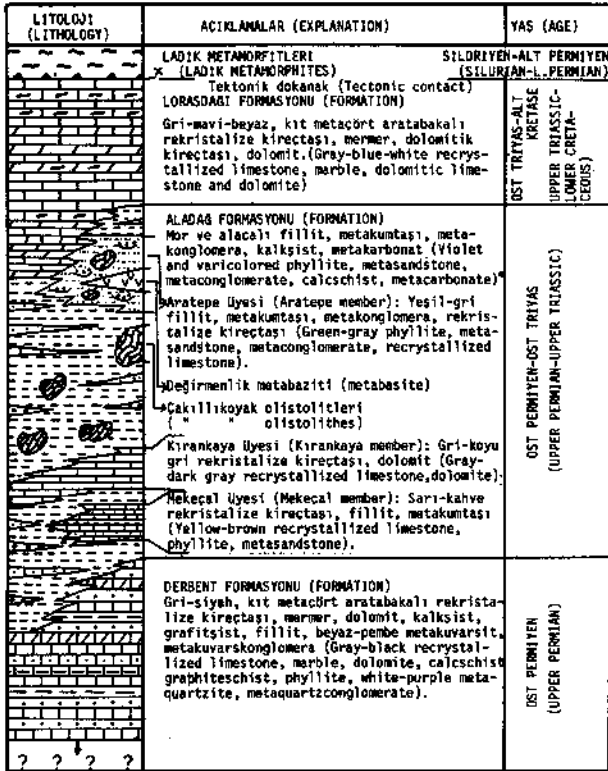
Figure 5 •: Geological cross - sections of the mapped area;

1 : Derbent formation, 2 : Aladağ formation, 2 a : Kırankaya member, 2 b : Aratepe mermer, 2 c : Çakılıkoyak olistoliths, 3 : Lorasdağı formation, 4 : Ladik metamorphites, 5 : Ulumuhsine formation, 6 : Küçükmuhsine formation, 7 : Topraklı formation.

BOZDAĞLAR MASİFİNİN STRATİGRAFİSİ

geçişlerinde rastlanır. Metapelitik kayalar, karbonat oranının artmasıyla kalkıştılara geçerler.

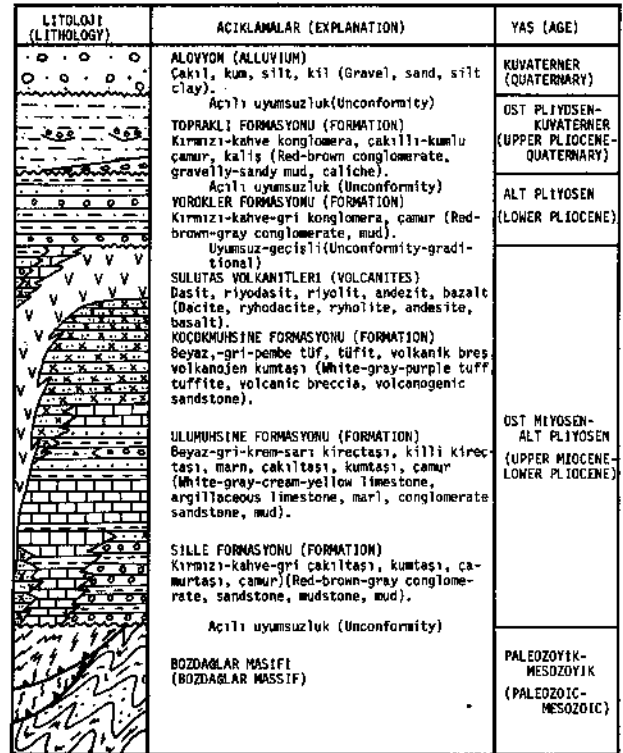
Formasyon içinde metakuvarsitler ise, genelde beyaz, pembe ve açık gri renkli olup, orta - kaim tabakalıdır. Metakuvarsit topluluklarının görünür kalınlıkları bazen 25 m'ye kadar varabilmektedir. Yer yer küçük boyutlu, yer yer de yüzlerce metre süreklilik sunan mercekse geometridedirler. Tabaka iç yapısı olarak paralel ve çapraz laminalanma izlenir. Bazı kesitlerde ağır mineraller oldukça yoğun ince bantlar şeklinde bulunur ve kayacın içinde % 2'ye varan oranlarda gözlenebilirler. Diğer bileşenleri ise, opak mineraller ve metakristler halinde klorit ve serisit topluluktan oluşturur. Bazı kuvarş taneleri etrafında demiroksit kılıfı olağandır. Bazı örneklerde granoblastik dokulu poligonal sınırlı ilişkiliyen, bazı örneklerde girik tane sınırlı ilişkisi sunarlar.



Şekil 6 : Gökçeyurt grubuna ilişkin genelleştirilmiş dikme kesit.

Figure 6 : Generalized stratigraphic section for the Gökçeyurt group.

İnceleme alanında tabanı görülemiyen Derbent formasyonu, üstten Aladağ formasyonu tarafından örtülür. Bu birimin Aladağ formasyonu ile olan geçiş Göğör ve Kırıl (1969) tarafından kuşkuyla diskordans olarak belirtilirken, Özcan ve diğ. (1988) tarafından ise açılı uyumsuz olarak gösterilmiştir. Çalışma alanında genelde benzer özellikli litolojilerden yapılabu iki formasyonun geçişi Derbent kuzeyinde Morbel, Leleçalı ve Tasmakıran T. civarında dereceli bir geçiş şeklinde izlenmektedir. Öyleki, bu kesimde Derbent formasyonunun metakarbonat - metakuvarsit - fillit aralanması, alacalı bir renk değişimi ile beraber metakuvarsit - fillit - metakarbonat ve metakonglomera aralanmasına geçiş göstermektedir. Bazı kesimlerde de her iki formasyon arasındaki sınırlı dereceli geçiş nedeniyle belirlemek bile olanaksızdır. Bu nedenle, bu çalışmadaki arazi gözlemleri ile, Derbent formasyonunun, Üst Permiyen - Üst Triyas yaşlı Aladağ formasyonuna olan geçişinin



Şekil 7 : Masifin örtü kayalarına ilişkin genelleştirilmiş dikme kesit.

Figure 7 : Generalized stratigraphic section for the cover rocks of the Bozdağlar massif.

uyumlu olduğu görüşü benimsenmiştir.

İnceleme alanında tabanı görülemiyen ve sık kıvrımlı litolojilerden yapılı Derbent formasyonuna bu çalışmada kalınlık verilememiştir.

Çok bol fosil içeren formasyonun kireçtaşlarından Eldeş güneyinde (2 B) alınan örneklerde Verbeekina verbeeki Geinitz, Polydixodina sp., Schwagerininae, Gymnocodicae, Bryozoa; Ardıçlı T.'den (1 C) alman örneklerde Parafusulina sp., Verbeekina verbeeki Geinitz, Sumatrina sp., Stafella sp., Yangcheinia sp., Mizzia sp., Hemigordius sp., Nankinella sp., Schwagerininae; Sivri T. batısından (1 D) alman örneklerde Verbeekina sp., Schwagerinina, Polydixodina sp., Yangcheinia sp., Permocalculus sp., Sumatrina? sp., Clymacamina sp., Parafusulina sp.; Ayı T. batısından (1 E) alman örneklerde Mizzia velebitana Schubert, Globivalvulina vanderschmitti Reichel, Paleotextularia sp., Paraglobivalvulina gracilis Zannetti ve Altner, Paleofusulina sp. Clymacamina sp., Nodosaria sp., Deckherella sp. Derbent kuzeyi Leleçalı T'den (3 I) alman örneklerde Sumatrina sp., Verbeekina verbeeki Geinitz, Mizzia velebitana Schubert, Globivalvulina sp., Âgathammina sp., Hemigordius sp., Glomospira sp., ve Tasmakıran T.'den (4 J) alınan örneklerde Yangcheinia sp., Sumatrina sp., Clymacamina sp., Nodosaria sp., fosilleri saptanmış ve örneklere Murgabiyen (Üst Permiyen) yaşı verilmiştir. Tepeköy batısındaki Dikmen T'den (8 H) alman örneklerde Stafella sp. fosili ile Orta - Üst Permiyen, yaşı verilmiştir. Ayrıca, Ardıçlı T'den (1 C) alman mercanlı örneklerde ise Waagenophyllum sp. ve Wentzelella sp. (Wentzelella cf. subtimorica Huang) fosilleri ile yine Permiyen yaşı elde edilmiştir. Bu bulgulara göre Derbent formasyonunun inceleme alanındaki yaşı Murgabiyen (Üst Permiyen) dir.

Derbent formasyonunun fosil içeriği, kireçtaşlarının dokusal özellikler ile, kökünde organik maddece zengin çamurtaşı ve / veya şeyi ile karbonat ardışımı, bu birimin çökeliiminin genellikle sakin ve indirgeyici bir ortamda (lagün) geliştiğini gösterir. Ayrıca, formasyon içindeki fiziksel ve kimyasal yönden olgun kuvarsitlerin de varlığı göz önüne alındığında, Derbent formasyonunun çökeliimi, sıg, sıcak ve duraylı bir şelf

üzerinde karbonat ve kırıntıların devresel yığıldığı karışık bir kıyı ortamında (Selley, 1976) gerçekleşmiş olmalıdır.

Üst Permiyen yaşlı Derbent formasyonu, Bolkar dağlarında Üst Permiyen yaşlı Dedeköy ve Permiyen yaşlı Öşün formasyonu (Demirtaşlı ve diğ., 1984) ile Sultandağlarında Üst Permiyen yaşlı Gökbudak formasyonu (Öztürk, 1987) yakın litolojik benzerlikler gösterir.

Âladağ Formasyonu

Egemen olarak metakarbonat ve metakıntılı araldanmasından yapılı özgün alacalı renkli istif, ilk kez Göğler ve Kıral (1969) tarafından "Aladağ formasyonu" olarak adlandırılmıştır. Buna karşılık, aynı birim Özcan ve diğ. (1988) tarafından "Ardıçlı formasyonu" olarak adlandırılmıştır. Bu makalede adlama önceliği ilkesine sadık kalınmış ve sözü edilen alacalı kayaç topluluğunun Aladağ formasyonu adı altında incelenmesi uygun görülmüştür.

Aladağ formasyonunun litolojilerini yer yer türbiditik fillit, metakumtaşı, metakonglomera, metakarbonat araldanması ile kısmen olistostromal düzeyler ve çok az metabazik arakatıkları oluşturmaktadır. Yanal ve düşey olarak oldukça fazla değişim sunan formasyonun içinde, yerel olarak süreklilik gösteren ve kolaylıkla haritalanabilen kayaç toplulukları ise, üye mertebesinde ayrılanmıştır (Şekil 4 ve 6).

Formasyon içindeki metapelitik kayaçlar, genelde mor, kırmızı ve pembe renkler sunarlar. Bazen de yeşil - gri ve sarımsı renklidirler. İyi yapraklanmış, bu kayaçlarda, ilksel tortullaşma özelliklerinden laminasyonlar izlenebilir.

Formasyonun diğer bir yaygın litolojisini, yine metapelitlere benzer renklerdeki metakumtaşı ara seviyeleri oluşturur. Bunlardan formasyonun alt düzeylerinde merceksel aratabakalar şeklinde bulunan metakuvarsitlerin yayımı, istiflenmenin görel olarak üst kesimlerinde azalır. Fakat, başka özellikleri metakumtaşları formasyonun her düzeyinde farklı kalınlıktaki seviyeler şeklinde bulunurlar. Kalın metapelitler arasında bazen 5 - 30 cm kalınlığında ince tabakalar, bazen de kalınlıkları fazla değişmediği halde toplam kalınlıkları 10 m'ye varan tabaka toplulukları şeklinde

BOZDAĞLAR MASİFİNİN STRATİGRAFİSİ

izlenirler. Metakumtaşları içinde yaygın olarak çapraz tabakalanma, yer yer paralel laminalanma ve bazen de derecelenme gibi iç yapılar gözlenir. Bunların yanında ripilmark ve iz fosillere rastlamak olağandır. Petrografik incelemelere göre formasyonun metakumtaşları kökünde kuvars arenit - litik arenit arasında değişmekte ve bileşenlerini çokluk sırasına göre kuvars - bileşik kuvars, kireçtaşı kırıntıları, volkanik kayaç parçası, metamorfik kayaç parçası, feldispat ile az oranda opak ve ağır mineraller oluşturmaktadır. Lepidoblastik ve gronolepidoblastik dokulu bu kayaçlarda, bağlayıcı durumundaki kalsitin azalması ya da artmasına göre % 5 ten daha az olmak üzere değişik oranlarda sinkinematik büyümüş ve yönlenme sunan

-klorit + serisit + albit + kuvars + kalsit ± ? stilpnomelan

metakrist toplulukları da olağandır.

Mor - pembe, kahve renkli metakonglomeralar, formasyon içinde mercek geometrili ve alt yüzeyleri erozyonel olarak izlenirler üst kesimlerinde dereceli olarak metakumtaşı ve fillitlere geçiş gösterirler. Bunların çakıllarını değişik renk tonlarındaki kökünde kireçtaşı, çört, kuvarsit ve olasılıkla formasyonun kendi litolojilerinden türemiş mor - pembe renkli kumtaşı ve çamurtaşı / şeyi çakılları oluşturur. Bağlayıcılarını, yine kökünde pelitik bir matris oluşturmaktadır. Çoğunlukla tane destekli olan bu kayaçlarda, çakıllar bazen yüzey vaziyettedir. Metamorfizma ve deformasyon nedeniyle matrisde yapraklanma, çakıllarda uzama ve yönlenme görülür.

Aladağ formasyonunun değişik düzeylerinde, karakteristik olarak san, yer yer pembe, krem, gri ve beyaz renkli metakarbonatlar da olağandır. Formasyon içinde tek tabaka veya az kalınlıktaki tabaka toplulukları şeklinde izlenebilen bu metakarbonatlar genelde dolomitik kireçtaşı ile dolomit arasında değişim sunarlar. Tabaka kalınlıkları 10 cm - 1 m arasında değişim sunmakta, kökündeki kum ve pelitik gereç içeriklerine göre yan - mermerlere ve kalkıştılara geçiş göstermektedirler.

Mekeçal Üyesi: Derbent kuzeyinde, Mekeçaltepe ve güney batısında, sarı - kahve renk tonuyla Aladağ formasyonu içinde kolaylıkla ayırtlanabilen ve egemen olarak rekrystalize kireçtaşı ve az oranda fillit ve metakumtaşı ara tabakalannda oluşan

kay acağlar Göğeri ve Kıralk (1969) tarafından "kireçtaşı mercekleri" olarak tanımlanmış fakat adlandırılmamıştır. Söz konusu oluşuklar bu çalışmada Mekeçal üyesi olarak adlandırılmıştır (Şekil 4 ve 6).

Üyenin metakarbonatları genelde san, gri renkli ve kalın tabakalıdır. Yer yer breşik ve pizolitik özellikler sunarlar. Bileşimleri genellikle dolomitiktir. Fillit ve metakumtaşları, metakarbonatlar arasında 2 - 30 cm arasındaki kalınlıklarda izlenirler. Metakumtaşlarının bileşenlerini yine azalan önem sırasıyla kuvars, kireçtaşı kırntıları, çok az feldispat oluşturur ve kökünde yan litik arenitlerden türemişlerdir. Yine bu taşlarda pelitik içeriğinin metamorfizmasıyla ilişkili ve ufak toplulukları şeklinde yönlenme sunan

- klorit ± serisit ± kuvars ± albit metakristleri olağandır.

Üye içinde herhangi bir makro veya mikro fosile rastlanılmamıştır.

Kıralkaya Üyesi: Gökçeyurt çevresinde, Aladağ formasyonunun nispeten alt ve orta düzeylerinde gözlenen ve tümüyle metakarbonatlardan yapılu kayaçlar ilk kez bu çalışmada ayırtlanmış ve Kıralkaya üyesi olarak adlandırılmıştır (Şekil 4 ve 6).

Üyenin başlıca litolojilerini, genelde orta - kalın tabakalı, bazen masif görünlü, gri siyah renkli rekrystalize kireçtaşı, dolomitik kireçtaşı ve dolomitler oluşturur. Üyenin en belirgin özelliği hemen hemen tüm yüzleklerinde oolitik düzeylerin bulunmasıdır. Üyenin kısmen rekrystalizasyondan korunmuş kesimlerde, bu taşların oosparit, biyoosparit, biyomikrit ve biyopel-mikritik olduğu gözlenmiştir. Bu kayaçların fosil içeriğini foraminifer, gastropod ve krinoid diskleri oluşturmaktadır.

Kıralkaya üyesinin alt kesimindeki rekrystalize kireçtaşlarından Kıralkaya T.'nin kuzeydoğusundan (2 C) alınan bir örnekte schwagerinid yapı sunan füsulina izleri saptanmış ve birime Permiyen yaşı verilmiştir. Üyenin daha üst seviyelerinden Kıralkaya T. doğusundan (3 C) alınan örneklerde ise Meandrospira pusula (Ho.), Ammodiscus sp., Glomospirella sp. ile de Alt Triyas yaşı verilmiştir. Aynı lokalitede birimin daha üst düzeylerinden alınan diğer örneklerde belirle-

nen *Meandrospira pusilla* (Ho.), *Cyciogyra* sp., *Glo-mospira* sp ile de Üst Skitiyen - Alt Anisiyen yaşı belirlenmiştir. Bu bulgular ve üyenin formasyon içindeki konumu gözönüne alındığında, yaşı Üst Permiyen - Orta Triyas olmalıdır.

Aratepe Üyesi: Gökçeyurt ve Tepeköy arasında, Aladağ formasyonu içinde olasılıkla türbidit ve olistostromal nitelikteki kayaçlar, ilk kez bu çalışmada haritalanmış ve Aratepe Üyesi olarak adlandırılmıştır (Şekil 4 ve 6).

Aratepe üyesi, genelde yeşil, gri yer yer siyah renkli fillit, metakumtaşı ve metakonglomeralardan yapılıdır. Uzunderebaşı Mahallesi doğusunda, metakınntılar arasında gri - koyu gri renkli ve genellikle breşik yapılu rekristalize kireçtaşları da gözlenir. Ayrıca, yine üye içinde çapı 10 m'ye kadar varabilen ve bir kısmı Derbent formasyonundan türeme metakarbonat blokları da olağandır.

Alt yüzeyleri, metapelitik kesimler üzerinde keskin bir dokanakla yer alan metakumtaşı ve metakonglomeralar üste doğru dereceli olarak yine metapelitlere geçiş gösterirler. Tabaka iç yapısı olarak, derecelenme ve yer yer de paralel laminalanma sunarlar. Tabaka kalınlıkları 10 - 40 cm arasındadır. Metakonglomeraların bileşenlerini siyah renkli metaçört ve gri, siyah, beyaz renkli kireçtaşı çakılları oluşturur. Kökünde pelitik bir matriksle tutturulmuşlardır. Üyenin metakumtaşlarının bileşenlerini nicelik sırasıyla kuvars - bileşik kuvars, metamorfik kayaç parçaları (kuvarssist, mikaşist, klorit şist), feldispat, kireçtaşı kınntılan oluşturur ve bileşimleri litik arenit, litik vake ve feldispatik vake arasında değişir. Bu taşların en önemli özelliklerinden biri, bileşenleri içinde kendi kayaçlarının geçirdiği metamorfizmadan daha yüksek dereceli bir metamorfik kaynaktan, yani daha önce metamorfizma geçirmiş bir kaynaktan türeme kırıntıların bulunmasıdır.

Kesin Üst Permiyen yaşlı metakarbonat blokları içeren üye, Aladağ formasyonunun nispeten üst seviyelerinde yayılım göstermekte ve dereceli olarak Lorasdağı formasyonuna geçiş göstermektedir (Şekil 4 ve 6). Bu verilere göre üyenin yaşı Triyas olmalıdır.

Çakılhoyak Olistolitleri: Aladağ formasyonu

ve Aratepe üyesinin değişik düzeylerinde bulunan, farklı geometri ve boyuttaki metakarbonat blokları arazideki dağılımlarını sergileyecek şekilde, yer yer abartılı olarak haritalanmış ve Çakılhoyak olistolitleri adı altında tanımlanmıştır (Şekil 4 ve 6).

Bu bloklara yaygın olarak Çakıllı koyak T. (5 H), Kuzucak T. (7 G) ve Asarlık T. güney (2 H) ve kuzeydoğusunda (IF, 2F) gömülü ve yüzer vaziyette rastlanılır (Şekil 3).

Bloklar, genelde tabakalanmalı, gri, siyah, beyaz ve san renklidirler. Bir kısmının kaynağı belirli değildir. Bunlardan gri renkli, iyi tabakalanmalı ve bol krinoid içerikli Derbent formasyonundan; şeker dokulu ve beyaz renkli olanlar ise büyük bir olasılıkla Aladağ formasyonunun kendinden türemiştir.

Aratepe üyesi içindeki bloklardan Uzunderebaşı Mah. batısından (5 H) alınan örneklerde *Paleotextularia* sp., *Pachyphloia* sp., *Pseudofusulina* sp., *Agathammina* sp., *Geinitzina* sp., *Dunbarulla* sp., *Clymcammina* sp., *Parafusulina* sp., *Rausarella* ? sp., fosilleri ile Murgabiyen ve aynı lokaliteden alınan mercanlı örneklerden *Polythecaia* sp. (*Polythecalis* cf. *resiformis* Yoh et Huang) ile de Permiyen yaşı elde edilmiştir. Ayrıca tepeköy güneyindeki (10 I) bloklarda saptanan *Permocalculus* sp. ile yine Permiyen yaşı bulunmuştur.

Değirmenlik Metabaziti: Aladağ formasyonu içinde ve özellikle Aratepe üyesinin tabakalan arasında çok az bir yayılım sunan, ancak yörenin jeoloji evrimi açısından önemli görülen metabazitler, ilk kez haritalanarak Değirmenlik metabaziti şeklinde adlandırılmıştır. Metabazitlere Uzunderebaşı'nın 1.5 km güneydoğusunda (6 H) 20 m uzunluğunda mercek şekilli iki ayrı seviyede ve Asarlık T'nin 1.5 km kuzeydoğusunda (36) yine mercekli geometri olarak tek seviyede rastlanılır (Şekil 4 ve 6).

Uzaktan kahverengimsi aynışma rengi ile dikkati çeken metabazitler, kırıntılarınca ise taze yüzeyleri yeşilimsi, grimsi renk tonu sunar. Asarlık T. kuzeydoğusundan alınan bazı örneklerden yapılan ince kesitlerde blastoporfiritik dokulu kayacın kalık olarak sadece plajiyoklas ve gözenekli volkanik cam içerdiği görülmüştür. Gözenekler kuvars ve kalsitle sekonder

BOZDAĞLAR MASİFİNİN STRATİGRAFİSİ

olarak doldurulmuştur. Devitrifikasyon sonucu karbonaüaşmanm yaygın izlendiği kayaç içinde

- klorit + kalsit ± epidot ± kuvars

metakristleri belirlenebilmefete4f. Aynı kesimden alınmış benzer dokulu bazı örneklerde ise, albitize olmuş kalık plajioklas ve matriksien türeme kalabalık bir metakrist topluluğu izlenir. Metakrist agregalarını

- klorit ± kalsit ± epidot ± prehnit ± tremolit / aktinolit ± lökoksen

oluşturur.

Uzunderebaşı güneydoğusundaki metabazitlerden alman örnekler ise intersertal / ofitik dokuludur. Polisentetik bazik plajioklas, amfibol ve piroksen ve opak mineraller kayacın ilksel bileşenleridir. Ayrıca bu kayaçlar içinde

- klorit + kalsit + zoisit ± prehnit ± pumpellyit ± serpantin ± ? stilpnomelan

metakrist toplulukları da izlenebilir.

Çalışma alanı içinde sadece Aladağ formasyonu bünyesindeki Aratepe üyesi içinde gözlenebilen metabazitlerin püskürme yaşının Triyas olduğu söylenebilir.

Üst Permiyen yaşlı Derbent formasyonunu yanal ve düşey geçişli olarak örten Aladağ formasyonu üstte, yine yanal ve düşey geçişli olarak Üst Triyas - Alt Kretase yaşlı Lorasdağı formasyonu tarafından örtülür.

Bu çalışmada Aladağ formasyonunun metakristli arasında herhangi bir fosile rastlanılamamıştır. Ancak formasyon içindeki Kırankaya üyesi Geç Permiyen - Orta Triyas yaş aralığını belgelemekte ve Aratepe üyesi ise Üst Permiyen (Murgabiyen) yaşlı metakarbonat bloklarını içermektedir. Ayrıca formasyonun alt ve üst sınır ilişkileri de gözönüne alındığında yaş büyük bir olasılıkla Üst Permiyen - Üst Triyas'tır.

Metamorfizma ve izoklinal kıvrınlanma nedeniyle Aladağ formasyonuna, bu çalışmada kalınlık verilememiştir. Aladağ formasyonunun litolojik özellikleri, yine bu birimin sığ denizel bir ortamda (kısmen karasal, Özcan ve diğ. 1988) karışık - kıyı çökelleri (Selley, 1976) şeklinde geliştiğini göstermektedir. Ancak, bu birimin kaba kırıntılarının, Derbent formasyonu içindeki kırıntılara göre gerek fiziksel, gerekse bileşim açısından

daha az olgun olması, Derbent formasyonunun çökeli mi sırasındaki duraylı olan kaynak bölgenin tektonik yönden hareketlendiğini ortaya koymaktadır. Olasılıkla, faylanmalarla gelişen bu hareketlenmeye bağlı olarak, söz konusu ortamın göreceli olarak derinleşen kesimlerinde kısmen türbidit kısmen olistostromal özellikli kayaçlar gelişmiştir. Aynı zaman içinde söz konusu faylanmalara bağlı olarak Aladağ formasyonunun litolojilerine lav akıntıları şeklindeki bazik kayaçlar eşlik etmiş olmalıdır.

Aladağ formasyonu, Bolkardağlan'ndaki Alt - Orta Triyas, yaşlı Gerdekesyayla ve Triyas yaşlı Karagedik formasyonuna (Demirtaşlı, 1984) ve Sultan dağlanndaki Permo - Karbonifer yaşlı Harlak ve Deresinde formasyonu (Demirkol 1977, Eren 1990) veya Üst Triyas - Kretase yaşlı Çakırlar ve Yaylabelen formasyonlarından (Öztürk, 1987) oluşmuş topluluk ile litolojik özellikleri açısından kısmen veya tamamen denestirilebilir.

Lorasdağı Formasyonu

Gökçeyurt grubunun oluşturduğu senklinoryumun merkezinde yüzlek veren ve tümüyle metakarbonatlardan yapıli istif, Göğçer ve Kıral (1969) tarafından "Lorasdağı kireçtaşı" olarak adlandırılmıştır. Aynı birim Özcan ve diğ. (1978) tarafından "Loras formasyonu" olarak tanımlanmıştır.

Sert ve dayanıklı kayaçlardan yapıli Lorasdağı formasyonu çalışma alanında Akdağ, ve Koçaçadağ gibi yükseltilerde yaygın olarak izlenir (Şekil 4).

Lorasdağı formasyonunun litolojilerini uzaktan bakıldığında genelde grimsi, ancak bazen kahve - kızıl ayrışma rengi sunan, yer yer metaçört aratabakalı rekrystalize kireçtaşı, dolomitik kireçtaşı ve dolomitler oluşturur. Taze yüzeylerinde gri, koyu gri, boz, siyah, krem ve beyaz renkli olup, Aladağ formasyonu ile olan geçişlerinde belirgin tabakalanmalıdır. Bazı kesimlerde laminalı bir iç yapı sunan metakarbonatlar orta - kaim tabakalıdır. Bu taşlarda yer yer yaygın breşik bir dokuya rastlanılır. Rekrystalizasyondan korunan kesimler, genelde mikrit, intramikrit ve dolomikritiktirler. Formasyonun değişik düzeylerinde, metakarbonatlar arasında genelde tabakalanmaya uyumlu izlenen metaçörtler, gri, siyah ve beyaz renklidirler. Kalınlıkları en fazla 15 cm civarındadır.

Lorasdağı formasyonu, alt kesimlerinde Üst Permian - Üst Triyas yaşlı Aladağ formasyonu ile yanall ve düşey geçişler sunar. Üstten ise Üst Miyosen - Kuvaterner yaşlı örtü oluşukları tarafından açılı uyumsuz olarak örtülür. Ayrıca, inceleme alanının doğu kesimlerinde, Ladik metamorfizmaları tarafından tektonik bir dokanakla üstlenir (Şekil 4 ve 6). Çalışma alanının yakın güneyinde Lorasdağı civarında, bu formasyon uyumlu olarak Üst Kretase yaşlı kireçtaşı - çört ve türbidit ardalannası şeklindeki Midostepe formasyonu tarafından örtülür (Göğer ve Kıral 1969, Özcan diğ. 1988).

İnceleme alanında görünür kalınlığının 500 m olduğu tahmin edilen bu formasyondan Tepeköy güneyinde Aladağ formasyonu ile olan geçişinden (9 J) alınan örneklerde saptanan *Radioiaria* ? sp., *Glomospira* ? sp., *Auiotortus* ? sp. fosilleri ile olasılı Triyas yaşlı verilmiştir. Yine formasyonun üst seviyelerinde Uyuz T.'den alman bir örnekte ise *Trocholina* cf. *alpina* (Leupold) saptanmış ve Jura - Neokomiyen zaman aralığı belirlenmiştir. Lorasdağı ve Kızılören civarında benzer özellikli kayalçlara Göğer ve Kıral (1969) Liyas - Alt Kretase; Görmüş (1984) Üst jura - Üst Kretase; Özcan ve diğ. (1988) ise Orta Triyas - Alt Kretase yaşını vermişlerdir. Lorasdağı formasyonunun inceleme alanındaki yaşlı, sınır ilişkisi ve yukarıdaki bulgulara göre Üst Triyas - Alt Kretase olarak benimsenmiştir.

Lorasdağı formasyonuna ait kayalçlar, büyük bir olasılıkla sığ, sıcak ve duraylı bir karbonat platformunda çökelmiştir. Buna göre Aladağ formasyonunun çökeliminin sonlarına doğru tektonik yönden duraylılaşan ortama, kırıntı gelimi son bulmuş; Konya batısında ve özellikle Loras Dağı'ndaki gelişimi de göz önüne alındığında (Görmüş, 1984) altta neritik üstte pelajik fasiyeste gelişecek şekilde transgresif olarak Lorasdağı formasyonunu oluşturan karbonatlı kayalçlar yığılmıştır.

Lorasdağı formasyonu, Bolkardağlannda Üst Triyas yaşlı Berendi ve Alt Jura - Üst Kretase yaşlı Üçtepeler kireçtaşının birlikte kapsayacak şekilde (Demirtaşlı ve diğ., 1984) ve Sultandağlannda Jura - Kretase yaşlı Yaylabeleden formasyonu (Öztürk, 1987) ile lito-lojik özellikleri yönünden deneştirilebilir.

Örtü Oluşukları

Dilekçe Gurubu

İnceleme alanının kuzey ve güney kesimlerinde, masifin Tersiyer öncesi kayalçlarını açılı uyumsuz olarak örten, alüviyal yelpaze ve gösel tabakalar ile volkanik kökenli kayalçlar ilk kez Göğer ve Kıral (1969) tarafından "Dilekçi formasyonu" olarak adlandırılmıştır. Söz konusu kayalçlar, bu araştırmada grup mertebesinde görülmüş ve adlama önceliği ilkesine de uyularak Dilekçi grubu, adı altında incelenmiştir (Şekil 4 ve 7). Üst Miyosen - Alt Pliyosen yaşlı Dilekçi grubu alttan üste doğru birbirleriyle yanall ve düşey geçişler sunan Sille, Ulumuhsine, Küçükmuhsine formasyonları ile Sultas volkanitleri ve Yürükler formasyonundan yapıldır.

Sille Formasyonu

Göğer ve Kıral (1969) tarafından adlandırılmadan Üst Miyosen - Pliyosen yaşlı oluşukların tabanında gösterilen birim, bu çalışmada haritalanmış ve Sille formasyonu olarak adlandırılmıştır (Şekil 4 ve 7).

Sille formasyonu, genelde kırmızı, kahve ve gri renkli konglomera, kumtaşı ve çamur/çamurtaşı ardalannasından yapıldır. Kötü tabakalanmalı konglomeralar, masiften türeme her türlü kayalç kırıntısını içerirler. Kırıntıların boyu blok - ince çakıl arasında değişir. Köşeli, yan köşeli ve yer yer yuvarlak olan çakılların bağlayıcısını büyük bir çoğunlukla kumlu ve Mili bir matriks oluşturur. Ancak, bazen de kalış özellikli bir bağlayıcı izlenir. Polijenik ve heterojen özellikli konglomeralar, bazen çamurlu düzeyler arasında alt yüzeyleri erozyonal kanallar şeklinde görülürken, bazen de yanall olarak onlarca metre süreklilik sunan geometrilere gözlenirler. Bu birimde normal ve ters derecelenmeler ile çapraz tabakalanmalara sık sık rastlamak olağandır. Formasyon içinde yaygın olmayan kumtaşlan, yine çamurlu bir matriksle tutturulmuşlardır. Tabaka kalınlıkları 30 - 50 cm arasındadır. Formasyonun ege-men kaya türlerinden olan çamurlar, konglomera ve kumtaşlan arasında kalınlıkları 10 cm - 5 m arasında değişen düzeyler şeklindedir ve büyük bir çoğunlukla çakıllı, kumlu çamur özelliği sunarlar.

Tabanda masife ilişkin tüm kayalçlan açılı uyumsuz örten Sille formasyonu, yanall ve düşey olarak gösel ve volkanik çökellere geçiş gösterir. İnceleme alanında birimin kalınlığı en fazla 100 m civarındadır.

BOZDAĞLAR MASİFİNİN STRATİGRAFİSİ

Çalışma alanında, formasyon içinde herhangi bir fosile rastlanılmamıştır. Görmüş (1984), Kızılören civarında bu formasyon içinde *Protorxy carolinac* Major, *Gazella deperdita* Gaudry, *Sus erymanthus* Roth ve Wagner *Tragocerus amaltheus* Roth ve Wagner, *Prostrepticerus rothundicordis* Weithofes, *Ouis* sp., *Hipparion* sp., *Ictitherium* sp. omurgalı faunasını saptamış ve birime Üst Miyosen - Alt Pliyosen yaşını vermiştir. Bu çalışmada da volkanitlerde yapılan radyometrik yaş verileri de (Besang ve diğ., 1977) göz önüne alınarak birimin yaşı Üst Miyosen - Alt Pliyosen olarak benimsenmiştir.

Sille formasyonu, olasılıkla çalışma alanı içinde Orta - Geç Miyosen geçişinde etkinleşen blok faylanmalara bağlı olarak, yükseltelerin eteklerinde çamur ve moloz akmaları, geçici (örgülü ve yer yer olasılıkla menderesli) akarsu çözelleri ile karakterize olan alüvyial yelpaze ve flüvyial çökeller şeklinde gelişmiştir.

Ulumuhsine Formasyonu: Gölsel kireçtaşı ve kırıntılılar şeklindeki bu birim, Göğer ve Kıral (1969) tarafından "Dilekçi formasyonu" içinde incelenmiş ve formasyonun üst düzeylerindeki benzer oluşuklar "Ulumuhsine kireçtaşı üyesi" adlandırılmıştır. Bu çalışmada ise birimin adı Ulumuhsine formasyonu olarak benimsenmiştir.

Ulumuhsine formasyonuna, inceleme alanının kuzeyinde, Eldeş ve Çeşmecik arasında ve güneyinde ise Yeniköy ile Tepeköy çevresinde rastlanılır (Şekil 4).

Formasyonun kayaçlarını kireçtaşı, killi kireçtaşı, marn, çamur, çakıltaşı ve kumtaşı oluşturur.

Formasyonun en yaygın litolojisini kirli beyaz, krem, gri, bej ve san renkli, ince - kalın tabakalı kireçtaşları oluşturur. Kireçtaşları, yaygın olarak onkolitik ve stromatolitik yapılar içerirler ve bazı düzeylerinde bol miktarda tatlı su gastropod ve bivalv fosilleri bulunur. Kil oranının artmasıyla, killi kireçtaşı ve marnlara geçiş gösterirler. Formasyon içindeki çamur ve çamurtaşları kirli beyaz, san, yeşil ve gri renklidirler. Diğer kayaçlar arasında kalmıklıkla 2 cm - 5 m arasında değişir. Çamurlu düzeyler arasında, ince kömürlü seviyelerde rastlanılmaktadır.

Formasyon içindeki kaba kırıntılar, genellikle çamurlu düzeyler arasında değişik kalınlık ve yayılımlarda bulunur. Birimin nispeten alt düzeylerinde izlenen çakıl taşları, mercek ve alt yüzeyleri erozyonel kanallar şeklindedir. Çamur matrisli bu taşların, çakıllan etrafında yer yer stromatolitik sanlımlar izlenir ve olasılıkla gölün kıyı fasiesi ve / veya akarsulann göl içindeki su - altı dağıtıcı kanal dolgular şeklinde gelişmişlerdir. Bileşenlerini terrijen ve formasyon içinden türeme çakıllar oluşturur. Formasyonun göreceli olarak orta ve üst düzeylerinde rastlanılan benzer özellikli çakıltaşı ve kumtaşlarında ise derecelenmeler ile paralel ve çapraz laminasyonlara rastlanılmaktadır. Yer yer slump yapılarının da gözlenebildiği bu düzeylerdeki kırıntılar olasılıkla gölün basen kesiminde turbid akıntılar ile çökeltilmişlerdir.

Alt kesimlerde Sille formasyonu ile uyumlu olan Ulumuhsine formasyonu, bu formasyonun gelişmediği kesimlerde doğrudan temel üzerinde açılı uyumsuz olarak yer alır. Volkanik kayaçlarla yine yanal ve düşey geçişler sunan formasyon, üstten Yürükler formasyonu tarafından temele yakın kesimlerde açılı uyumsuz havzaya doğru ise uyumlu olarak örtülür (Şekil 4 ve 7).

İnceleme alanında bu birim içinde yaş verebilecek fosile rastlanılmamıştır. Göğer ve Kıral (1969) ise bu birim içinde tatlı - su fosilleri saptayarak Pliyosen yaşını elde etmişlerdir. Formasyonun sınır ilişkileri de göz önüne alındığında yaşı büyük bir olasılıkla üst Miyosen - Alt Pliyosen'dir.

Ulumuhsine formasyonunun inceleme alanındaki kalınlığı yaklaşık olarak 500 m civarındadır.

Formasyon, gerek litolojik özellikleri ve gerekse tatlı - su fosil içeriği (Göğer ve Kıral, 1969) ile gölsel bir ortamda çökelmiştir. Buna göre, Orta - Üst Miyosen geçişinde etkinleşen blok - faylanmalara bağlı olarak gelişen kapak havzaların su ile dolması sonucu yöre göl (Konya Gölü, Roberts, 1982) halini almış ve Ulumuhsine formasyonunu oluşturan kayaçlar bu ortamda depolanmıştır.

Küçükmuhsine Formasyonu

Gölsel ve karasal çökellerle yanal ve düşey geçişler sunan yöredeki volkano - tortul istif, Göğer ve Kıral (1969) tarafından "Dilekçi formasyonu" içinde "Küçükmuhsine aglomera üyesi" ve "Erenkaya tüf

üyesi" şeklinde iki bölüme ayrılmış ve adlandırılmıştır. İnceleme alanındaki volkano - tortul istifin tuf ve agiomera şeklinde iki bölüme ayıramayacağı görülmüş ve adlama önceliği ilkesine de uyularak söz konusu oluşuklar Küçükmuhsine formasyonu olarak adlandırılmıştır.

Küçükmuhsine formasyonu, inceleme alanının güneyinde Tepeköy ve çevresinde, kuzeyinde ise Barakmuslu güneyinde yüzlek verir (Şekil 4).

Formasyon, genelde beyaz, gri yer yer pembe renkli tuf, tüfit, volkanik breş ve volkanojen kumtaşı ardalanması şeklindedir. Ayrıca, birim içinde ayırtılamıyacak kalınlıklarda lav arakatküan da bulunur, iyi tabakalanmalı tuf, tüfit ve volkanojen kumtaşlarında paralel ve çapraz laminasyonlar ile derecelenmeler gözlenir. Tüfler mikroskopik olarak litik ve kristal tuf özelliğindedir. Tüfit ve volkanojen kumtaşlarında ise, temelden türeme kırıntılara sıkça rastlanılır. İnceleme alanındaki kalınlığı yaklaşık olarak 250 m civarındadır.

Küçükmuhsine formasyonu karasal Sille ve gösel Ulumuhsine formasyonları ile yanal ve düşey geçişler sunar, bazen de doğrudan masife ait kayaçlar üzerinde yer alır. Sulutaş volkanitleri tarafından kesilen bu birim, sahanın güneyinde Yürükler, kuzeyinde ise Topraklı formasyonu açılı uyumsuz olarak örtülür. Tepeköy'ün kuzey ve batısında ise Gökçeyurt grubu tektonik bir dokanakla Küçükmuhsine formasyonu üzerinde yer alır (Şekil 4 ve 5).

Besang ve diğ. (1977), bölgedeki volkanik ve volkanoklastik kayaçların yaşını K/Ar yöntemi ile 11.95 - 3.35 m.y. arasında saptamışlardır. Üst Miyosen - Alt Pliyosen yaşlı kayaçlarla yanal ve düşey geçişler sunan Küçükmuhsine formasyonun yaşı da bu verilere göre Üst Miyosen - Alt Pliyosen'dir.

Küçükmuhsine formasyonuna ait volkano - klastik kayaçlar, yine Orta - Üst Miyosen geçişindeki faylanmalara bağlı olarak oluşan volkanik püskürmeler sonucu, gerek su - altı gösel, ve gerekse su - üstü karasal ortamda çökelmişlerdir.

Sulutas Volkanitleri

Yörede boyun, dayk ve lav akıntıları şeklinde gözlenen volkanik kayaçlar, Göger ve Kıral (1969)

tarafından, yine "Dilekçi formasyonu" içinde "Sulutas andezit üyesi" olarak adlandırılmıştır. Sadece andezitlerden yapılmayan, söz konusu kayaçlar, bu çalışmada Sulutaş volkanitleri olarak adlandırılmışlardır (Şekil 4 ve 7).

Bölgesel ölçekli çalışmalarda Jung ve Keller (1972) bu kayaçları, andezit, dasit, riyodasit ve riyolit; Ota ve Dinçel (1975) ise andezit ve dasit olarak tanımlamışlardır, ayrıca, ilk kez bu çalışmada, az oranda da bazaltik kayaçların yöredeki varlığı ortaya konmuştur.

Tepeköy'ün doğu ve batısında volkanik boyunlar şeklinde görülen, bu kalkalkali nitelikli (Keller ve diğ., 1977) kayaçlar, taze yüzeylerinde pembe, açık gri, gri yer yer siyah renk tonları sunarlar. Bazen lav akıntıları şeklinde görülen volkanitlerde akma sonucu kıvrılmış primer foliasyonlara ve küresel ayrılmalara rastlanılır. Önceki çalışmalarda ayrıntılı petrografik ve jeokimyasal analizleri gerçekleştirildiği için, inceleme alanında bu birimin sınırlarının belirtilmesi ile yetinilmiştir.

Barakmuslu doğusunda (6 E) çok dar bir alanda izlenen bazaltlar, Sille formasyonu ile Küçükmuhsine formasyonu arasında lav akıntısı şeklindedir. Kahverengi ayrışma yüzeyli bazaltlar, taze yüzeylerinde koyu gri ve siyah renklidir. Konya batısında, Ulumuhsine köyünün kuzeyinde (Saha dışı) daha yaygın olarak izlenen bazaltlar, bu kesimde yastık lav özelliği sunarlar (1. Seymen, 1993, sözlü görüşme). Bazaltlardan alınan örneklerde, bunların hiyalopolitik dokulu oldukları ve kayacın, yassı - prizmatik, öz şekilsiz plajioloklas; uzun prizmatik, yan öz şekilli, tipik eğik sönmeli klinopiroksen (büyük bir çoğunluğu ojit, diğerleri pijeyonit veya diyopsit); ortopiroksen, biyotit, çok az olivin oluşturur. Kayacın hamur fazı ise volkanik cam, plajioloklas ve piroksen mikrolitlerinden ibarettir.

Besang ve diğ. (1977), Sille civarı ile Erenlerdağ ve Alacadağ civarındaki kayaçların mutlak yaşını 11.95 - 3.35 m.y. arasında belirlemiştir.

Yürükler Formasyonu

Dilekçi grubunun en üst birimini oluşturan ve ilk kez bu çalışmada ayrılmış konglomera ve çamur ardalanması şeklindeki istif, Yürükler formasyonu olarak

BOZDAĞLAR MASİFİNİN STRATİGRAFİSİ

adlandırılmıştır (Şekil 4 ve 7). Yürükler formasyonuna, inceleme alanının güneyinde Derbent ile Tepeköy arasında; ve inceleme alanının kuzeybatısında Eldeş doğusunda rastlanılır (Şekil 4).

Formasyonun litolojilerini genelde kızıl, kahve, yer yer kirli beyaz ve gri renkli konglomera, çakıllı çamur, çakıllı - kumlu çamur ve çamurlar oluşturur.

Konglomeralann bileşenlerini ince çakıl ve blok boyutlu masiften türeme her tür malzeme ile, Ulumuhsine formasyonu ve Sulutas volkanitlerinden türeme kayaç parçalan oluşturur. Blokların boyutu yer yer 2 m'ye kadar varmaktadır. Bağlayıcıları yine kumlu - çamurlu bir matrikstir. Çamurlu düzeylerin kalınlıkları 10 m'ye kadar varabilmekte ve bu çamurlar arasında yüzer vaziyette çakıl, blok ve kum boyutu kırıntı içeren düzeyele rastlanılmaktadır. Formasyonun kalınlığı yaklaşık olarak 350 m dolayındadır.

Yürükler formasyonu masife yakın kesimlerde, Üst Miyosen - Alt Pliyosen yaşlı gösel ve volkanik birimleri açılı uyumsuz olarak örterken, temel ile olan sınırından uzaklaşıldıkça bu birimlerle uyumludur ve yer yer yanal ve düşey geçiş gösterir. Üstte ise benzer özellikli kayaçlardan yapıllı Topraklı formasyonu tarafından açılı uyumsuz olarak örtülür. Dilekçi grubunun nispeten üst seviyelerinde yer alan bu formasyonun yaşlı büyük bir olasılıkla Alt Pliyosen'dir.

Yürükler formasyonunun gerek litolojik özellikleri gerekse geometrisi bu birimin moloz ve çamur akmaları şeklinde gelişmiş alüviyal yelpaze ve olası örgülü akarsu çökellerinden oluşmuş bir alüviyal karmaşık (Selley, 1976) niteliğinde olduğunu gösterir. Buna göre büyük bir olasılıkla Erken Pliyosen esnasında etkinliğini sürdüren faylanmalara bağlı olarak gelişmiştir. O nedenle tektonikçe aktif kesimlerde deforme olan gösel ve volkanik birimleri açılı uyumsuz örterken, faylı kesimlerden uzaklaşıldıkça daha az deforme olan ve göl seviyesine bağlı olarak çökelimini sürdüren kayaçlarla geçişli olarak gelişmiştir. Yine aynı zaman aralığında gölün regressif dönemine (Roberts, 1982) geçilmiş ve faylanmalarla yükselmiş kesimlerde yüzeyleyen gerek masife, gerekse Dilekçi grubuna ait diğer formasyonlardan türeyen kırıntıların hızla aşınması ve depolanması ile gölün suyu ile kaplı alanlar hızla doldurmuştur. Sonuçta faylanmalara ve/veya ik-

limsel değişimlere bağlı olarak inceleme alanında gösel çökelim sonlanmıştır.

Topraklı Formasyonu:

Alüviyal karmaşık niteliğindeki çökellerden oluşan ve onun ile benzer özellikli Yürükler formasyonunu açılı uyumsuz olarak örten istif, Doğan (1978) tarafından "Topraklı konglomerası" olarak adlandırılmıştır. Sadece konglomeralardan yapıllı olmayan söz konusu birim, bu çalışmada adlama önceliği ilkesine de uyularak Topraklı formasyonu olarak adlandırılmıştır (Şekil 4 ve 7).

Topraklı formasyonu, özellikle inceleme alanının kuzey kesimlerinde Eldeş ve Demiroluk arasında yaygın olarak yüzlek vçrir (Şekil 4).

Birimin litolojileri, karakteristik kırmızı, kahve ve gri renkli konglomera, çamur, çakıl ve kum ile az oranda kalış düzeylerinden oluşur. Konglomeralar poli-jenik ve heterojen konglomeralar olup, üstünde yer aldıkları tüm birimlerden gereç almışlardır. Temele yakın kesimlerde iyi tutturulmuş olan konglomeralar, düzlüklere doğru gevşek dokulu çakıl, kum ve çamur depolarına geçiş gösterirler, Formasyonun yaygın diğer bir litolojisini oluşturan çamurlar yer yer yumru, yer yer de lamine kalış oluşumları içerirler. Birimin maksimum kalınlığı 125 m'dir.

Topraklı formasyonu, kendinden yaşlı tüm birimleri açılı uyumsuz olarak örter. Ayrıca, bu formasyon bir yandan genç dere yatakları tarafından aşmđınlmakta, diğer yandan ise, yükselteli kesimlerden süpürülen kırıntılı desteğinde oluşumunu sürdürmektedir. Bu nedenle formasyonun yaşlı Üst Pliyosen - Kuvaterner olarak düşünölmüştür.

Alüvyon

İnceleme alanının en genç çökellerini derelere bağlı olarak gelişmiş gevşek tutturulmuş alüvyonlar oluşturur. Temelden türeme her türlü kırıntıyı bünyesinde bulunduran bu birim, kötü boylanmak blok, çakıl, kum, silt ve kil boyutlu tanelerden oluşmuştur ve Güncel yaşlıdır (Şekil 4 ve 7).

SONUÇLAR:

Bu çalışmada ılgin, Kadınhanı ve Derbent (Konya) ilçeleri arasında yaklaşık 400 km²lik bir alanın

jeoloji haritası hazırlanarak, ilk kez yörede tektonostratigrafik açıdan farklı birliklerin bulunduğu ortaya konulmuştur. Tepeköy - Güneypınar napı boyunca allohton Ladik metamorfileri altında yüzlek veren Üst Permiyen - Alt Kretase yaşlı Gökçeyurt grubu yörenin otokton ya da paraotokton konumlu topluluğunu oluşturmaktadır. Gökçeyurt grubu, dar bir örtü koridoru ile ayrıldığı Sultandağlan Masifi'nin Permo - Karbonifer (Demirkol 1977, Eren 1991 a) veya Triyas - Kretase yaşlı (Öztürk, 1987) birimler ile hem litolojik özellikleri açısından, hem de tektonik öyküsü açısından (Eren 1990, 1991 b ve 1993 c) benzerlikler sunmaktadır. Tepeköy - Güneypınar napının güneyinde, Kızılören ve Lorasdağı civarında, Ladik metamorfilerine ilişkin Permiyen öncesi oluşukların Gökçeyurt grubu altında görülmemesi, (Göğer ve Kırıl, 1969), aynı şekilde benzer fasiyesli oluşukların Sultandağlan Masiffinde de izlenilmemesi söz konusu tektonik sınırın bölgesel ölçekli bir gidiş sergilediğini ortaya koymaktadır. Buna göre, inceleme alanındaki Gökçeyurt grubu Okay'ın (1984) tanımladığı Ayon zonu; Ladik metamorfileri ise Tavşanlı zonu'na büyük bir olasılıkla karşılık gelmektedir. Ancak, Konya kuzeyinde, söz konusu iki zonu ayıran sınır, Okay'ın (1986) gösterdiği teorik olarak çizilmiş sınıra değil, bu çalışmada ortaya konan Tepeköy - Güneypınar napına karşılık gelmektedir. İnceleme alanında Gökçeyurt grubunun görünür en alt birimini oluşturan Üst Permiyen (Murgabiyen) yaşlı Derbent formasyonu yanall ve düşey olarak Üst Permiyen - Üst Triyas yaşlı Aladağ formasyonuna geçiş göstermektedir. Aladağ formasyonu ilk kez bu çalışmada haritalanan ve adlanan Mekeçal, Kırankaya, Aratepe üyeleri ile Çakıllıkoyak olistolitleri ve Değirmenlik metabazitine ilişkin kayaçların bünyesinde barındırmaktadır. Üst Permiyen - Üst Triyas yaşlı Aladağ formasyonu içindeki türbiditik ve olistostromal düzeyler ile metabazit arakatlı, büyük bir olasılıkla Orta Toroslarda izlenen riftleşme (Özgül 1976 ve 1984) veya Anatolid - Torid Platformunun parçalanması (Şengör ve Yılmaz 1981) ile ilişkili blok - faylanmalar sonucu gelişmiştir. Ayrıca, Aladağ formasyonunun kaba kırıntılarının bileşenleri arasında, kendi kayaçlarının geçirdiğinden daha yüksek dereceli metamorfik kayaç kırıntılarının bulunması, bölgede kesinlikle Triyas öncesi metamorfik bir kaynak bölgenin varlığını da orta-

ya koymaktadır. Yine bu çalışma ile, inceleme alanında ilk kez Üst Miyosen - Kuvaterner sürece ilişkin örtü oluşuklarının uygun bir bölümlendirilmesi gerçekleştirilmiş ve gerekli görülenlerde yeniden adlamaya gidilmiştir. Dilekçi grubuna ait Sulutas volkanitleri içinde yine ilk kez bu çalışmada tanımlanan bazaltların varlığı, yörede Üst Miyosen - Pliyosen sürecindeki volkanizmanın zaman zaman bazik bileşimli lavlar çıkardığını belgelemektedir.

KATKI BELİRTME

Yazar, saha ve büro çalışmalarında yardımlarını esirgemeyen Sayın Prof. Dr. İhsan SEYMEN'e, paleontolojik tayinleri gerçekleştiren MTA Genel Müdürlüğü Paleontoloji Servisinden Sayın Meserret BAYDAR, Dr. Zeki DAĞER, Erol ÇATAL ve Fahrettin ARMAĞAN'a en içten teşekkürlerini sunar.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Besang, C, Eckhardt, F.J., Harre, W., Kreuzer, H. ve Müller, P., 1977, Radiometrische Altersbestimmungen an Neogenen eruptivgesteinen der Türkei, Geol. Jb., B25, 3 - 36.
- Brennich, G., 1954, 1/100.000 ölçekli genel jeolojik harita izahnamesi, Akşehir (90 - 1, 2, 3, 4) ve Iğın (91/1 ve 91/3) Paftaları, M.T.A. Derleme Rap. No: 2514 (Yayınlanmamış).
- Demirkol, C, 1977, Yalvaç - Akşehir dolayının jeolojisi, Doçentlik tezi, S.Ü. Yerb. Böl., Konya, 114s. (yayınlanmamış).
- Demirkol, C, 1982, Yalvaç - Akşehir dolayının stratigrafisi ve Batı Toroslarla deneştirimi, TMMOB Jeoloji Mühendisliği Derg., 14,3 -14.
- Demirtaşlı, E., Turhan, N., Bilgin, A. Z. ve Selim, M., 1984, Geology of the Bolkar mountains, International Symposium on the Geology of The Taurus belt., M.T.A. Publ., Ankara, 125 -142.
- Doğan, A., 1975, Sızma - Ladik (Konya) civa sahasının jeolojisi ve maden yatakları sorularının incelenmesi, Yüksek Lisans Tezi, İ.Ü. Fen Fakültesi, 40 s. (yayınlanmamış).

BOZDAĞLAR MASİFİNİN STRATİGRAFİSİ

- Eren, Y., 1990, Engilli (Akşehir) ve Bağkonak (Yalvaç) köyleri arasında Sultandağları Masifi'nin tektonik özellikleri, Türkiye Jeol. Bült., 33/1, 39 - 50.
- Eren, Y., 1991 a, Engilli (Akşehir) - Bağkonak (Yalvaç) arasında Sultandağları Masifi'nin stratigrafisi, Ahmet ACAR Jeolojisi Sempozyumu Bildiriler, Adana, 83 - 92.
- Eren, Y., 1991 b, Akşehir güneyinde Sultandağları Masifi metatortul kılıfının mesoskopik tektoniği, A.Ü. İsparta Müh. Fak. Dergisi, 6,55 - 68.
- Esen, Y., 1993 a, Eldeş - Derbent - Tepeköy - Söğütözü (Konya) arasının Jeolojisi, Doktora Tezi, S.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü, Konya, 224 s. (yayınlanmamış).
- Esen, Y., 1993 b, Konya kuzeybatısında Iğın Kadınhanı güneyinin stratigrafisi, 46. Türkiye Jeoloji Kuruluşu, Bildiri Özleri, s. 72.
- Eren, Y., 1993 c, Konya kuzeybatısında Bozdağlar Masifi'nin yapısal özellikleri, 46. Türkiye Jeoloji Kurultayı Bildiri Özleri, s. 27.
- Göğer, E. ve Kırıl, K., 1969, Kızılören dolayının jeolojisi, M.T.A. Rapor No: 5204 (yayınlanmamış).
- Görmüş, M., 1984, Kızılören (Konya) dolayının jeoloji incelemesi, Yüksek Lisans Tezi, S.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü, Konya, 67 s., (yayınlanmamış).
- Güzel, A., 1983. Sarayönü - Kadınhanı (Konya) dolayının hidrojeoloji incelemesi. S.Ü. Müh. Mim. Fakültesi Jeoloji Müh. Böl., Doktora Tezi, Konya, 115 s., (yayınlanmamış).
- Jung, D., Keller, J., 1972, Die jungen vulkanite im raum zwischen Konya und Kayseri (Zentral - Anatolien) Z. Deutsch. Geol. Ges., 123, 503 - 512.
- Keller, J., Jung, D., Burgath, K. ve Wolff, F., 1977, Geologie und petrologie des Neogenen kalkalkali - vulkanismus von Konya Serenler Dağı - Alacadağ Massiv, Zentral - anatolien), Geol. Jb., B25,37-117.
- Ketin, İ., 1966, Anadolunun tektonik Birlikleri (Tectonic Units of Anatolian Asia Minor), M.T.A. Enstitüsü Dergisi, 66,20 - 34.
- Okay, A.I., 1984, Distribution and characteristics of the northwest Turkish blueschistes, In: Robertson A.H.F. and Dixon, J. E., (eds.) The Geological evolution of the Eastern Mediterranean, spec. publ. Geol. Soc. London, 17,297 - 308.
- Okay, A. L., 1986, High - pressure / low temperature metamorphic rocks of Turkey, in Blueschists and eclogites, The Geol. Soc. of Amer, Mem. 164,338-348.
- Ota, R., Dinçel, A., 1975, Volcanic rocks of Turkey, Bull. Geol. Surv. Japon, 26,18 - 45.
- Özcan, A., Göncüoğlu, M.C., Turan, N., Uysal, Ş., Şentürk, K. ve Işık, a., 1988, Late Paleozoic evolution of the Kütahya - Bolcardağ belt, METU Journal of Pure and Appl. Sci., 21, 1/3,211-220.
- Özgül, N., 1976, Toroslar'ın bazı temel jeolojik özellikleri, Türkiye Jeol. Kur. Bült., 19, 65 - 78.
- Özgül, N., 1984, Stratigraphy and tectonics evolution of the central Taurides, International Symposium on the geology of the Taurus Belt., 77 - 90, Ankara.
- Öztürk, E. M., 1987, Of NW - SE trending Sultandağ and Anamasdağ NW of Western Taurides, IGCP Project No: 5, Guide Book, 26 - 34.
- Roberts, N., 1982, Age paleoenvironments and climatic significance of Late Pleistocene Konya Lake, Turkey, Quaternary Research, 19,154 - 171.
- Selley, R.C., 1976, An Introduction to sedimentology, Acad. Press., London, 408 s.
- Şengör, A.M.C., Yılmaz, Y., 1981, Tethyan evolution of Turkey: A plate tectonic approach, Tectonophysics, 75,181-241.
- Üstündağ, A., 1987, Sızma - Kurşunlu - Meydan - Bağrıkurt köyleri arasında Karadağ çevresinin jeolojisi, Yüksek Lisans Tezi, S.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü, Konya, 65 s. (yayınlanmamış).
- Wiesner, K., 1968, konya civa yatakları ve bunlar üzerindeki etüdler, M.T.A. Enstitüsü Dergisi, 70,178 - 213.

ŞAPLICA (Şebinkarahisar - Giresun) ALÜNİT YATAĞININ JEOLJİSİ VE ALÜNİT OLUŞUMUNA KÜKÜRT İZOTOP VERİLERİ İLE BİR YAKLAŞIM

The geology of Şaplıca (Şebinkarahisar - Giresun) alunite deposit and an approach to the genesis of alunite by using sulfur isotope data

İsmet ÖZGENÇ

D.E.Ü. Müh. Fak., Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 35100, Bornova - İZMİR

ÖZ: Şaplıca alünit yatağı Pontid yapısal birliği içinde Şebinkarahisar (Giresun) ilçesinde bulunur. Alünitleşme bölgedeki damar tipi sülfid cevherleşmeleri ile birlikte, yoğun hidrotermal ayrışmaya uğramış üst Kretase yaşlı volkanitler içinde oluşmuştur. Alünit oluşumu üst Kretase birimleriyle sınırlanmıştır. Cevherleşme D - B ve KD - GB doğrultulu düşey faylarla denetlenmektedir. Ancak fayların içi sterilidir. Bu faylar HgSC⁺ bakımından zengin hidrotermal sıvıların çıkış kanallarını oluştururlar. Bu sıvıların yan kayaç konumundaki riyolit ve riyodasitlerdeki K - feldspat mineralleri üzerindeki yoğun kimyasal çözündürme (leaching) etkisi sonucu alünit oluşumu gerçekleşmektedir. K - feldspat psödomorflan içinde alünit + kuvars şeklinde gelişen ornatım biçiminde cevher yerleşimi tipiktir. Alünit oluşumu volkanitler içinde yaygın olarak gelişen ilerlemiş killi ayrışma zonlarının orta kısmında yoğunlaşır. Alünit zonu derine doğru gelişirken, killi ayrışma zonları daha çok yanall yönde gelişmektedir. Kaolinit en yaygın kil mineralidir. Alünit zonu, kaolinit zonu ile sarılmıştır. İlerlemiş killi ayrışma zonunda alünit - kaolinit - silis (kuvars, kalseduan) - pirit - serizit şeklinde gelişen bir mineral topluluğu belirlenmiştir. Yataklanma şekli yan kayacın mineralojik bileşimine bağlı olarak düzensiz yığınlar ve merccekler şeklindedir.

Şaplıca alünitlerinden ve çevresindeki sülfürlü cevher minerallerinden kükürt izotop analizleri yapılmıştır. Alünitler (+ 8,9 ‰ + 10,7 ‰ + 12,8 ‰) çok belirgin olarak ³⁴S bakımından zenginleşmiştir. Sülfidler (-1,3 ‰ - 2,9‰; -5,3‰) ise ³⁴S bakımından belirgin bir fakirleşme göstermektedirler. Şaplıca yöresinde Alünit - Sülfid mineral çiftleri için hesaplanan izotopik ayınlanma faktörleri (a * = 1,007 - 1,018) ve izotopik fark değerleri (A³⁴S = 6,93 - 17,83) ile alünitlerle sülfid mineralleri arasındaki bileşimsel izotopik farklılıklar ve alüniüerin mineraloji - dokusai özellikleri, bunların derin kökenli olduğunu ve mağmatik hidrotermal ortamlarda üretilmiş HgSC⁺ bakımından zengin sıvıların yan kayalar üzerindeki yoğun kimyasal çözündürme (leaching) etkisi ile oluştuğunu göstermiştir.

ABSTRACT: Şaplıca alunite deposit is located near the Şebinkarahisar town (Giresun) within Pontide belt. Alunite mineralization exists at the vicinity of the vein type sulfide deposits. Alunite deposit and part of sulfide veins occur in intensely altered volcanites of late Cretaceous. The alunite deposit is exclusively confined by the volcanites. Alunite mineralization is controlled by E - W and NE - SW trending normal faults which are barren. They form the channel - way of H₂SO₄ rich magmatic hydrothermal fluids. Alunites are produced by the base leaching of phenocrysts (typically alkali feldspar) of rhyolitic and rhyodacitic host rocks. Alunite minerals typically occur as aggregates of bladed or lathlike crystals up to 1 mm. long, replacing alkali feldspar and groundmass, intergrown with quartz. Alunite is locally abundant in the centre of the advanced argillic alteration zones which develop throughout the late Cretaceous volcanites. As the alunite zone develops vertically downward, advanced argillic alteration zone develops laterally outward from the alunite border. Kaolinite is the dominant clay mineral of this extensive alteration type. The alunite zone is ringed by kaolinite

zone. The acid sulfate alteration is typically characterized by a mineral assemblage of predominantly alunite, kaolinite, silica (as quartz and chalcedony), pyrite and sericite. Alunitization is a subset of this advanced argillic alteration.

Sulfur isotope analyses have been performed on monomineralic concentrates from Şaplıca alunites and associated sulfides. The alunites (+ 8,9 ‰ + 10,7 ‰ + 12,8 ‰) are enriched ^{34}S , relative to sulfides (-1,3 ‰; -2,9 ‰; -5,3 ‰) which are depleted in ^{34}S . Calculated isotopic fractionation factors ($\alpha = 1,007 - 1,018$) and isotopic differences ($\Delta A_{34\text{S}} = 6,93 - 17,83$) of associated alunite - sulfide pairs indicate the hypogene origin of alunites. This result is supported by the textural and mineralogical features of Şaplıca alunite deposit. It is most likely that requisite amounts of H_2SO_4 must have been generated by a magmatic hydrothermal environments.

GİRİŞ

Bu çalışmanın amacı, Doğu Karadeniz metallojenik kuşağının batı kısmında, özellikle Şebinkarahisar bölgesinde yoğunlaşan alünit oluşumlarının jeolojik konum ve ortamlarını ayırtlamak ve bunların oluşum mekanizmasına kükürt izotop verileri ile bir yaklaşım yapmaktır. Ayrıca bu çalışma alünit oluşumlarının, aynı bölgede oluşan sülfid yataklarıyla olabilecek genetik ilişkilerini de saha ve laboratuvar verileri ışığında tartışmayı amaçlamaktadır.

Şaplıca alünit yatağı Doğu Karadeniz metallojenik kuşağının batısında bulunur (Şekil 1). Alünit oluşumu yöredeki damar tipi Pb - Zn - Py cevherleşmeleri ile biraradadır. Yatak yöre halkı tarafından 18. yüzyıldan beri işletilmektedir. Yatak ilk kez Tuncalı (1974) tarafından incelenmiştir. Araştırmacı alünit oluşumunun yüzeysel ortamda geliştiğini öne sürmektedir. Taşkın ve Polat (1986) yatağın değerlendirilmesine yönelik çalışmalarında, yatakta % 42 alünit tenörlü 2.435.000 ton görünür rezerv saptamışlardır. Çalapkulu (1982) ve Ayan (1991) bölgedeki polimetallik sülfid cevherleşmeleri üzerinde yaptıkları çalışmalarda, sülfid yataklarının ve Üst Kretase yaşlı volkanitlerde görülen yoğun hidrotermal ayrışmaların, Üst Kretase - Paleosen yaşlı granitoid sokulumlarına bağlı postmağmatik hidrotermal çözeltilerden türediklerini belirtmektedirler.

Alünitleşme H_2SO_4 etkisi ile gelişen ileri derecedeki killi ayrışma ürünlerinden biridir. Alünit, kaolinit, silis (kuvars, kalseduan, opal formları), pirit ve serizit'ten oluşan bir mineral topluluğu ile temsil edilir (Hemley ve Jones, 1964) ve diğer killi ayrışmalardan ayırt edilir. Sülfirik asit etkisiyle oluşan ayrışmalar farklı jeolojik ortamlarda farklı mekanizmalarla gelişebilmektedir (Rye ve Diğer, 1992). Hangi jeolojik ortamda

oluşursa oluşsun, sonuç ürünler aynı ve çoğu kez jeolojik konumlar benzer olduğundan, oluşum ortamlarını ve mekanizmalarını bir diğerinden ayırmak oldukça güçleşmektedir. Diğer taraftan sülfirik asit etkisiyle gelişen ayrışma ortamlarında çoğunlukla sülfid cevherleşmeleri de görülmektedir. Sülfid cevherleşmeleri ile sülfirik asit ayrışmaları arasındaki ilişkiler de ortama göre farklılıklar göstermektedir. Çoğu kez geleneksel jeolojik, mineralojik ve jeokimyasal çalışmalar, oluşum ortamlarının ve mekanizmalarının saptanmasında yeterli olmamaktadır.

Alünit " $\text{KA}_3(\text{SO}_4)_2(\text{OH})$ " bileşiminde olup, OH^- 'in yapısında H ve O, SO_4^{2-} 'un yapısında S ve O olmak üzere dört ayrı kararlı izotop içermektedir. Son yirmi yılda alünit yataklarında yapılan kararlı izotop çalışmaları (Schoen ve Rye, 1970., Jensen ve diğer, 1971., Ohmoto, 1972., Field ve Gustafson, 1976., Cunningham ve diğer, 1984., Rye ve diğer, 1992) sülfirik asit ortamları ve alünit yatakları hakkında önemli ayırtman kriterlerin belirlenmesinde yararlı olmuştur.

YÖRESEL JEOLJİ

Şebinkarahisar bölgesi Pontid yapısal birliği (Ketin, 1966) içinde yer alır ve Giresun ilinin 115 km. güneyinde bulunur (Şekil 1). Kuzey Anadolu Fayı'na komşu olan bölgede esas olarak mağmatik kayalar hakimdir.

Şaplıca alünit yatağı ve çevresinde Üst Kretase yaşlı ayrılmamış volkanitler ve granitoidler ile Eosen yaşlı ojit andezit - bazalt bileşimli lavlar yüzlek vermektedirler (Şekil 2). Granitoid sokulumları ile ilişkili postmağmatik hidrotermal etkinlikler, granitoid ve ayrılmamış volkanitlerde yoğun ayrışmaya neden

ŞAPLICA ALÜNİT YATAĞI

olmuştur. Bu ayrışma granitoidlerde turmalinleşme, hematitleşme, kloritleşme ve silisleşme şeklinde gelişirken, aynılmamış volkanitlerin en alt seviyesini oluşturan riyolit ve riyodasitlerde ilerlemiş killi ayrışma zonları şeklinde gelişmektedir. Bu zonlar aynı zamanda asidik volkanitlerin, Üst Kretase volkanitleri içindeki sınırlarını belirler. İlerlemiş killi ayrışma (advanced argillic alteration) zonları alünit, silis (kuvars ve kalsedon formunda), kaolinit, pirit, ve serizit'ten oluşan bir mineral topluluğu ile temsil edilir. Riyolit ve riyodasiyer mikrolitik porfirik dokulu olup baskın olarak ortoklas, sanidin ve az oranda kuvars, biyotit ve hornblend içerirler. Aynılmamış volkanitlerin orta ve üst seviyelerini oluşturan latit, trakit ve andezitler mikrolitik porfirik ve trakitik dokulu olup başlıca plajiyoklaz ve az oranda K - feldspat, kuvars, biyotit ve amfibol içerirler. Bazaltlar ise hyalopilitik dokulu olup plajiyoklaz mikrolitleri ve camdan oluşan bir hamur içinde plajiyoklaz, piroksen ve olivin fenokristallerinden oluşmuştur. Trakit ve andezitlerde gelişen ayrışmalar daha çok serizitleşme ve diğer killi ayrışmalar şeklindedir.

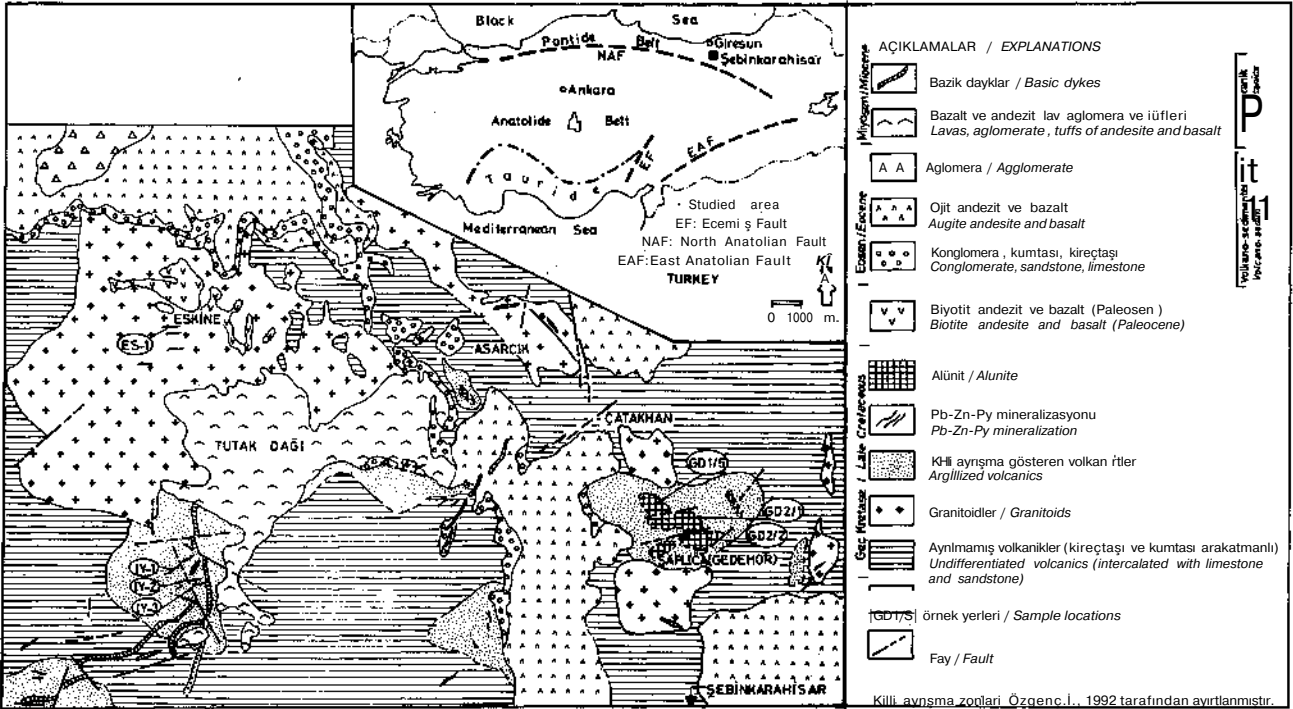
Granitoidler esas olarak granit, kuvars siyenit, monzonit ve siyenit türü kayalarla temsil edilir (Ayan, 1991). Bunlar başlıca kuvars, ortoklas, plajiyoklaz, amfibol ve biyotit içerirler. Apatit, sfen ve manyetit aksesuar minerallerdir. Granitoidler için 62 - 75 m. a (Üst Kretase - Paleosen arası) radyometrik yaşlar saptanmıştır (Pişkin ve diğr, 1993).

Eosen yaşlı ojit andezit ve bazaltlar (Tokel, 1977) başlıca plajiyoklaz ve ojit ile az oranda hornblend ve olivin içerirler. Eosen üzerine gelen andezit ve bazaltlar Miyosen yaşlı olup (Terzioğlu, 1985., Güner, 1991) başlıca plajiyoklaz ve piroksen ile az oranda olivin ve amfibol içerirler.

Üst Kretase yaşlı volkanitlerde ve granitoidlerde görülen cevherleşmeler ve hidrotermal ayrışmalar, bunları üstleyen Eosen ve Miyosen Volkanitlerinde görülmemektedir.

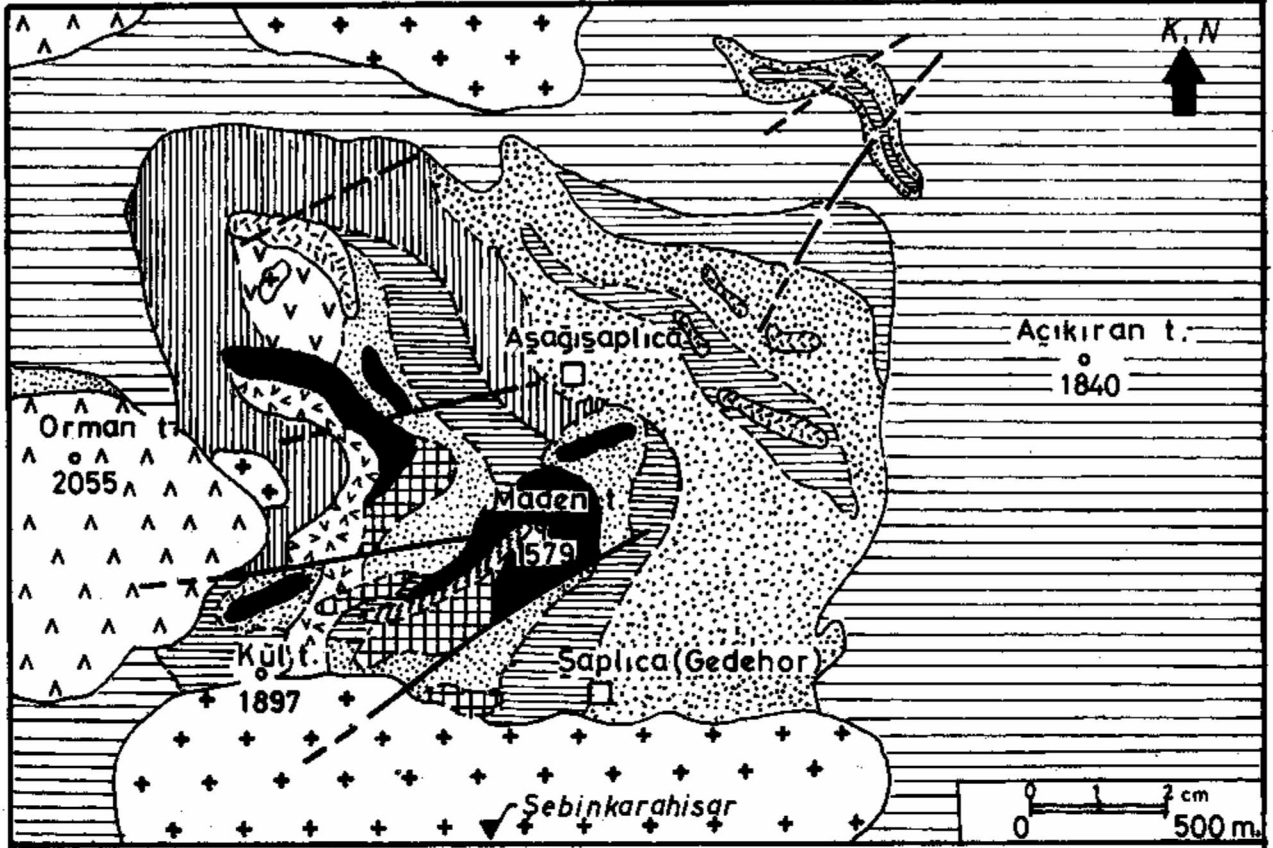
ŞAPLICA ALÜNİT YATAĞI

Şaplıca alünit yatağı, yöredeki üst Kretase yaşlı



Şekil 1. Şebinkarahisar bölgesi genel jeoloji haritası (Ayan, 1991'den değiştirilerek) ve örnek yerleri

Figure 1. General geologic map of Şebinkarahisar area (Modified from Ayan, 1991) and sample localities.



AÇIKLAMALAR/EXPLANATION

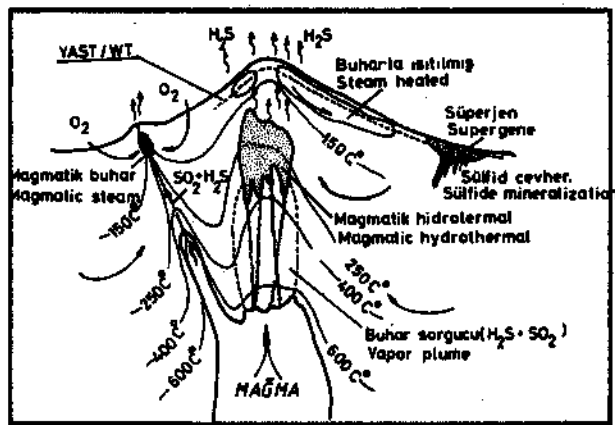
△ △	Bazalt, ojit andezit / Basalt, augite-andesite	
	Yoğun alunitleşmiş riyolit (Alunit kayası) Intensely alunitized rhyolite (Alunitic rock)	Alunit zonu
	Orta derecede alunitleşmiş riyolit Moderately alunitized rhyolite	
	Kaolinit / Kaolinite	Kaolinit zonu
	Yoğun kaolenleşmiş riyolitik tuf Intensely kaolinized rhyolitic tuff	Kaolinite zonu
	Limonitleşmiş riyolitik tuf Limonitized rhyolitic tuff	
	Riyolit / Rhyolite	Pirit zonu
	Silisleşmiş riyolit Silicified rhyolite	Pyrrite zone
	Silisleşmiş riyolitik tuf Silicified rhyolitic tuff	
	Silisleşmiş riyodasit Silicified rhyodacite	Silis zonu
	Orta derecede killi ayrışma gösteren riyodasit, dasit tuf Rhyodacitic, dacitic tuff with intermediate argillic alteration	İlerlemiş killi ayrışma/Advanced argillic alter.
	Granitoidler / Granitoids	
	Ayrılmamış volkanikler (bazalt, andezit, trakit, latit) Undifferentiated volcanics (basalt, andesite, trachyte, latite)	

Şekil 2. Şaplıca alunit yatağı jeoloji haritası

Figure 2. Geologic map of Şaplıca alunite deposit

ŞAPLICA ALÜNİT YATAĞI

ayrılmamış volkanitlerin alt seviyesini oluşturan riyolit ve riyodasit bileşimli lav ve piroklastikler içinde oluşur. Yatağın çevresinde Üst Kretase - Paleosen yaşlı granitoid sokulumlarına bağlı olarak gelişen çok sayıda damar tipi ekonomik Pb - Zn cevherleşmeleri bulunmaktadır (Ayan, 1991), Alünit oluşumları ve sülfid cevherleşmeleri üst Kretase birimleri ile sınırlanmıştır. Alünit oluşumu yörede yaygın olarak görülen ilerlemiş killi aynışma zonlarının merkezlerinde oluşur (Şekil 1). Ancak bu zonlar sülfid yataklarının çevresinde gelişmişse burada alüniHeşme görülmemektedir. Killi aynışma zonlarının sınırları asidik, ortaç ve bazik bileşimli kayalardan oluşan ayrılmamış volkanitler içindeki asidik volkanitlerin sınırlarını belirlemektedir. Yöredeki en önemli alünit yatağı Şaplıca köyünün hemen kuzeyinde bulunur. Yataktaki alünit oluşumu D - B ve KD-GB doğrultulu düşey faylarla denetlenmektedir. Bu kırık sistemlerinin içi sterildir. Bunlar alünit oluşumunu sonuçlayan hidrotermal çözeltilerin çıkış kanalları oluşturmaktadır. Fay zonlarından dış doğru alünitleşme, kaolenleşme, piritleşme, silisleşme sırasıyla gelişen bir aynışma zonlanması belirlenmiştir (Şekil 2). Alünit zonu derine doğru gelişirken, kaolinit,

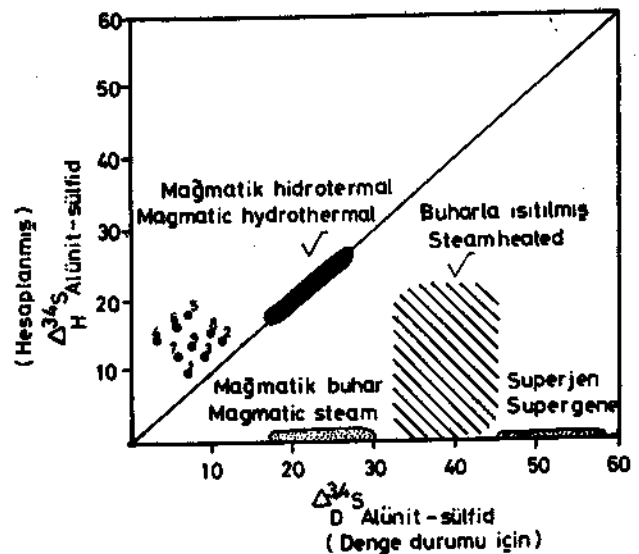


Şekil 3. H_2SO_4 etkisiyle oluşan ayrışma ortamları ve muhtemel $HgSC^$ üretim mekanizmalarını gösteren şematik kesit (Henley ve Ellis, 1983., ve Rye ve diğr, 1992'den değiştirilerek).

Figure 3. Schematic diagram showing the environments of $HgSC^$ alteration and possible mechanisms of the generation of H_2SO_4 (Modified from Henley and Ellis, 1983., and Rye et al, 1992).

pirit ve silis zonları yanall yönde gelişmektedir. Alünit zonu 200 m. derine kadar izlenebilmektedir, ilerlemiş killi aynışma zonu, orta derecede killi aynışma zonuna dereceli geçiş gösterir. İlerlemiş killi aynışma zonu alünit, kaolinit, pirit, silis (kuvars ve kalseduan formları) ve serizit'ten oluşan bir mineral topluluğu ile temsil edilir. Alünit mineralleri tipik olarak ince yassı prizmatik kristaller halinde kalseduan ile birlikte yan kayadaki K - feldspat fenokristallerinin özçekillerini yansıtan küçük boşluklarda ve hamurda agregatlar şeklinde ornatım yoluyla oluşmaktadır. Alünit kristalleri maksimum 1 mm uzunluktadır. Alünit oluşumu kriptokristalin ince damarcıklar halinde yan kayacın çatlaklarında ve sıvama şeklinde kırık yüzeylerinde de gelişmektedir.

Alünit oluşumu yan kayacın ilksel mineralojik bileşimine bağlılık göstererek yersel olarak yoğunlaşır. Bu nedenle yatağın geometrisi değişkendir. Genel ola-



Şekil 4. Şaplıca yöresinde alünit - sülfid mineral çiftleri için hesaplanmış $A^{34}S$ değerlerinin tipik hidrotermal sistemlerle (Rye ve diğr, 1992) karşılaştırılması (mineral çiftlerine ait örnek numaraları Tablo 2'de görülebilir).

Figure 4. Comparison of the calculated $A^{34}S$ values with the typical hydrothermal systems (Rye et al, 1992) (for sample numbers of mineral pairs, see Table 2)

rak düzensiz yığınlar ve mercekler şeklinde görülür (Şekil 2). Şaplıca alünit yatağında % 42 alünit tenörlü 2.435.000 ton görünür rezerv belirlenmiştir (Taşkın ve Polat, 1986).

Yöredeki alünit oluşumlarının çevredeki çok sayıda sülfid cevherleşmeleri ile aynı ortamda bulunması, bu her iki oluşumun Üst Kretase birimleri ile sınırlanması ve bunları üstleyen Eosen ve Miyosen birimlerinde alünitleşme ve sülfid cevherleşmelerinin görülmemesi, bu iki oluşumun jenetik ilişkisini ortaya koymaktadır. Gerek alünit oluşumları gerekse de sülfid cevherleşmeleri, yöredeki Üst Kretase - Paleosen yaşlı granitoid sokulumlarına bağlı olarak veya bu sokulumların ısı etkisiyle gelişen hidrotermal etkinlikler sonucu oluşmaktadır.

SÜLFİRİK ASİTLİ (H₂SO₄) AYRIŞMA ORTAMLARI VE ALÜNİT OLUŞUMUNA İLİŞKİN JEOLJİK SINIRLAMALAR:

Deneyisel çalışmalar (Hemley ve diğr, 1969) ile termokimyasal değerlendirmeler (Knight, 1977), sülfirik etkisiyle oluşan ayrışmaların ve bu ayrışma ürünlerinden biri olan alünit oluşumunun, yüksek oranda H₂SO₄ derişimine sahip sıvıların 400 C° ve altındaki sıcaklıklarda yan kayaçlar üzerindeki yoğun kimyasal çözüldürme (leaching) etkisi ile gerçekleştiğini ortaya koymuştur. Bu oluşumda düşük pH, yeterli oksidasyon ve sülfat aktivitesi gereklidir. Gerekli HgSC⁺ maden yatakları ile ilgili dört tip ortamda farklı mekanizmalarla üretilmektedir (Rye ve diğr, 1992). Bu ortamlar;

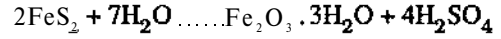
- Yüzeysel ortamlar (süperjen)
- Buharla ısıtılmış ortamlar (aktif veya fosil jeotermal alanlar)
- Mağmatik hidrotermal ortamlar
- Doğrudan magmadan türeyen SO₂ gazlanca zengin buharların etkili olduğu ortamlar (Şekil 3).

Yüzeysel ortamlar dışındaki ortamlar, genel anlamda derin ortamlardır ve bu ortam içindeki fiziko - kimyasal farklılıkları belirtirler. Bu ortamlar genel olarak asit ve ortaç bileşimli mağmatik kayaç toplulukları çevresinde gelişir.

Yüzeysel ortamlar (süperjen)

Bu ortamlarda gerekli sülfirik asit, primer

sülfidlerin, özellikle piritin atmosferik koşullarda oksidasyonu ile üretilmektedir. Bu üretim için oluşan kimyasal reaksiyon klasik olarak;

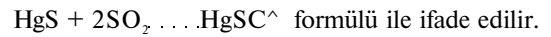


formülü ile ifade edilir. Bu reaksiyon tek yönlü bir reaksiyondur. Burada oluşan ayrışma ürünleri alünit, kaolinit, halloysit, allofan ve jarosit'tir. Ortamda bulunan birincil sülfidlerin türüne göre oksidasyon kuşağı içinde malakit, azurit, serüzit ve simitsonit gibi ikincil mineraler de gelişebilir.

Birincil sülfid minerallerinin yüzeysel koşullarda oksidasyonu ile alünit oluşumu anında kükürdün izotopik ayrılma faktörü $\alpha = 0$ değerindedir. Bu nedenle oluşan alünitlerin 8^{34}S değerleri, birincil sülfidlerin 8^{34}S değerleri ile aynıdır (Field, 1966).

Buharla ısıtılmış ortamlar

Bu ortamlar hidrotermal sistemlerin üst bölümleridir. Ayrışma ürünleri yüzeysel ortamlannkiyle aynıdır. Ancak bu ayrışma zonlanm altında genellikle sülfid cevherleşmesi ydktur (Henley, 1985). Gerekli sülfirik asit, sığ derinliklerde kaynama noktasındaki hidrotermal sıvılardan gelen K⁺'in yeraltı su tablası seviyesinde veya hemen üstünde oksidasyonu ile üretilir. Bu reaksiyon;



Bu reaksiyon yüzeye yakın bir seviyede gerçekleştiğinden, oluşum ısısı hiçbir zaman 100 C°den fazla değildir (Rye ve diğr, 1992). Bu suretle sülfat aktivitesi artan meteorik suların yüzeyden derine doğru hareketi ile, sırasıyla alünit, kaolinit ve propilitik ayrışma zonlan gelişir. Bu ortamlar ayrışma zonlanm derine doğru gelişmesi ve oluşum ısılarının düşük olmasıyla mağmatik hidrotermal ortamlardan ayrılanırlar. Bu ortamlarda oluşan alünitlerin 8^{34}S değerleri, varsa ortamdaki birincil sülfidlerin 8^{34}S değerlerine yalandır (Callaghan, 1973., Cunningham ve diğr, 1984).

Mağmatik hidrotermal ortamlar

Bu ortamlar, mağmatik sıcaklığa sahip ve önemli mağmatik bileşenleri içeren sıvıların bulunduğu tüm hidrotermal sistemler çevresinde gelişebilir. Bu ortamlar yoğun sülfidizasyonun geliştiği alünit - kuvars, kaolinit

ŞAPLICA ALÜNİT YATAĞI

- kuvars mineral çiftleri ile tanınan ortamlardır (Hedenquist, 1987., Berger ve Henley, 1989). Bu ortamlarda ayrışma süreçleri kırık sistemlerinin denetimi altındadır. Mağmatik hidrotermal sıvıların yan kayaçlar üzerindeki yoğun kimyasal çözündürme etkisi (leaching) bu ortamlarda en yaygın olarak görülür. Bu tip ortamlarda alünit yataklarının altında daha derin zonlara doğru sülfid zonuuna geçilir. Ancak hiç sülfid cevherleşmesinin görülmediği mağmatik hidrotermal ortamlarda da alünitler oluşabilmektedir (Bove ve diğer, 1988). Bu ortamlarda gerekli sülfirik asit, magmadan türeyen SO₂ gazlarının su buharı sorguçlarıyla üst seviyelere taşınırken t⁺O ve SO₂'in iki ayrı gaz fazına ayrılarak yoğunlaşmalarıyla üretilmektedir (Henley ve Ellis, 1983., Rye ve diğer. 1992). Bu üretim için oluşan kimyasal reaksiyon;

$4SO_2 + 4H^+ \rightarrow 3H_2SO_4 + H^+$ formülü ü ifade edilir.

Bu reaksiyonda sıcaklığın 400 C°'nin altına düşmeye başlamasıyla su buharı basıncına bağlı olarak sistemdeki H₂SO₄ ve SO₂ miktarları artar (Holland, 1965). Hidrotermal çözeltiler içindeki fazla H⁺S yan kayacın demirli minerallerini etkileyerek pirit oluşumuna neden olur.

Mağmatik hidrotermal alünitlerin ⁸³⁴S değerleri, çözeltiler içindeki H₂S/SO₄ oranıyla denetlenir. Bu ortamda oluşan alünitler, sıcaklığa bağlı izotopik ayrımlanma kuramına (Sakai, 1968., Ohmoto, 1972) uygun şekilde, izotop dengesinin kurulma derecesine bağlı olarak ³⁴S bakımından genginleşir. Bu alünitlerin ⁸³⁴S değerleri sülfidlerin ⁸³⁴S değerlerinden büyüktür ve değişken bir dağılım gösterirler.

Doğrudan magmadan türeyen SO₂ gazlarmca zengin buharların etkili olduğu ortamlar

Bu ortamlarda çoktipik olarak damar tipi iri kristalli monomineralik alünitler oluşur. Yan kayaçlarda görülen ayrışmalar, damarların taban ve tavan cidarlarında gelişen birkaç metrelik kaolinitik ayrışma zonlarıyla sınırlıdır. Bu ortamlarda gerekli sülfirik asidin üretim mekanizması henüz tam anlaşılammıştır. Ancak yüksek sıcaklığa sahip mağmatik sıvılardan ani SO₂ gazı boşalımının (degassing) sülfirik asit üretiminde etkili olduğu ileri sürülmektedir (Cunningham ve diğer. 1984). Bu suretle hızla yüzeye ulaşan gazların atmosferik oksijen ile reaksiyonu sonucu gerekli sülfirik asit üretilmektedir.

Bu ortamlarda oluşan alünitlerin ⁵³⁴S değerleri 0 ‰ civarındadır.

ŞAPLICA ALÜNİTLERİNDE VE BÖLGEDEKİ SÜLFÜRLÜ MİNERALLERDE KÜKÜRT İZOTOP ÇALIŞMALARI

İzotop çalışmalarının amacı bölgedeki alünit oluşumlarının ³⁴S değerlerini ortaya koymak ve bu değerleri yatağın ayırtman jeolojik kriterleri ile denestirerek önceki bölümlerde anlatılan alünit oluşum ortamlarına ait jeolojik ve izotopik sınır değerlerle karşılaştırmaktır. Diğer taraftan ortamdaki sülfid cevherleşmeleriyle alünit oluşumları arasında olabilecek jenetik ilişkiyi irdelemek amacıyla da sülfidli cevher örneklerinden de kükürt izotop analizleri yapılmıştır. Çalışma alanı ve çevresinde birçok alünit zuhuru olmasına rağmen bunlardan ekonomik öneme sahip olanı Şaplıca köyündeki alünit oluşumudur. Bu nedenle alünit örnekleri bu yataktan alınmıştır. Yöredeki alünit oluşumları sülfid yataklarının uzağında bulunmaktadır. Yöredeki sülfid yatakları ile alünit oluşumları aynı jeolojik ortamda, aynı zamanda ve aynı granitoyid soku-lumlanna bağlı olarak gelişmektedir. Bu nedenle ortamdaki sülfat - sülfid mineralleri arasında olabilecek ilişkiyi kükürt izotopları açısından da denetlemek ve alünitlerin yüzey veya derin kökenine bir açıklık getirmek amacıyla yörede halen işletilmekte olan İner yaylası ve Eskinne yaylası damarlarındaki pirit, sfalerit ve galen minerallerinden örnekler alınmıştır (Şekil 1). Bölgedeki sülfid cevherleşmeleri üzerinde ayrıntılı çalışmalar yapan Ayan (1991), Şaplıca civarındaki cevherleşmelerin (Asarcık daman hariç) epi - mezotermal evrede oluştuğunu ve damarlardaki sülfid parajenezinin pirit - sfalerit - galen sırasıyla geliştiğini ortaya koymuştur. Bu nedenle sülfid örnekleri parajenezdeki oluşum sırası dikkate alınarak seçilmiştir.

Örneklerin Hazırlanması:

Alünit zenginleştirilmesi: Alünit kayası içindeki mineral boyutları 250 - 1000 mikron arasında değiştiğinden alünitler yakma yöntemi" ile zenginleştirilmiştir. Bu yöntem alünitin izotopik bileşimini bozmadan saf alünit kristalleri elde etme esasına dayanmaktadır. Bu yöntemde uygulanan basamaklar şöyledir:

- 2 kg. alünit kayası 0,5 cm. boyutlarına kadar kırılarak otomatik çeyrekleme ile 1/8'i (125 gr.) alınmıştır.

- Bu malzeme platin kroze içinde 3 saat süreyle 600 C°de yakılmıştır. Yakma sıcaklığı hiçbir zaman 600 C° üzerine çıkmamalıdır. Çünkü bu sıcaklık üzerinde alünit içindeki $Al_2(SO_4)_3$ bozunmaya başlamakta ve SO_2 açığa çıkmaktadır. Bu da alünitin izotopik bileşimini değiştirmektedir.

- Kavrulmuş malzeme desikatörde soğutularak 200 mikron boyutlarına kadar öğütülmüş ve 1 saat süreyle saf su içinde kaynatılarak alünit çözeltiye alınmıştır.

- Bu çözelti çok ince gözenekli süzgeçlerden geçirilerek, içindeki kil ve benzeri askı haldeki partiküllerden temizlenmiştir.

- Berrak alünit çözeltisi hafif ateşte kaynatılarak buharlaştırılmış ve saf alünit kristalleri elde edilmiştir.

»

- Pirit, sfalerit ve galen'in zenginleştirilmesi:

Her üç mineral, damarlardan iri tek kristaller seçilerek alınmıştır. Fırça ile yıkanarak temizlenen kristaller ayrı ayrı 1 - 2 mm boyutlarına kadar kırılarak binoküler altında elle seçilerek ayırtlanmıştır.

Analiz Yöntemi:

Alünit ve sülfid minerallerinin kükürt izotopu analizleri İngiltere Jeolojisi Enstitüsü izotop Laboratuvarında yapılmıştır. Alünitler doğrudan yakma, sülfidler ise bakır oksitle yakma yöntemi ile SO_2 gazına çevrilmiş (Sakai ve Yamamoto, 1966) ve kütle spektrometresinde standart örneklerle birlikte (Canyon Diablo Troilit meteoriti) analiz edilmiştir. Ölçüm hassasiyeti \pm %0 2'dir.

Analiz sonuçlarının değerlendirilmesi:

Analiz edilen alünit ve sülfid örneklerine ait kükürt izotop analizleri sonuçları Tablo Tde verilmiştir. Diğer taraftan sıcaklığa bağlı izotopik ayrımlarına kuramı çerçevesinde alünit - sülfid mineralleri arasındaki kükürt izotopları değişim dengesi, izotopik ayrımlanma faktörü (a^*) sembolü ile gösterilir ve aşağıda verilen formül yardımı ile hesaplanır (Sakai, 1968., Ohmoto, 1972., Rye ve Ohmoto, 1974).

$$\alpha^* = \frac{1 + 8^3 \text{‰ Alünit} / 10^3}{1 + 5^3 \text{‰ S}^3 \text{Sülfid} / 10^3}$$

Aynı ortamda oluşan alünit - sülfid mineral çiftleri arasında sıcaklığa bağlı olarak gelişen kükürt izotopları değişimi sonucunda ortaya çıkan izotopik farklar da (A) sembolü ile gösterilir ve aşağıdaki formülleri hesaplanır (Ohmoto, 1972., Rye ve Ohmoto, 1974., Field ve Gustafson, 1976).

$$A \text{ Alünit-Sülfid} = {}^{34}\text{S Alünit} = {}^{34}\text{S Sülfid} \quad \text{veya}$$

$$A = 1000. \dot{I} n . a^*$$

(a^*) ve (A) değerleri genellikle sınır ilişkisi ve parajenetik ilişkisi olan minerallerde daha sağlıklı sonuçlar vermektedir. Ancak Şaplıca yöresindeki alünit oluşumları ile sülfid cevherleşmeleri aynı jeolojik ortamda, aynı zamanda ve aynı magmatik olaylara bağlı olarak gelişmektedir. Bu nedenle jenetik ilişkileri yadsınamaz. Şaplıca yöresinde farklı noktalarda oluşan ancak aynı yan kayacı paylaşılan örneklerin alünit - sülfid mineral çiftleri için hesaplanan a^* ; A ve toplam 8^{34}S^n_{2s} değerleri Tablo 2'de verilmiştir.

Çizelge - 1. Şaplıca yöresi alüniüerine ve çevresindeki sülfid minerallerine ait kükürt izotop analizleri

Table - 1. Sulfur isotope data of alunites and sulfide minerals of Şaplıca district

Örnek No*	Mineraller	34_s
Sample Number	Minerals	
GD 2/1	Alünit Alunites	+ 8,9
GD 2/2	Alünit Alunite	+ 12,8
GD 1/5	Alünit Alunite	+ 10,7
ES - 1	Galen Galena	+ 1,7
IY - 1	Galen Galena	- 5,3
IY - 2	Pirit Pyrite	- 1,3
IY - 3	Sfalerit Sphalerite	- 2,9

* Örnek yerleri Şekil 1.'de görülebilir.

For sample localities see Figure 1.

ŞAPLICA ALÜNİT YATAĞI

Çizelge 2. Şaplıca yöresinde alünit - sülfid mineral çiftleri için hesaplanan izotopik ayrılanma faktörleri (a^*), izotopik fark ($\Delta^{34}\text{S}$) ve toplam kükürt $\delta^{34}\text{S}_{2\text{s}}$ değerleri

Table 2. Isotopic fractionation factors (a^*), isotopic differences ($\Delta^{34}\text{S}$) and total $\delta^{34}\text{S}_{2\text{s}}$ values of alunite - sulfide mineral pairs of Şaplıca district.

Örnek No. Sample No.	Mineral Çiftleri Mineral Pairs	a^*	$\Delta^{34}\text{S}$	Toplam Kükürt $\delta^{34}\text{S}_{2\text{s}}$
1	Al - Py (GD 2/1 - IY/2)	1,010	9,85	7,60
2	Al - Py (GD 2/2 - IY/2)	1,014	13,90	11,50
3	Al - Py (GD 1/5 - IY/2)	1,012	11,93	9,40
4	Al - Ga (GD 2/1 - IY/1)	1,014	13,90	3,60
5	Al - Ga (GD 2/2 - IY/1)	1,018	17,83	7,50
6	Al - Ga (GD 1/5 - IY/1)	1,016	15,87	5,40
7	Al - Sf (GD 2/1 - IY / 3)	1,012	11,92	6,00
8	Al - Sf (GD 2/2 - IY / 3)	1,016	14,88	9,90
9	Al - Sf (GD 1/5 - IY / 3)	1,014	12,93	7,80

Kısaltmalar / Abbreviations: Al = Alünit / Alunite, Ga = Galen / Galena, Py = Pirit / Pyrite Sf = Sferit / Sphalerite

Şaplıca alünitlerine ait $\delta^{34}\text{S}$ değerleri + 8,9 ‰, + 10,7 ‰; + 12,8 ‰ olarak bulunmuştur. Bu veriler alünitlerin $\delta^{34}\text{S}$ bakımından önemli bir zenginleşme gösterdiklerini ortaya koymuştur.

Diğer taraftan alünitlerin $\delta^{34}\text{S}$ değerleri, deniz suyu içindeki SO_4^{2-} için belirlenen değerlere ($\delta^{34}\text{S} = + 20$ ‰ ; Claypool ve diğr, 1980) göre çok küçük olduğundan, bunların deniz suyu kökenli olmadığı söylenebilir.

Sülfidlere ait $\delta^{34}\text{S}$ değerleri ise + 1,7 ‰ Ue - 5,3 ‰ arasında değişmekte olup $\delta^{34}\text{S}$ bakımından önemli bir fakirleşme gösterirler.

Şaplıca yöresinde alünit - sülfid mineral çiftleri arasında hesaplanan a^* değerleri 1,007 ile 1,018 arasında değişmektedir. Bunlara bağlı olarak hesaplanan $A^{34}\text{S}_{\text{alünit}}$ değerleri de 6,97 ile 17,83 arasında değişmektedir (Tablo 2). Kükürt izotop verilerinin azlığına rağmen 9 mineral çifti için hesaplanan $A^{34}\text{S}$ değerleri bölgedeki alünit - sülfid mineralleri arasında izotopik dengenin tam olarak kurulmadığını göstermektedir. Bunun birkaç nedeni olabilir;

1 - Cevher getirici çözeltilerin redox dengesine ulaşmamış olmaları,

2 - Biri SO_2 bakımından zengin, diğeri H^2S bakımından zengin iki cevherli çözeltilerin karışması

3 - Erken fazda yüksek sıcaklıkta oluşmuş bir izotopik dengesizliğin, alünit ve sülfid minerallerinin oluşması esnasında korunmuş olması şeklinde açıklanabilir.

Şaplıca yöresi için hesaplanmış $A^{34}\text{S}$ değerleri Rye ve diğr. (1992) tarafından önerilen $A^{34}\text{S} / A_{\text{D}}^{34}\text{S}$ diyagramına (Şekil 4) taşındığında, Şaplıca alünitlerinin mağmatik hidrotermal alana düştükleri görülmektedir. Ortamdaki alünit - sülfid çiftleri arasında denge durumuna ulaşılmış olsaydı $A_{\text{D}}^{34}\text{S}$ değerleri, sistemdeki toplam $A^{34}\text{S}_{\text{es}}$ değerlerine yaklaşık eşit olacaktı. Diğer bir deyimle $A_{\text{H}}^{34}\text{S} = A_{\text{es}}^{34}\text{S}$ veya $\Delta_{\text{H}}^{34}\text{S} = A_{\text{D}}^{34}\text{S}$ olmalıdır. Bu durumda değerlerin diyagramdaki 1 : 1 çizgisi üzerinde düşmesi gerekmektedir. Şaplıca yöresi için hesaplanan (a^*) ve (D) değerleri, alünitlerin mağmatik kökenli olduğunu ve alünit - sülfid mineralleri arasında izotopik bir dengesizliğin varlığını ortaya koymaktadır.

YATAĞIN OLUŞUMU:

Yataktaki alüinitleşme D-B ve KD - GB doğrultulu düşey faylarla denetlenmektedir. Bu fayların içi steril olup alüinitleşmeye neden olan hidrotermal çözeltilerin çıkış kanallarını oluşturmaktadırlar. Alüinit oluşumlarına ev sahipliği yapan riyolit ve riyodasitlerin mineralojik bileşimleri de alüinit oluşumu için en uygun köken malzemeyi oluşturmaktadır. Bunlar mikrolitik porfirik dokulu olup % 25 - 30 oranında K - feldspat (ortoklas, sanidin) fenokristalleri içermektedirler. Aynı minerallerin mikrolitleri de hamuru oluşturmaktadır. H₂SO₄ bakımından zengin mağmatik hidrotermal sıvıların bu kayalar üzerindeki yoğun kimyasal çözündürme (leaching) etkisiyle zaman zaman K - feldspatlar tümüyle ayrılmıştır. Küçük yassı prizmatik şekilli alüinit kristalleri, feldspat özsekellerini yansıtan küçük boşluklar içinde silis (kuvars veya kalseduan formunda) ile birlikte kristallenmektedir. Alüinit aynı zamanda kama şekilli küçük kristaller halinde kuvars ile birlikte yan kayaç hamurunda agregatlar şeklinde oluşmaktadır. Alüinit kristallerinin maksimum uzunluğu 1 mm. dir. Alüinitleşme ortamdaki ilerlemiş killi ayrışma süreçlerinden biridir. Alüinit oluşumu bu zonların merkezinde düşey fayların etrafında gelişmektedir. Alüinit zonu derine doğru gelişirken, kaolinit, silis ve piriüleşme zonu yanal yönde gelişmektedir. Alüinit zonu genel olarak kaolinit zonu ile satılmıştır. Pirit zonu tümüyle limonitleşmiştir. Yatağın yapısal, mineralojik ve dokusal özellikleri, alüinitlerin $\delta^{34}\text{S}$, $\delta^{33}\text{S}$ ve $\delta^{32}\text{S}$ değerleri ile birlikte değerlendirildiğinde bunların derin kökenli olduğu ortaya çıkmaktadır Şaplıca yöresinde geniş alanlarda yayılım gösteren ilerlemiş killi ayrışma zonlarında (advanced argillic alteration) alüinit oluşumu görülen zonlarda sülfid cevherleşmesi, sülfid cevherleşmesi görülen zonlarda ise alüinit oluşumu gelişmemektedir. Bu jeolojik konum ile yöredeki alüinit - sülfid mineral çiftleri için hesaplanan izotopik ayrılma ve fark değerleri, alüinit oluşumuna neden olan hidrotermal sıvıların ya farklı kökene veya farklı kimyasal bileşime sahip olduklarını ve farklı kükürt rezervuarlarından beslenmiş olabileceklerini düşündürmektedir.

Hidrotermal ortamlar Rye ve diğer, (1992) tarafından üç farklı ortama ayrılmıştır. Bunlar; 1 - Mağmatik hidrotermal ortamlar, 2 - Buharla ısıtılmış ortamlar (aktif veya fosil jeotermal alanlar), 3 - Doğrudan

magmadan türeyen SO₂ ve H⁺O bakımından zengin buharların etkili olduğu ortamlardır (Şekil 3). Bu aynı her ortam için en belirleyici jeolojik ve fizikokimyasal veriler esas alınarak yapılmıştır. Buharla ısıtılmış ortamlarda üretilmiş H⁺SC⁺ etkisiyle oluşan alüinitlerin $\delta^{34}\text{S}$ değerleri birincil sülfidlerin Mye aynıdır (Rye ve diğer, 1992). Bu ortamlardaki ilerlemiş killi ayrışmalar genellikle dikey zonlanma gösterir. Doğrudan magmadan türeyen buharlarla üretilen H₂SO₄ etkisiyle oluşan alüinitlerin $\delta^{34}\text{S}$ değerleri %0 civarındadır. Bu ortamlarda çok tipik olarak damar tipi iri kristalli alüinitler oluşur. Burada yan kayaç ayrışması yalnızca alüinit damarlarının tavan ve taban çeperlerinde 1 - 2 m. genişlikte bir zon şeklinde gelişir. Mağmatik hidrotermal ortamlarda üretilmiş t⁺SC⁺ etkisiyle oluşan alüinitlerin $\delta^{34}\text{S}$ değerleri birincil sülfidlerinden büyüktür ve belirgin $\delta^{34}\text{S}$ zenginleşmesi gösterirler ve değerlerin dağılım aralığı değişkendir. Bu ortamlarda alüinit zonu dikey önde gelişirken diğer ayrışma zonları yanal yönde gelişir.

Şaplıca alüinit yatağının yapısal, mineralojik ve dokusal özellikleri ile alüinitlerin kükürt izotop verileri derin ortamların jeolojik ve izotopik sınırları ile karşılaştırıldığında Şaplıca alüinitlerinin mağmatik hidrotermal ortamlarda üretilmiş HgSC⁺ bakımından zengin çözeltilerin K - feldspatça zengin yan kayalar üzerindeki kimyasal çözündürme (leaching) etkisiyle oluştuğunu söylemek mümkündür.

SONUÇLAR

Şaplıca alüinit yatağı yöredeki üst Kretase yaşlı volkanitlerin alt seviyesini oluşturan riyolit ve riyodasitlerin içinde oluşur. Alüinitleşme, yörede geniş alanlarda yayılım gösteren ilerlemiş killi ayrışmaların HgSC⁺ etkisiyle oluşan süreçlerinden biridir ve bu zonların merkezinde gelişir. Alüinitleşme D - B ve KD - GB doğrultulu düşey faylarla denetlenmektedir. Fayların içi sterildir. Bu faylar cevherli çözeltilerin çıkış kanallarını oluşturmaktadır. Alüinit zonu bu kırık sistemlerinin denetiminde dikey yönde gelişirken, killi ayrışma zonları yanal yönde gelişmektedir.

Alüinitlerin $\delta^{34}\text{S}$ değerleri ile ortamdaki alüinit - sülfid mineral çiftleri için hesaplanan $\delta^{33}\text{S}$ ve $\delta^{32}\text{S}$ değerleri alüinitlerin derin (hipojen) kökenli olduğunu

ŞAPLICA ALÜNİT YATAĞI

göstermektedir. Alünit oluşumunu sonuçlayan H_2SO_4 bakımından zengin sıvılar, büyük olasılıkla mağmatik hidrotermal ortamda üretilmiştir.

KATKI BELİRTME

Yazar saha çalışmaları sırasında lojistik destek sağlayan Çinkur Genel Müdürlüğü yetkililerine teşekkür eder. Yazar ayrıca kükürt izotop analizlerinin yapılmasına olanak sağlayan İngiltere Jeoloji Enstitüsü, İzotop Laboratuvarı sorumlusu Dr. Baruch Spiro'ya özel teşekkür borçludur.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Ayan, Z., 1991, Şebinkarahisar (Giresun) kuzeybatısındaki Pb - Zn - Cu cevherleşmelerinin mineralojik - jeokimyasal incelenmesi ve kökensel yorumu: D.E.Ü. Müh. Fak. Jeoloji müh. Bölümü., Doktora Tezi, 186 s. (yayınlanmamış), izmir
- Berger, B.R., ve Henley, R.W., 1989, Advances in understanding of epithermal gold - silver deposits, with special reference to the western United States: Econ. Geol., Mon. 6, 405 - 423.
- Bove, D., Rye, R.O., ve Hon, K., 1988, Evolution of the Red Mountain alunite, Lake City, Colorado: Geol. Soc. America Abstracts with programs., v. 20, p. A353.
- Callaghan, E., 1973, Mineral resources potential of Pinte Conty, Utah and adjoining area: Utah Geol. Mineralog. Survey Bull., 102, 135 p.
- Claypool, G.E., Holzer, W.T., Kaplan, I.R., Sakai, H., ve Zock, I., 1980, The age curves of sulfur and oxygen isotopes in marine sulfate and their mutual interpretation: Chem. Geol., 28, 199-260.
- Cunningham, C.G., Rye, R.O., Steven, T.A., ve Mehnert, H.H., 1984, Origins and exploration significance of replacement and vein type alunite deposits in Marysvale volcanic field, west central Utah: Econ. Geol., v. 79, 50-71.
- Çalapkulu, F., 1982, Asarcık (Şebinkarahisar - Giresun) uranyumlu Pb - Zn - Cu cevherleşmesinin incelenmesi: E.Ü. Yerbilimleri Fak., Doçentlik Tezi (yayınlanmamış), İzmir.
- Field, C.W., 1966, Sulfur isotopic method for discriminating between sulfates of hypogene and supergene origin: Econ. Geol., v. 61, 1428 - 1435.
- Field, C.W., ve Gustafson, L.B., 1976, Şulfur isotopes in the porphyry copper deposit at El Salvador, Chile: Aeon. Geol., v. 71, p. 1533 - 1548.
- Güner, S., 1991, Giresun - Şebinkarahisar, Sivas - Suşehri yöresi maden jeolojisi raporu: MTA derleme no. 9248, Ankara.
- Hedenquist, J.W. 1987, Mineralization associated with volcanic related hydrothermal systems in the Circum Pacific basin: Circum Pacific Energy and mineral Resources Conf., 4th, Singapore, abstract, p. 513-524.
- Hemley, J.J., Hostetler, P.B., Cude, A.J. ve Mountjoy, W.T., 1969, Some stability relations of alunite: Econ. Geol., v. 64, p. 599 - 612.
- Hemley, J.J., ve Jones, W.R., 1964, Chemical aspects of hydrothermal alteration with emphasis on hydrogen metasomatism: Econ. Geol., v. 59, 538 - 569.
- Henley, R.W., 1985, The geothermal framework of epithermal deposits: Rev. Econ. Geol., v. 2, p. 1 - 24.
- Henley, R.W., ve Ellis, A.J., 1983, Geothermal systems, ancient and modern; A geochemical review: Earth - Sci. Rev., v. 19, p. 1 - 50.
- Holland, H.D., 1965, Some applications of thermochemical data to problems of ore deposits, II. Mineral assemblages and composition of ore forming fluids: Econ. Geol., v. 60, p. 1101 - 1166.
- Jensen, M.L., Ashley, R.P., ve Albert, J.P., 1971, Primary and secondary sulfates at Goldfield, Nevada: Econ. Geol., v. 66, p. 618 - 626.
- Ketin, I., 1966, Anadolu'nun tektonik birlikleri: MTA Derg., 66, 20 - 35, Ankara

- Knight, J.E., 1977, A thermochemical study of alunite - enargite - luzonite - tennantite deposits: *Econ. Geol.*, v. 72, p. 1321-1336.
- Ohmoto, H., 1972, Systematics of sulfur and carbon isotopes in hydrothermal ore deposits: *Econ. Geol.*, v. 67, p. 551-578.
- Pişkin, Ö., Delaloye, M., ve Fontigne, D., 1993, The geochronology by K/Ar method of the plutonics of Şebinkarahisar area, Giresun - Turkei: In press.
- Rye, R.O., Bethke, P.M., ve Wasserman, M.D., 1992, The stable isotope geochemistry of acid sulfate alteration: *Econ. Geol.*, v. 87, p. 225 - 262.
- Rye, R.O., ve Ohmoto, H., 1974, Sulfur and carbon isotopes and ore genesis; a review: *Econ. Geol.*, v. 69, p. 826-842.
- Sakai, H., 1968, Isotopic properties of sulfur compounds in hydrothermal processes: *Geochem. J. (Japan)*, 2, 29-49.
- Sakai, H., ve Yamamoto, M., 1966, Fractionation of sulfur isotopes in the preparation of sulfur dioxide; an improved technique for precession analyses of stable sulfur isotopes: *Geochem. J. (Japan)*, 1, 35-42.
- Schoen, R., ve Rye R.O., 1970, Sulfur isotope distributions in solfataras, Yellowstone National Park: *Science*, v. 170, p. 1082 -1084.
- Taşkın, C, ve Polat, A., 1986, Giresun ili, Şebinkarahisar ilçesi, Gedehor (Şaplıca) köyü, alünit etüd ve aramalarına ait rapor: MTA derleme no: 4809, ankara.
- Terzioğlu, N., 1985, Reşadiye (Tokat) kuzeyindeki Eosen yaşlı Hasanşeyh plato bazaltlarının mineralojik, petrografik ve jeokimyasal incelenmesi: *C.Ü. Müh. Fak. Yerbilimleri Derg.*, 2, 1,106-133, Adana.
- Tokel, S., 1977, Doğu Karadeniz bölgesinde Eosen yaşlı kalkalkalen andezitler ve jeotektonizma: *TJK Bült.*, 20, 43-54, Ankara.
- Tuncalı, E., 1974, Giresun ili, Şebinkarahisar ilçesi alünit ruhsat sahalarının jeolojik etüdü: MTA derleme no: 5261, Ankara.

GÖRDES NEOJEN HAVZASININ ASİTİK TÜFLERİNDE ZEOLİTLEŞME (HOYLANDİT - KLİNOPTİLOLİT TİP) İLE MEYDANA GELEN KİMYASAL DEĞİŞİMLER

The chemical changes during zeolitization (Heulandite - Clinoptilolite type) of the acidic tuffs in the Gördes Neogene basin.

Fahri ESENLİ

İ. T. Ü., Maden Fakültesi Maslak, İstanbul.

ÖZ: Gördes yakın çevresindeki Neojen havzanın tüfleri hacımlanmış yaklaşık 2/3'lük bölümünde yüksek oranda zeolitli, yayılım alanının kuzeydoğu kenarındaki zonda ise çok az zeolitli ve Zeolitsizdirler. Alt tüfler klinoptilolit, üst tüfler ise höylandit tipte zeolit mineraline sahiptirler ve bu farklılık iki tuf biriminin tüm kaya kimyalarında yansımıştır. Kimyasal elemanların bozulmamış ve zeolitlenmiş kaya gruplarındaki büyüklükleri karşılaştırıldığında, hemen tümünün, az veya çok mobil olduğu anlaşılır. Birincil malzemeden itibaren bazıları tüketilmiş ama sistem içerisinde kalarak zeolitlenme veya diğer alterasyon ürünleri için kullanılmış, Mg ve Ca ise sisteme muhtemelen dışardanda dahil olmuşlardır. Zeolitik olsun veya olmasın, diagenetik bir alterasyona fazlaca maruz kalmamış kayadan büyük oranda zeolitli (höylandit - klinoptilolitli) altere kayaya geçişte SiO₂, Na⁺O, K⁺O kayıpları, Al₂O₃, MgO; CaO, HgO kazançları meydana gelmiştir. Gerek kayıp yönündeki gerekse kazanç yönündeki bu değişimler, höylanditli alterasyonda klinoptilolitli olana göre daha yüksek oranlarda gerçekleşmiştir.

ABSTRACT: The tuffs of Neogene basin around the Gördes Region have high content of zeolite about 2/3 magnitude of their volume and contain less or not in some zones. Zeolite mineral type is clinoptilolite in the lower tuffs and heulandite is present in the upper tuffs. This difference is seen clearly on the whole rock chemistry of two tuff units. The geochemical relations between chemical elements and the quantity of zeolitization were examined and it is found that all the major chemical elements are mobile. Some elements were been liberated from fresh glasses and used again for zeolitization or other alterations in the same system. Although, some of the major elements may have come from out of the system. Lossing of SiO₂, Na⁺ and K⁺O, and gaining of Al₂O₃, MgO, CaO and HgO have been determined when we compared unaltered rock with zeolite - rich rock. These changes show more increasing in both the loss and gain in the heulandite alteration than in the clinoptilolite alteration.

GİRİŞ

Gördes çevresindeki (Şekil 1) Neojen çökellerin tanımı Esenli (1992) ve Esenli ve Özpeker (1993) tarafından verilmiştir. Menderes Masifi'nin kristalen kayaları ve İzmir - Ankara Zonu'na dahil birimler üzerine uyumsuz gelen Neojen istif, altta kaba ve ince taneli (bloktaşı, çakıldaşı, çakıllı kumtaşı, kumtaşı, çamurtaşı) birimlerden oluşan bir flüvyatıl seri ve onun üzerinde kumtaşı, killi - kumlu kireçtaşı, kireçtaşı, çamurtaşı, şeyi, tuf, kumlu tuf litolojilerini içeren volkanoklastik gölsel seriden meydana gelmiştir. Bu üst serinin tüfleri,

altta 85 m., üstte 70 m. en fazla kalınlığa ulaşan iki seviye halindedirler (alt ve üst tüfler) (Şekil 1).

Beyaz, bej, gri, mavimsi yeşil renkli, riyolit - ri-yodasit karakterli tüfler kül ve daha iri boyutlu olduklarında beyaz, sarı, kumlu sarı ve yeşilimsi renklerde pumis parçalıdır. Alt tüfler genelinde kuzeyden güneye boyut ufalmalı, camı, kristal ve yerel olarak litik özellikte, boyutsal açıdan ise toz, kül ve kısmi lapilli tuf geçişli; üst tüfler genelinde de yer yer yüksek altere - silisifiye, camı - kristal, toz - kül tüflerdir. Kuvars, feldspatlar (albit - oligoklaz ve sanidin) ve biotit ortak

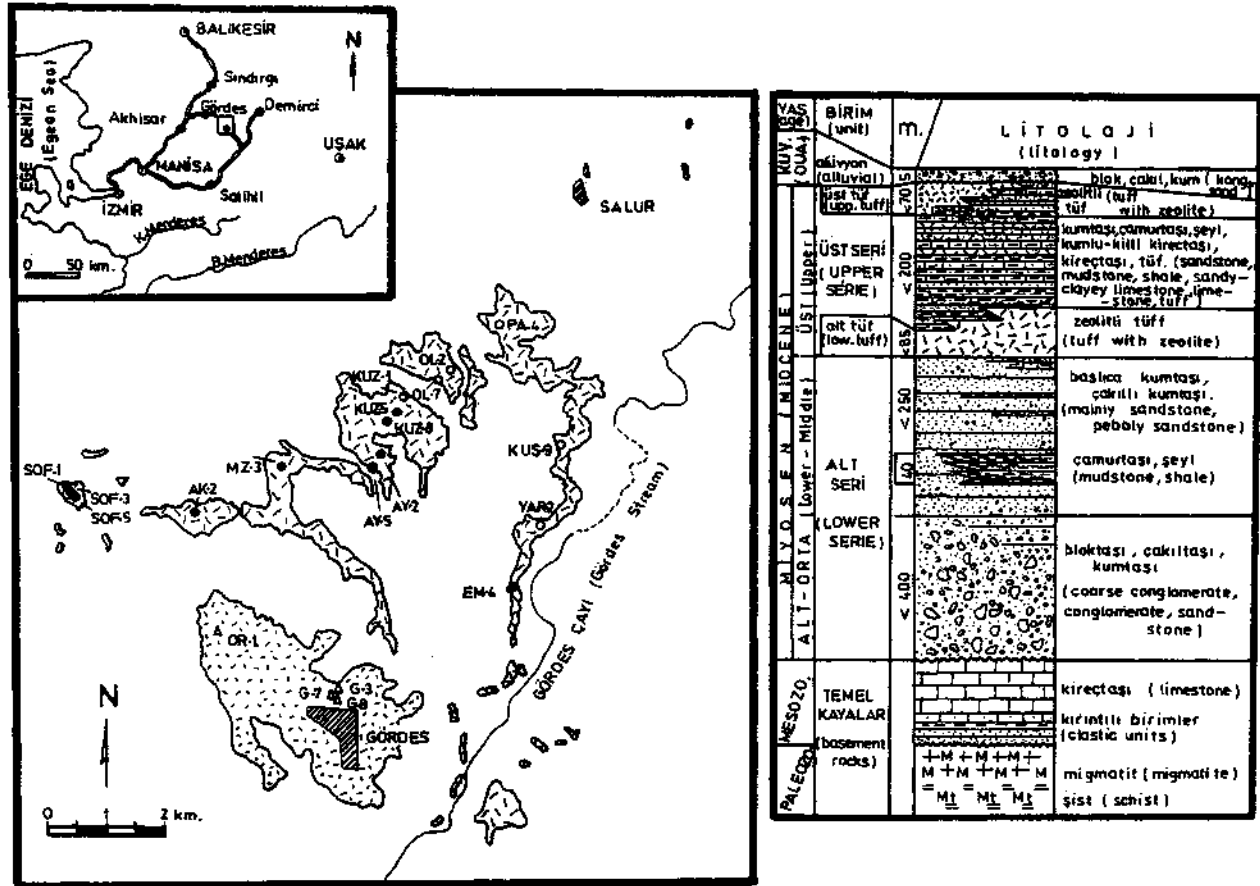
fenokristallerdir. Alt tüfler içinde bol ve bozulmamış cam parçalarından oluşmuş özgün bir zon bulunmaktadır. İki tüf birimi genelindeki otijen mineraller ise zeolitler (başlıca höylandit - klinoptilolit grubu), kil mineralleri (smektitler, illit - seladonit), K - feldspat, silis mineralleri (opal - CT, kuvars) ve karbonatlar (kalsit, dolomitedir.

Bu çalışmada Gördes bölgesindeki tüflerin zeolitleşmesi ana kaya kimyalarından itibaren meydana gelen değişimler açısından incelenmiştir. Tüm kaya içerisindeki zeolit miktarları iç standartlı x - ışınlan kantitatif analiz yönteminin (Brindley, 1980; Snyder ve Bish, 1989) bir uygulaması ile Philips difraktometre, Cu (Ni), Kot radyasyon cihaz ve şartında saptanmıştır

(Esenli, 1992). Tüm kaya kimyasal analizleri ise x - ışınlan floresan yöntemi ile yapılmıştır.

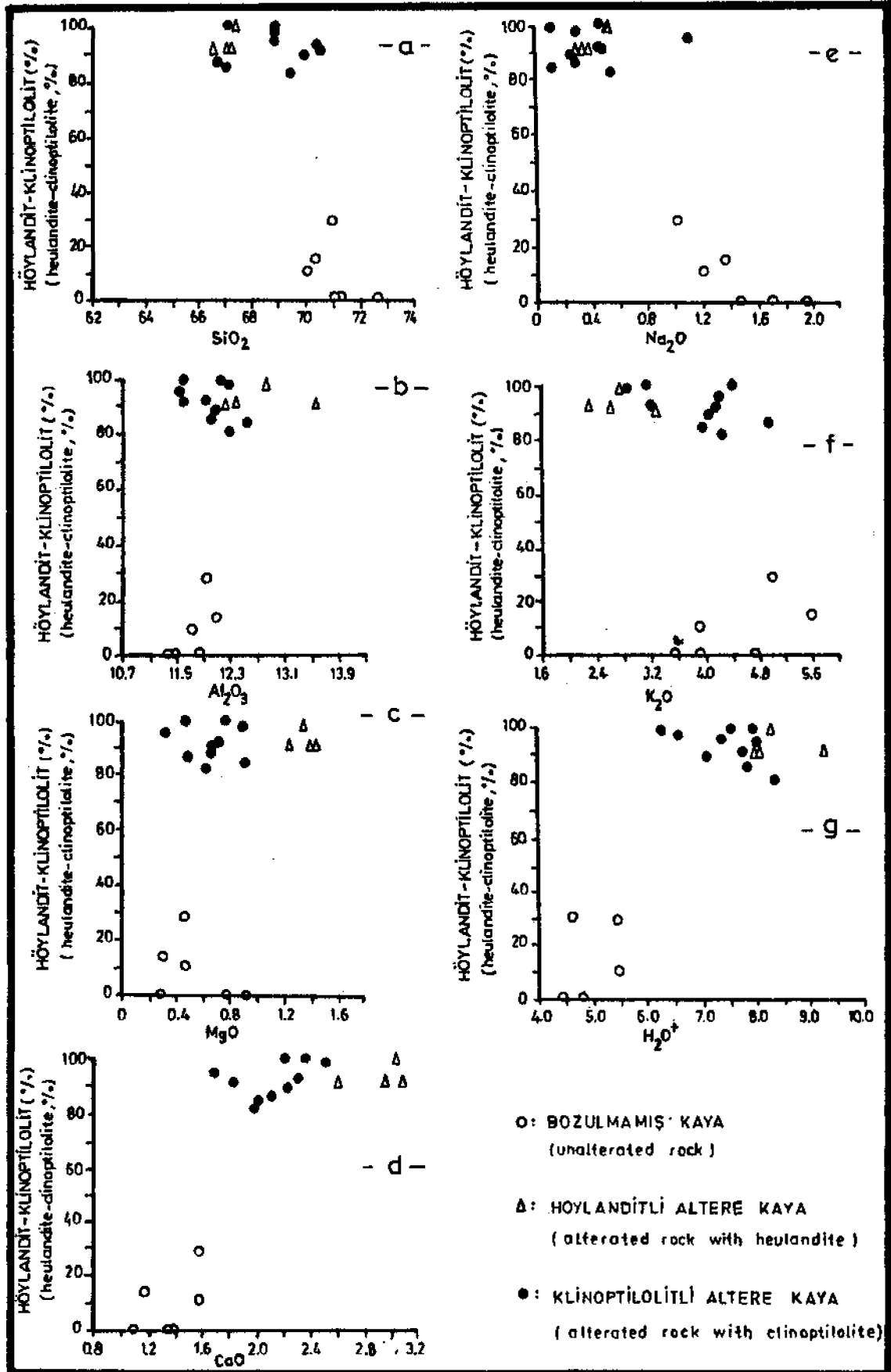
TÜFLERİN DİYAJENETİK ALTERASYONU VE KİMYASI

Alt tüfleri iki kesimde ele almak mümkündür (Şekil 1). Kuzey kesim alt tüfleri yüksek oranda bozulmamış cam parçaları içeren, zeolitik veya diğer bir alterasyona fazlaca maruz kalmamış kayalardır. Güneyde ise yaygın bir zeolitik diyajenez egemen olmuş ve bu kesim kayalarının boşluklarında, cam ve pumice parçalarında ve tüm bağlayıcı malzemelerinde höylandit - klinoptilolit grubu zeolit mineralleri gelişmiştir. Bu



Şekil 1. Çalışma alanının yeri ve alt ve üst tüflerin yayılımı, istif içerisindeki konumları ile örnek lokasyonları (Esenli, 1992'den basitleştirilerek).

Figure 1. Location of the studied area, the outcrops and position in the stratigraphic section of the lower and upper tuffs and sample locations (simplified from Esenli, 1992).



Şekil 2. Tüm kaya içerisindeki, sırasıyla SiO₂ (a), Al₂O₃ (b), MgO (c), CaO (d), Na₂O (e), K₂O (f), H₂O (g) değerlerinin höylandit - klinoptilolit içeriği ile ilişkileri.

Figure 2. The relationships between heulandite - clinoptilolite content and SiO₂ (a), Al₂O₃ (b), MgO (c), CaO (d), Na₂O (e), K₂O (f), H₂O (g) in whole rock, respectively.

Çizelge 1. Alt ve üst tüflerden, hoylandit - klinoptilolit içeriklerine göre seçilmiş bazı örneklerin tüm kaya kimyasal analiz değerleri (%).

Table 1. The whole rock chemical values (%) of some selected samples according to the heulandite - clinoptilolite contents from the lower and upper tuffs.

Birim (unit)	ÖRNEK (Sample)	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	BaO	SO ₃	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	HÖY-KLİ. İÇERİSİ % (Heu-cl. Content %)
Alt Tuf (Low. Tuff)	OL-2	70.31	12.06	0.96	0.09	1.16	0.29	1.35	5.59		0.05	4.59	3.55	30
	OL-7	72.63	11.86	0.97	0.10	1.07	0.78	1.46	3.89		0.04	4.43	2.77	-
	KUŞ-9	70.01	11.73	1.10	0.11	1.56	0.46	1.20	3.90		0.10	5.42	4.41	10
	PA-4	71.26	11.36	1.03	0.10	1.33	0.28	1.69	4.70	0.03	0.03	4.80	3.40	-
	YAR-2	71.02	11.45	1.03	0.10	1.36	0.92	1.94	3.53	0.01	0.04	4.80	3.80	-
	KUZ-1	70.95	11.96	1.05	0.11	1.57	0.46	1.02	4.98		0.05	5.41	2.44	29
	KUZ-5	69.40	12.29	1.08	0.13	1.98	0.62	0.55	4.24		0.04	6.19	3.48	98
	KUZ-8	68.87	11.55	1.10	0.11	1.69	0.32	1.12	4.21		0.09	7.40	3.54	95
	EM-4	66.70	12.04	0.96	0.10	2.10	0.48	0.29	4.97		0.05	7.86	4.45	86
	AY-2	69.09	12.14	0.67	0.10	2.22	0.67	0.29	4.05		0.05	7.08	3.64	89
	AY-5	67.11	12.20	1.14	0.12	2.20	0.48	0.47	4.40		0.06	7.50	4.38	100
	MZ-3	70.38	11.59	0.77	0.11	1.83	0.68	0.48	4.15			6.50	3.45	97
	AK-2	67.05	12.59	1.14	0.11	2.02	0.92	0.13	3.97			8.32	3.75	80
	SOF-1	68.83	11.62	0.53	0.10	2.37	0.77	0.11	3.17		0.04	7.94	4.52	100
	SOF-3	68.76	12.29	0.69	0.11	2.51	0.91	0.30	2.87		0.04	8.01	3.51	95
SOF-5	70.31	11.96	0.74	0.11	2.30	0.72	0.46	3.23		0.04	7.72	2.41	92	
Üst Tuf (Upp. Tuff)	G-3	67.46	12.85	1.24	0.18	3.04	1.35	0.51	2.74	0.11		8.26	2.26	98
	G-7	67.22	12.41	1.55	0.21	3.10	1.41	0.36	2.62	0.07	0.05	8.00	3.00	90
	G-8	66.64	12.24	1.74	0.18	2.60	1.45	0.37	3.32	0.05		8.01	3.40	90
	OR-1	67.33	13.57	0.52	0.13	2.96	1.25	0.32	2.30		0.03	9.29	2.30	90

otijenler kadar olmasada smektit, opat - CT ve K - feldspat açısından zenginleşen zonlarda ayırtdılır. Üst tüfler ise K - feldspat ana bileşenli değişimler hariç tutulduğunda yine yüksek oranda aynı grup zeolit minerallerini içerirler. Gurup mineral tipleri birim hücre kimyasal bileşimler, ısıl kararlılıklar, x - ışınlan difraktogramlarındaki $d = 5.11 \text{ \AA}$ ve $d = 5.24 \text{ \AA}$ yansıma şiddetlerinin farklılıklar ile ortaya konmuş olup (Esenli, 1992), alt tüflerde büyük oranda klinoptilolit, üst tüflerde ise tümüyle hoylandit (hoylandit - 2) tiptedirler.

İki tuf birimi tüm kaya kimyalarında farklılık gösterirler (Çizelge 1). Biri hariç tüm alt tuf örneklerinde $K_2O + Na_2O$ toplamı $CaO + MgO$ toplamından fazla iken üst tuf örneklerinde tersi durum sözkonusudur. Genel olarak üst tüflere ait örnekler daha düşük SiO_2 , K_2O , Na_2O ve daha yüksek Al_2O_3 , CaO , MgO ve H_2O değerlerine sahiptir.

Alt ve üst tüflerin benzer petrografik özellikte olması, bileşimlerindeki farklılığın alterasyon türleri ile ilgili olduğunu gösterir. Bu savı destekleyen veriler bulunmaktadır. Gerek taze gerekse altere kaya grup-

larındaki fenokristaller cins ve oran olarak benzerdir ve tüm kaya kimyalarında önemli bir değişime kaynak teşkil edemezler. Öte yandan, alterasyonun zeolitleşmeden ziyade silis veya K - feldspat lehine geliştiği örneklerin kimyalarında sadece bu minerallerin doğasından kaynaklanan farklılıklar bulunmuş ve nihayet zeolit ve yanısıra diğer tip aberasyonların birlikte etkilediği kaya örneklerinde de bu dönüşümlerle orantılı kimyasal farklılaşmalar tespit edilmiştir. Dolayısıyla bu çalışmada kullanılan alt tuf altere örneklerinin yüksek miktarda klinoptilolitli, üst tuf örneklerinin ise yine yüksek miktarda ama bu kez hoylanditli oldukları düşünüldüğünde aralarındaki kimyasal farklılığın bu minerallerden kaynaklandığı anlaşılır. Alt tüflerin, özellikle güney kesimde, klinoptilolit tipi alterasyona uğraması birime ait tüm kaya örneklerini yüksek Si/Al ve $Na + K/Ca + Mg$ oranlarına sahip olan klinoptilolit bileşimine yaklaştırmış, halbuki üst tüflerdeki alterasyonun düşük Si/Al ve $Na + K/Ca + Mg$ oranlı hoylandit lehine gelişmesi bu birimin tüm kaya örneklerini hoylandit bileşimine yaklaştırmıştır.

GÖRDES NEOJEN HAVZASI

Çizelge 2. Bozulmamış (veya çok az altere) kaya ve yüksek oranda altere (höylanditli ve klinoptilolitli) kaya gruplarında kimyasal ortalamalar ile kayıp ve kazançlar.

Table 2. The average chemical analysis with loss and gains in unaltered (or less altered) and highly altered heulandite and clinoptilolite types) rock groups.

% OKSİT (% OXIDE)	BOZULMAMIŞ KAYA (6 örnek ortalaması) (unaltered rock, average for 6 samples)	HÖYLANDİTLİ ALTERE KAYA (4 ÖRNEK) (altered rock with heulandite, 4 samples)		KLİNOPTİLOLİTLİ ALTERE KAYA (10 ÖRNEK) (altered rock with clinoptilolite, 10 samples)	
		ORTALAMA (average)	% KAYIP (loss)(-) KAZANÇ (gain)(+)	ORTALAMA (average)	% KAYIP (loss)(-) KAZANÇ (gain)(+)
SiO ₂	71.03	67.16	5.45 (-)	68.65	3.35 (-)
Al ₂ O ₃	11.74	12.77	8.77 (+)	12.03	2.47 (+)
Fe ₂ O ₃	1.02	1.26	23.53 (+)	0.88	13.73 (-)
CaO	1.01	2.93	190.10 (+)	2.12	109.90 (+)
MgO	0.53	1.37	158.49 (+)	0.66	24.53 (+)
Na ₂ O	1.44	0.39	72.92 (-)	0.42	70.83 (-)
K ₂ O	4.43	2.75	37.92 (-)	3.93	11.29 (-)
H ₂ O	4.91	8.39	70.88 (+)	7.45	51.73 (+)
ORT.ZEOLİT İÇERİĞİ % (average zeolite content, %)	12	93		92	

ZEOLİTLEŞME İLE MEYDANA GELEN
KİMYASAL DEĞİŞİMLER

Çizelge 1'de analiz değerleri verilen ve alt tüflerin kuzey kesim kayalarına ait 6 örnek (OL - 2, OL - 7, KUŞ - 9, PA - 4, YAR - 2, KUZ - 1) yüksek oranda ve bozulmamış cam parçaları içerirler ve zeolit, silis, kil

tipi cüajenetik alterasyona çok düşük oranlarda maruz kalmışlardır. Örneklerin höylandit - klinoptilolit içerikleri % 0 - 30 değişim aralığında ve ortalaması % 12'dir. Bu örnekler bozulmamış veya çok az altere örnekler olarak gruplandırılabilirler.

Zeolitik alterasyonu temsil edecek örnekler, içerisindeki höylandit-klinoptilolit miktarı % 80 - 100

arası oranlarda saptanmış olanlardan derlenmiştir. Bu tip örneklerin 10 adeti (EM - 4, KUZ - 5, KUZ - 8, AY - 2, AY - 5, MZ - 3, AK - 2, SOF - 1, SOF - 3, SOF - 5) klinoptilolüü olmak üzere alt tüllere ve 4 adeti (G - 3, G - 7, G - 8, OR - 1) höylanditli olmak üzere üst tüllere aittirler. 10 adet klinoptilolüü altere örneğın ortalama klinoptilolüü altere örneğın ortalama klinoptilolit içeriğı % 93, değişim aralığı % 80 - 100 ve 4 adet höylanditli altere örneğın ortalama höylandit içeriğı ise % 92 ve değişim aralığı % 90 - 98'dir.

Guruplandırmalarda, kısmen altere örneklerdeki kimyasal değişimide incelemek için zeolit oranı orta düzeyde olan örneklerde çalışılabilir. Ancak, bunun yanıltıcı sonuç vereceğı kuvvetle muhtemeldir. Çalışma alanında, zeolit içeriğı % 30 - 79 arasında tespit edilmiş örneklerde bulunmaktadır. Eğer bu örneklerin zeolit haricindeki bileşeni sadece volkanik cam ve fenokristaller olsaydı, kısmen zeolitik alterasyona maruz kalmış kayada taze kayadan itibaren oluşan kimyasal değişim incelenebilirdi. Ancak, mineralojik çalışmalar bu tip örneklerde diğer bazı otijenlerinde (kil mineralleri, silis mineralleri, K - feldspat) önemli miktarlarda bulunduğunu göstermiş ve bu nedenle % 30 - 79 arasında höylandit - klinoptilolit içerikli örnekler taze kaya - altere kaya arasındaki kimyasal değişimleri incelemek için kullanılmamıştır.

Şekil - 2, a, b, c, d, e, f, g'de sırasıyla SiO_2 , Al_2O_3 , MgO , CaO , Na_2O , K_2O ve H_2O+ değerlerinin zeolitleşme (% ağırlık) ile olan ilişkileri görülmektedir. Guruplar arasındaki kayıp ve kazançlar ise Şekil. 2'deki diyagramların özeti ve rakamsal ifadesi olarak Çizelge. 2'de verilmiştir. Bu verilere göre, taze kaya - altere kaya arasında tüm elemanlar açısından farklılıklar bulunmaktadır. Özellikle kanyonlar ve su molekülleri açısından bu değişim oldukça belirgindir. Öte yandan, höylanditli ve klinoptilolüü altere örnekler arasında da değişim farklılıkların bulunmakta olup tüm bileşenler höylanditli alterasyonda taze kayadan itibaren daha fazla değişime uğramıştır. Höylanditli tüm kayalarda, klinoptilolüü olanlara göre daha fazla SiO_2 , K_2O kaybı ve Al_2O_3 , MgO , CaO , K_2O kazanç meydana gelmiştir. Na_2O açısından ise her iki tipte benzer oranlarda kayıp bulunur. İki mineral arasındaki kimyasal farklılıklar Mump-ton, 1960; Maşon ve Sand, 1960; Alietti, 1972; Boles, 1972; Alietti ve diğer, 1977 tarafından araştırılmıştır.

Gördes bölgesi höylandit - klinoptilolüülerinin bu makalede konu edilmeyen - tek kristal analizleri ise iki tip arasındaki başlıca farkın K ve Ca kanyonları tarafından denetlendiğini ortaya koymuştur.

Ana kayada zeolitleşme ile meydana gelen, değişim, volkanik cama ve zeolit kristallerine ait nokta analizleri ile incelenebilirdi. Ancak, elektron mikroskop çalışmalarında volkanik cam üzerinden hem az sayıda hemde sağlıklı olmasından tereddüte düşülen analizler alınmıştır. Öte yandan, taze ve altere kaya guruplarına ait örneklerin mineralojik bileşimlerinin oransal olarak biliniyor olması ve aralarında hemen tümüyle zeolitten ibaret olanlarında bulunması, kimyasal değişimleri ortaya koymak için tüm kaya örneklerinin kullanılmasına olanak vermiştir. Çok yüksek oranda höylandit - klinoptilolüü örnekleri ait tüm kaya analizleri, höylandit - klinoptilolüü üzerinde alman tek kristal analizlerine oldukça yakın değerlerde bulunmuştur.

SONUÇLAR VE TARTIŞMA

Gördes yakın çevresindeki Neojen havzanın asi-tik tüflerinde höylandit - klinoptilolüü türü zeolit minerallerinin yüksek miktarda bulunduğu zonlar, bu tip kayalardaki zeolitli diyajenetik alterasyonu temsil eden özelliktedir. Bunun yanı sıra, belirgin bir alterasyona uğramamış zonlarında bulunuyor olması, buna ait örneklerinde taze kaya grubu içersinde değerlendirilebilmelerini mümkün kılmaktadır. Havzanın tüflerinde birincil bileşenler benzerdir. Zeolitleşme tümüyle camsal parçalarda ve bağlayıcı malzemede gelişmiştir. Fenokristallerin taze ve altere kaya guruplarındaki oranlarına benzerdir ve belirgin herhangi bir alterasyona uğramamışlardır.

Zeolitli diyajenetik alterasyonda meydana gelebilecek kimyasal değişimler hem birincil malzemenin bileşimine hemde bu malzemenin (çoğu kez volkanik camdır) çözünmesi ve zeolit kristalleşmesi arasındaki sürede, bulunduğu ortamın kimyasına bağlı olacaktır. Ortam kimyasını ve farklılaşmasını hem denetleyerek hemde bundan etkilenen şekilde, pH, tuzluluk, alkalinite gibi parametrelerde birinci derecede rol oynayacaklardır. Barrows: (1980), latit ve andezit tipi kayalarda diyajenez sürecindeki kimyasal değişimleri, incelemiş ve

GÖRDES NEOJEN HAVZASI

tüm kaya örneklerinde, taze kayadan klinoptiloliüi altere kayaya geçişte andezitlerin kısmen SiO_2 kazandığını, Na^+O ve K^+O kaybettiğini, CaO 'in önemli oranda değişmediğini; latit tipi kayalarda ise düşük SiO_2 , yüksek Na_2O kaybı, düşük K^+O ve CaO kazancı meydana geldiğini, kuvars latiflerin ise latitlerden farklı olarak K_2O 'ide kaybettiklerini açıklar. Andezitlerin (Devecikonağı - Bursa Bölgesi) klinoptiloliüi alterasyonda SiO_2 ve CaO kazançları gösterdiği Esenli (1990) tarafından da vurgulanmıştır. Bu kez, riyolitik birincil malzeme ile benzer çalışmayı yapan Walton (1975) ise taze kayadan klinoptiloliüi ve az oranda da montmorillonitli altere kayaya geçişte önemli oranda SiO_2 ve K^+O kaybindan, CaO ve Na^+ kazancından bahseder. Çalışmacı Na^+ kazancının aslında Na^+ - mlonmorillonitden kaynaklandığını ayrıca belirtir. Iijima (1970)'da yine riyolitik tüflerde, taze cam - klinoptilolit arasında yüksek SiO_2 , Na_2O , K^+O ve çok düşük CaO kayıpları, Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MnO , MgO ve H_2O kazançları tespit etmiştir. Gördes'teki asitik tüllerin zeolitleşmesinde belirgin olan özellik Si , Ca , Na ve K 'un yüksek derecede mobil, Mg 'un, hatta Al 'unda özellikle höylanditli alterasyonda mobil olduklarıdır. Ayrıca H^+O molekülleride yüksek derece mobil bileşenlerdendir ve taze kayadan altere kayaya geçişte büyük ölçüde fazlaşır.

Si 'un az veya çok kaybı bu tip alterasyonlarda ortaktır. Ancak birincil kaya bileşimi veya diğer ifadeyle birincil cam bileşimi Si 'daki değişimi etkileyecektir. Dolayısıyla riyolit - riyodasit tip kayalardan itibaren gelişen höylandit - klinoptilolit türü zeolitleşme latit - andezit benzeri tiptekilerden gelişene göre daha fazla Si kaybı ile neticelenecektir. Gördes höylandit - klinoptiloliüerinin birim hücre bileşimlerinden yüksek Si içerdikleri hatta höylandiüerde $\text{Si}/\text{Al} = 4$ sınırının üzerinde değerlere sahip oldukları belirlenmiştir. Bunda, birincil malzemenin riyolitik bileşimde, dolayısıyla yüksek Si içerikli olmasında payı olduğu düşünülebilir. Öte yandan camın hidrolizi ve çözünmesi ile çözeltiye geçebilecek Si 'un silis asit olarak taşınmış ve sistem dışarısına çıkmadan, bir kısmının opal - CT ve kuvars otijenlerinin oluşmasında tüketilmiş olması muhtemeldir. Havzada yaygın sayılabilecek silis otijenezi mevcuttur ve özellikle bazı zonlarda kaya içersinde zeolit miktarı kadar opal - CT varlığı tespit edilmiştir.

Al 'un mobil olması tartışılabilir. Çözeltiye zor

geçebilmesine karşın Gördes havzası üst tüflerinde meydana gelen höylanditli alterasyon da azda olsa bir Al kazancı bulunmuştur. Bunun nedeni alt tüflerdekenden farklı olarak üst tüflerin diyajenezinin yüksek karbonat - kil içerikli sedimanlar üzerinde gerçekleşmiş olmasına, dolayısıyla bu ikincisinde sistemde daha fazla Al kaynağı bulunmasına bağlanabilir. Buna karşın, üst tüflerde belirgin bir kil otijenezi bulunmaktadır. Bu yüzden Al 'un fazla tüketilmeden alüminat olarak zeolit tetrahedr yapısına girebileceği beklenebilir. Bir diğer farklılık ise höylanditli alterasyonun geliştiği üst tuf yüzeylemelerinin pH, tuzluluk ve alkalinitenin daha yüksek olduğu havzanın merkezi kesimine tekabül etmesidir. Bu parametreler zeolitin $\text{Si} - \text{Al}$ içeriğini etkiler ve bu içeriğin çözeltideki $\text{Al}(\text{OH})_4 / \text{H}_4\text{SiO}_4$ oranı ile kontrol edildiği Mariner ve Surdam (1970) tarafından verilmiştir.

Na kaybı höylandit ve klinoptiloliüi alterasyonlarda benzer oranlardadır. Volkanik camdan tüketilen Na , smektit oluşumunda bir miktar kullanılmış ama daha fazla olarak, havzanın merkez kesiminde, alt ve üst tüfler arasındaki çökeller içersinde, analsim oluşumu ile kendini gösteren yüksek Na zonda toplanmıştır. Na 'un göl veya yeraltısuyunda karbonat ve bikarbonat olarak taşınmış olması muhtemeldir.

K kaybı iki tip alterasyon arasında önemli oranda farklılık gösterir. Üst tüflerin höylandiüi alterasyonunda bu kayıp çok daha fazladır ve aynı birim içersinde yüksek miktarda $\text{K} - \text{feldspat}$ otijeni oluşturmaya kaynak sağlamıştır. Birimin $\text{K} - \text{feldspat}$ ve zeoliti zonları içice gelişmiştir ve zeolitleşme sürecinde zaman ve alan olarak sabit şartların hüküm sürmediğini gösterir. Havzanın merkezi kesiminde olmalarına rağmen üst tüfler içersinde analsimin olmayıp bol $\text{K} - \text{feldspat}$ bulunması, aynı zamanda ergiyikteki K/Na oranında yüksek olduğunu ve bir bakımda diyajenez sürecindeki iklimin nemli olduğunu gösterir. Nemli iklimde yeraltı suları daha çok CO_2 kazanacak ve tampon hale gelecektir. Bu durum ise Na 'un kil oluşumu ile tüketilmesini ve daha sonra, yükselen pH döneminde, ergiyikteki K/Na oranının artmış olacağı için analsim yerine $\text{K} - \text{feldspat}$ oluşumunu sağlayacaktır.

Önemli ölçüde Ca ve Mg iki tip alterasyonda da, ama özellikle höylanditli olanda fazlaşmıştır. Alt tüflerin zeolitleşmesi (klinoptiloliüi tip) sürecinde bu

elemanların büyük oranda çevre temel kayalardan getirilmiş olması muhtemeldir. Özellikle İzmir - Ankara Zonu'na ait yaygın kireçtaşı, dolomitik kireçtaşı ve serpantinlerin olması bunu düşündürür. Havzada, alt tüflerin üzerindeki bol karbonatlı ve killi sediman çökelişi neticesinde; bunların üstündeki üst tüflerin diyajenezinde etkili olabilecek miktarda Ca - Mg kaynaklı temel meydana gelmiştir. Ca - Mg'ca doymuş hale gelen bir ortamda ise höylanditli tip bir alterasyonun gelişimi kolaylaşmıştır.

Bölgedeki tüm zeoliti altere örneklerde meydana gelmiş yüksek 1° kazancı volkanik camın yüksek altere ve hidrate olduğunun delilidir. HgO moleküllerindeki artış höylanditli örneklerde klinoptiloliti olanlara göre daha fazladır. İki mineral arasındaki bu farklılık höylanditin Ca'ca zengin olmasının ve diğer katyonlara oranla Ca'a daha fazla sayıda su molekülünün bağlı olmasının sonucudur. Boles (1972), genel bir ifade ile höylandit birim hücresinde 23 - 26 *Kfi* bulunduğunu, bu sayının klinoptilolitlerde 19 - 22 HgO olduğunu, Merkle ve Slaughter (1968) ise Ca iyonuna 5 *Kfl* molekülünün bağlı olduğunu, bu sayının Na ve K için daha düşük olduğunu vennektedirlir.

Gördes Neojen havzasındaki iki tuf biriminin riyolit - riyodasit bileşimli olduktan düşünülürse açıklanan kayıp ve kazançların bu tip ana kayalarda meydana gelen değişimleri temsil edebilecekleri beklenebilir. Sonuç olarak; höylanditli ve klinoptiloliti alterasyonlarda hernekadar önemli farklılıklar olsada, genel bir tanımlama ile Gördes asitik tüfleri maruz kaldıkları zeolitik diyajenezlerinde SiO_2 , Na^+ ve K_2O kaybetmişler, Al_2CO_3 , CaO , MgO ve HgO kazanmışlardır.

DEĞİNİLEN BÉLGELER

- Alietti, A., 1972, Polymorphism and crystal - chemistry of heulandites and clinoptilolites. Amer. Mineralogy, 57,1437. -1451.
- Alietti, A., Brigatti, M.F., Poppi, L., 1977, Natural Ca - rich clinoptilolite (heulandites of Group 3). New data and review. Min. Mh., 11, 493 - 501.
- Barrows, K., 1980, Zeolitization of Miocene volcaniclastic rocks, Southern Desatoya Mountains,

Nevada. Geol. Soc. of Amer. Bull., 99,199 - 210.

- Boles, J.R., 1972, Composition, optical properties, cell dimensions and thermal stability of some heulandite group zeolites. Amer. Mineralogy, 57,1463-1493.
- Brindley, G.W., 1980, Quantitative X - Ray mineral analysis of Clays. Mineral. Soc., Monograph No. 5, edited by G.W. Brindley and G. Brown. Chapter 7, p. 411 - 439.
- Esenli, R., 1990, Zeolitik diyajenez ve bu süreçte gelişen kimyasal olaylar; dünyadan ve Türkiye'den örnekler. İ.T.Ü. Dergisi, 48,69 - 76.
- Esenli, F., 1992, Gördes çevresindeki Neojen serilerin ve zeolitleşmenin jeolojik, mineralojik ve jeokimyasal incelenmesi. Doktora tezi, İ.T.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü, Yayınlanmamış, 208 s.
- Esenli, F., Özpeker, I., 1993, Gördes çevresindeki Neojen havzanın zeolitik diyajenezi ve höylandit - klinoptilolitlerin mineralojisi. 46. Türkiye Jeoloji Kurultayı, Bildiri Özleri Kitabı, s. 63.
- Iijima, a., 1970, Composition and origin of clinoptilolite in the Nakanosawa tuff of Rumoi, Hokkaido. Molecular Sieve Zeolites -1,334 - 341.
- Mariner, R.H., Surdam, R.C., 1970, Alkalinity and formation of zeolites in saline, alkaline lakes. Science, 170,977-980.
- Mason, B., Sand, L.B., 1960, Clinoptilolite from Patagonia the relationship between clinoptilolite and heulandite. Amer. Mineralogy, 45, 341 - 350.
- Merkle, A.B., Slaughter, M., 1968, Determination and refinement of the structure of heulandite. Amer. Mineralogy, 53,1120 -1138.
- Mumpton, F.A., 1960, Clinoptilolite redefined. Amer. Mineralogy,45,351-369.
- Snyder, R.L., Bish, D.L., 1989, Quantitative phase analysis by x - ray powder diffraction. Reviews in Mineralogy, V. 20, p. 101 -143.
- Walton, a., 1975, Zeolitic diagenesis in oligocene volcanic sediments, Trans - Pecos, Texas. Geol. Soc. of Amer. bull., 86,615 - 624.

NEOJEN YAŞLI HİMMETOĞLU (GÖYNÜK - BOLU) BİTÜMLÜ ŞEYL SAHASININ LİTOSTRATİGRAFİK VE TEKTONİK ÖZELLİKLERİ

Lithostratigraphic and tectonic features of Himmetoğlu (Göynük - Bolu) oil shale field of Neogene age

Mehmet ŞENER

M.T.A. Genel Müdürlüğü, Enerji Hammadde Etüd ve Arama Dairesi, ANKARA

ÖZ: Yeryuvarının jeolojik tarihi boyunca Prekambriyenden Tersiyer'e kadar bitümlü şeyi çökelimleri gerçekleşmiştir. Özellikler Tersiyer'de; Avrupa, Güney Amerika, ABD'nin batı kesimlerinde ve ülkemizin iç Anadolu, Batı Karadeniz, Ege ve Marmara bölgelerinde bitümlü şeyi çökelimleri gelişmiştir.

Genellikle Neojen yaşlı volkanosedimanter göl ortamlarında gelişen bitümlü şeyi sahalarına örnek teşkil etmesi amacı ile Himmetoğlu sahası tip saha olarak seçilmiş ve ayrıntılı incelenmiştir.

Neotektonik dönemde paleotektonik yapıların reaktivasyona uğraması sonucu gelişen graben tipi bir basende çökelen Himmetoğlu formasyonunun litostratigrafisi sondaj karot örnekleri kullanılarak detaylandırılmıştır.

Yeşil kil ve konglomeratik, linyitik, bitüm bandlı marn ve bitüm laminalı marn olmak üzere 4 ayrı zonun saptandığı formasyonun; değişik periyotlarda basene gelen piroklastik sedimanlarla organik maddelerin birlikte çökmesi sonucu oluştuğu saptanmıştır.

ABSTRACT: Oil shales have been deposited from Precambrien to Tertiary in the geological history of the Earth, and they are distributed in Europe, South America, Western United States, and in Turkey. Middle anatolia, Western Black sea, Aegean and Marmara regions are important in respect to oil shales in Turkey. Volcanosedimentary lacustrine basins of Neogene age are the main geological environments in which oil shales were deposited in Turkey. Himmetoğlu oil shale field have been selected as an example among the others. So, only this field have been investigated in detail.

Himmetoğlu formation occurs in a graben, caused by reactivation of paleotectonic structures in the neotectonic regime. Lithostratigraphical features of this formation have been investigated in detail on core samples.

Himmetoğlu formation has 4 different zones: Green clay and conglomerate, lignite bearing, banded bituminous marl, laminated bituminous marl. Organic matters and pyroclastic sediments which were transported in different periods have been deposited together in the basin.

GİRİŞ

Yeryuvarının jeolojik tarihi boyunca çeşitli zaman aralıklarında bitümlü şeyi çökelimleri gerçekleşmiştir. Bilinen en yaşlı bitümlü şeyi sahaları "İskandinav - Doğu Kanada Prekambriyen Kalkanı" üzerinde gelişen Kanada, İsveç ve BDT (Estonya) de yer almaktadır.

Ordovisiyen yaşlı Kukersit (BDT), Permiyen yaşlı Irati şeylleri (Brezilya), Permokarbonifer yaşlı Ke-

rosen şeylleri ve / veya Tasmaniüer (Avustralya), Lias yaşlı Posidonia şeylleri (Batı Avrupa), -Kretase yaşlı İsrail ve Ürdün şeylleri ile Eosen yaşlı Green River şeylleri (ABD) bilinen en önemli bitümlü şeyi sahalarıdır (Douglas ve Hail, 1983; Cole, 1984; Hufnagel, 1984; Hutton, 1986; Patterson v.d. 1988). Özellikle Tersiyer'de ise, Avrupa, Güney Amerika, ABD'nin batı kesimlerinde ve ülkemizin İç Anadolu, Batı Karadeniz, Ege ve Marmara bölgelerinde bitümlü şeyi çökelimleri gelişmiştir.

Kütahya - Seyitömer, Ankara - Beypazarı, tzmıt - Bahçecik, Bolu - Göynük (Hatüdağ), Eskişehir - Sancakaya, Balıkesir - Burhaniye, Manisa - Demirci ve Bolu - Göynük - Himmetoğlu bitümlü şeyi sahaları ülkemizde bulunan belli başlı sahalardır.

Adı geçen sahalardan Himmetoğlu (Bolu - Göynük) bitümlü şeyi sahası diğer sahalara örnek teşkil edecek şekilde tip saha olarak seçilmiştir. Sahada önceki yıllarda yapılan çalışmalarda; Abdülsemoğlu, 1959., Saner, 1977, 1980., Sonel v.d. 1987 ve Besbelli, 1991 tarafından bölgesel jeolojik yorumlamalar getirilmiştir. Beseme, 1967., Ataman ve Beseme, 1972., San, 1985., Kulaksız ve Demirbugan, 1988., Taka, 1988 ve Tuğluhan v.d. 1990 gibi araştırmalarda ise çalışma sahası ve yakın yöresinde yer alan bitümlü şeyi ve linyit çökelimleri üzerinde ekonomik ağırlıklı yorumlar yapılmıştır.

Yukarıda değinilen önceki çalışmaların tümünde çalışma sahasında yer alan Miyosen yaşlı Himmetoğlu formasyonuna ait ayrıntılı bilgiler son derece kısıtlıdır.

Şekil 1'de görüldüğü gibi Adapazarı H 25 b 4 ve c 1 paftalarında yer alan Himmetoğlu Neojen Baseninde gerek organik kayaçların (bitümlü şeyi, linyit) çökmesi esnasındaki ortam koşulları gerekse inorganik madde - organik madde ilişkileri ve özellikle volkanizmanın çökme üzerindeki etkilerini ortaya koyabilmek amacıyla öncelikle Himmetoğlu formasyonunun litostratigrafisi detaylandırılmıştır. Mostra bazında detaylandırılması olanaksız olan formasyonun ayrıntılı incelenmesi amacıyla, çalışma sahasında önceki yıllarda yapılan sondajların 12 adedinin karot örnekleri kullanılmıştır (Şener, 1992).

LİTOSTRATİGRAFİ BİRİMLERİ

Himmetoğlu Neojen baseni, Orta Miyosen'de Bitlis kenet kuşağı boyunca Avrasya - Afrika kıtalarının çarpışmasından sonra gelişen neotektonik dönemde paleotektonik döneme ait yapıların reaktivasyona uğraması sonucu oluşan graben tipi basenlerden biridir. (Şekil 2). Bu nedenle Miyosen öncesi çökelen formasyonların tümü temel formasyonlar olarak özet halde sunulmuştur.

Temel Birimler

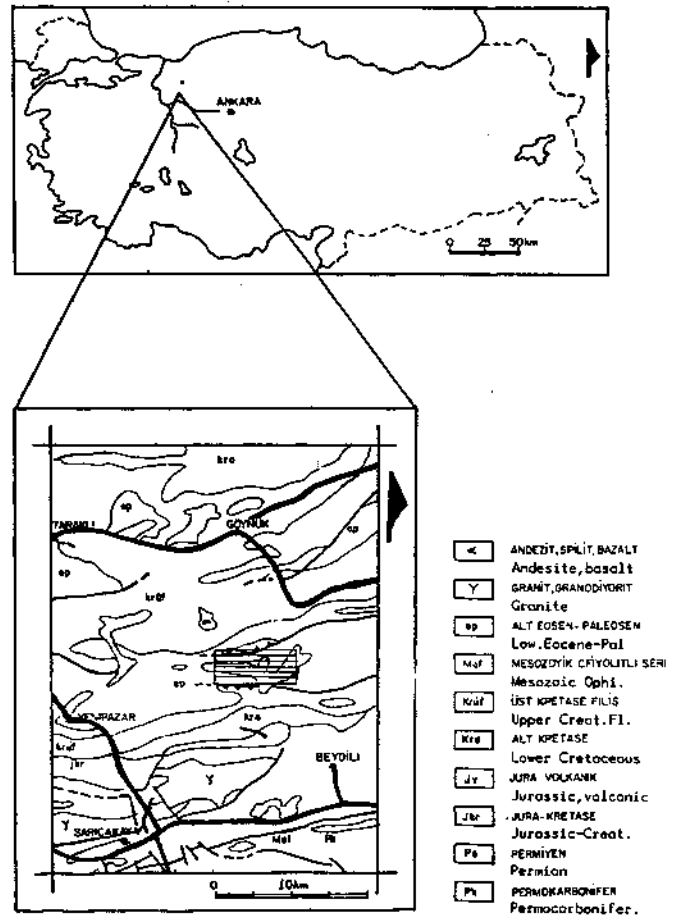
Himmetoğlu Neojen basenindeki çökmeyi etkileyebilecek karakterde Üst Maestrihtiyen'den Eosen'e

kadar uzanan bir zaman aralığında çökelen formasyonlar bulunmaktadır (Şekil 3). Bu formasyonlar alttan üste doğru sırasıyla aşağıda özetlenmiştir;

İnceleme alanı kuzeyinde Çayköy, güneyinde ise Kozalıklıbeleni Tepe güneydoğusunda ince kumtaşı bandları içeren mavi - yeşil renkli şeyi - marn çökelimleri yer almaktadır. Ortalama kalınlığı 300 m ye ulaşan bu çökelimler Orta - Üst Maestrihtiyen yaşında olup ilk kez Saner (1980) tarafından Seben formasyonu olarak adlandırılmıştır.

Besbelli (1991)'e göre duraylı bir ortamda çökelen Seben formasyonu üzerine uyumlu olarak orta - kalın tabakalı kumtaşları gelmektedir. 160 m kalınlığa sahip bu kumtaşları Kalkan (1991) a göre Üst Maestrihtiyen yaşında olup ilk kez Saner (1977) tarafından Taraklı formasyonu olarak adlandırılmıştır.

Kuzeye doğru yavaş yavaş gerileyen regresif bir



Şekil 1. Bulduru haritası.

Figure 1. Location map.

izin çökelleri olan Taraklı formasyonu üzerine uyumlu olarak gelen resifal kireçtaşları Besbelli (1991) e göre Monsiyen, Saner (1977) e göre ise alt Paleosen yaşında olup ilk kez Eroskay (1965) tarafından Selvipmar kireçtaşları olarak adlandırılmıştır.

Kuzeye doğru gerileyen denizin oluşturduğu sığ denizel bir ortamda, sahil çizgisine az çok paralel olarak gelişen Selvipmar kireçtaşları üzerine uyumlu olarak kırmızı renkli kumtaşı, silttaşı, çamurtaşı ardalanmasından oluşan çökeller gelmektedir. 500 m ye ulaşan bir kalınlığa sahip bu çökellerin yaşı Saner (1977) e göre Orta - Üst Paleosen'den başlayıp Alt Eosen'e kadar çıkmaktadır. İlk kez Eroskay (1965) tarafından Kızılçay formasyonu olarak adlandırılan bu çökeller karasal - geçiş ortamında çökelmişlerdir (Saner, 1977; Besbelli, 1991).

Neojen Yaşlı Birimler

Himmetoğlu Formasyonu (Th)

Formasyon ilk kez Turgut ve Dümenci (1980) tarafından adlandırılmıştır. Karakteristik özelliklerinin Himmetoğlu köyünün kuzeyinde gözlenmesi nedeni ile bu isim altında incelenmiştir.

Yatay ve yataya yakın (0-20°) eğime sahip tabakaların oluşturduğu formasyonun mostra bazında ayrıntılı inceleme olanakları son derece sınırlıdır. Himmetoğlu köyü kuzeyinde yer alan Kayaboğazı mevkiinde Kızılçay formasyonu üzerine aşmalı olarak geldiği net bir şekilde gözlenmekle birlikte detaylandırma olanakları çok kısıtlıdır. Kömür üretimi amacı ile açılan ocaklarda günlük mostralara gözlenebilmekte ancak heyelan ve oturmalar nedeni ile sınırlı gözlemler yapılabilmektedir. Bu olumsuzluklara rağmen bölgede kömür ile bitümlü şeyi amaçlı birçok sondajın varlığı ve bitümlü şeyi amaçlı 5 adet sondajın yüzeyden itibaren karotlu olarak gidilmesi, formasyonunun detaylandırılmasına olanak sağlamıştır.

Şekil 4'de verilen sondaj stamplanna ve diğer sondaj stamplanna dayalı olarak çizilen Himmetoğlu formasyonu tip kesiti Şekil 5'de sunulmuştur.

Havzada yapılan sondajlardan alınan karot örneklerinden seçilen 87 adet örnek üzerinde yıkama işlemi yapılarak paleontolojik determinasyonlar yapılmıştır. Yapılan determinasyonlar sonucunda formasyona yaş verebilecek fosil bulunamamıştır.

Paleontolojik olarak yaş verilemeyen formasyona Sonel v.d. (1987) tarafından Üst Miyosen yaşı verilmiştir. Kömür örnekleri üzerinde yapılan palinolojik determinasyonlara göre verilen bu yaş, daha önceki araştırmacılar tarafından stratigrafik konuma göre verilmiştir (Turgut ve Dümenci, 1980, Taka, 1988; Besbelli, 1991).

Havza genelinde 120 - 250 m toplam kalınlığa sahip olan formasyon Kızılçay Formasyonu üzerine açılal uyumsuz olarak gelmektedir. Formasyon üzerinde ise yine açılal uyumsuzlukla gelen Kocabelentepe çakılları yer almaktadır.

Şekil 4'de görüldüğü gibi formasyon 4 ayrı zona

SERİ (Series)	KAT (Stage)	Formasyon Formation	Kalınlık (Thickn)	Simgesi (Symbol)	Litoloji (Lithology)	AÇIKLAMA (Explanation)
KRETASE (Cretaceous)	MASTRİHTİYEN (Maastrichtian)	SEBEN	300 m	Ks		Marn (Marl)
			180 m	Kt		Biyomikrit-biyopeleparit-kuvarslı biyosparit (Biomicrite-Biopelapelite, quartzitic-biosparite) Orta-kalın katmanlı kumtaşı (Medium-thick bedded sandstone)
PALEOSEN - EOSEN (Palaeocene - Eocene)	ORTA-ÜST PALEOSEN- ALT EOSEN (Middle-upper Palaeocene-Lower Eocene)	KIZILÇAY	500 m	Ts		Biyomikrit-biyopeleparit-kuvarslı biyosparit (Biomicrite-Biopelapelite, quartzitic-biosparite) Orta-kalın katmanlı kumtaşı (Medium-thick bedded sandstone)
			75 m	Ts		Biyomikrit-biyopeleparit-kuvarslı biyosparit (Biomicrite-Biopelapelite, quartzitic-biosparite) Orta-kalın katmanlı kumtaşı (Medium-thick bedded sandstone)
MIYÖSEN (Miocene)	ÜST MIYÖSEN (Upper Miocene)	HİMMETOĞLU	250 m	Th		Bitümlü marn-tüf-silttaşı ardalanması (The alternation of bituminous marl-Tuff-Silt stone) Bitümlü şeyl (Oil shale) Linyit (Lignite) Konglomera-kumtaşı-yeşil renkli kil (Conglomerate-sandstone-clay)
						Çakıltaşı (Pebble stone)
						Alduvyon (Alluvium)

Şekil 3. Çalışma alanına ait genelleştirilmiş stratigrafik kesit.

Figure 3. The generalized stratigraphical section of the investigated area.

HİMMETOĞLU BİTÜMLÜ ŞEYL SAHASI

ayrılarak incelenmiştir. Düşey yönde ayırtılan bu zonların haritalanması olanaksızdır. Mostra bazında incelemeyen bu zonlar yöre isimlerine göre değil litolojilerine göre adlandırılmışlardır.

Yeşil kil ve konglomeratik zon

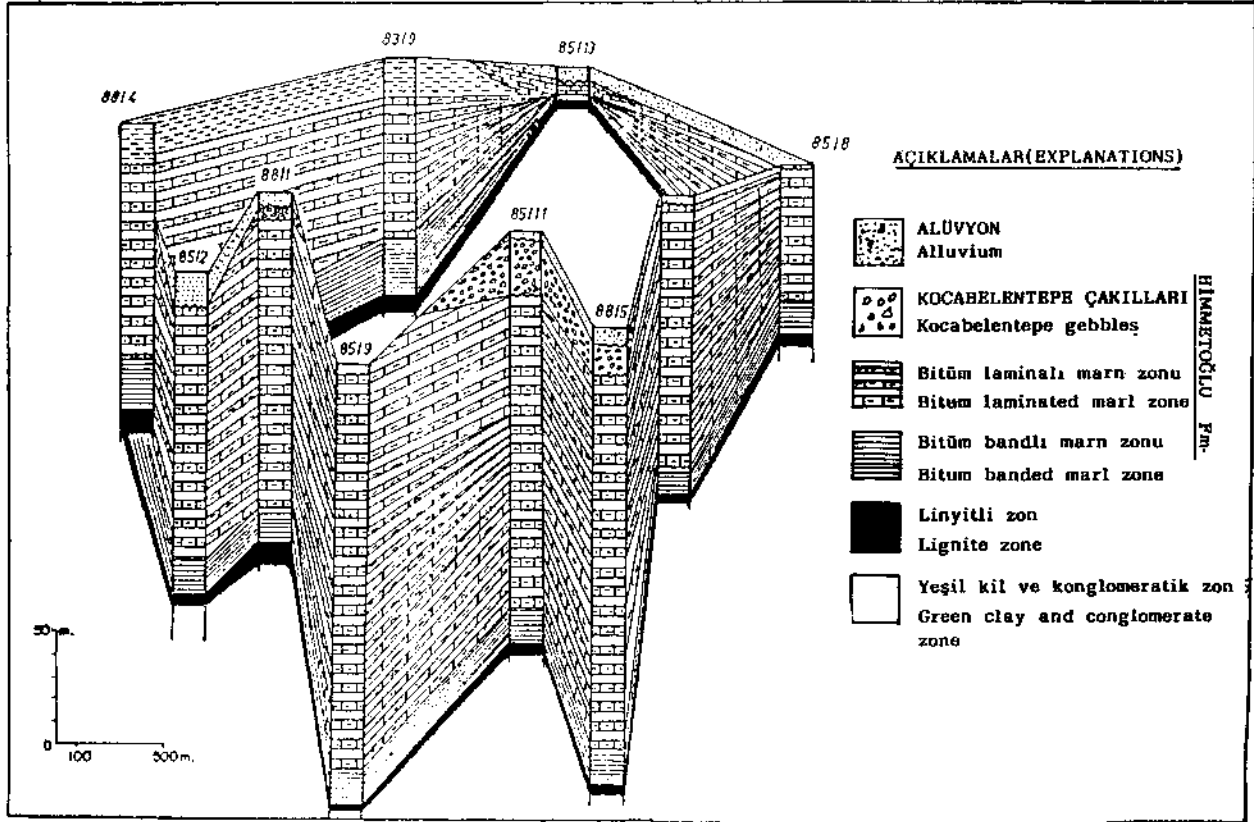
Özellikle çalışma sahasının kuzeyinde gözlenen konglomeratik seviyeler Himmetoğlu formasyonunun taban konglomerasını oluşturmaktadır. Birim, Kızılçay formasyonu ile Selvipmar kireçtaşlarından türemiş bileşenlerden oluşmuştur. Kızılçay formasyonuna ait kırmızı, yeşil ve sarı renkli kiltası, siltaşı ve çamurtaşı parçalarının çok küçük tane boyundan çakıl boyutuna kadar yarı yuvarlak ve yuvarlak şekillerde gözlenmesi tanelerin kaynak kayadaki konumlarına son derece benzerlik sunmaktadır. Selvipmar kireçtaşları parçaları ise daha büyük (kum - çakıl) tane boyutunda olup, köşeli şekiller sunmaktadır. 1 - 5 m arasında kalınlık sunan bu birim Kızılçay formasyonu üzerine açılmal uyumsuz olarak gelmektedir.

Basen merkezine doğru konglomeratik seviyeler yanal geçişli bir şekilde yeşil renkli kiltaşlarına geçmektedir. Sahada yapılan birçok sondajın yalnızca birkaç tanesinde gözlenebilen bu zon yeşil ve yeşilimsi renkli marn ve kil litolojilerinden oluşmaktadır. Kalınlığı hakkında bir yorum getirme olanağı bulunmayan bu zon çok plastik olup su ile temasında aşırı şişme özelliği göstermesi nedeni ile özellikle işletme aşamasında önemli güçlükler çıkartmaktadır.

Linyitli zon

Bu zon killi linyit, linyit ve linyitli kil alternasından oluşmuştur. Yer yer silifiye linyitik silt ve kiltası arakatlıklar bulunan zonun genellikle üst seviyelerinde bol Gastropod (Planorbis) kavkaları içeren marn seviyeleri bulunmaktadır.

Üretimi yapılan linyit zonunun kalınlığı 5 - 12 m arasında değişmektedir. Yapılan sondajlarda bu kalınlık



Şekit 4. 85/2,5,8,9 ve 11 no'lu kuyular ile 88/1,2,3,4 ve 5 no'lu kuyuların deneştirmeli panel diyagramı.

Figure 4. Comparative panel diagram of the 85/2,5,8,9,11 and 88/1,2,3,4,5 wells.

HİMMETOĞLU BİTÜMLÜ ŞEYL SAHASI

2 - 10.8 m arasında bulunmuştur. İşletilen linyit genellikle saf olmayıp kül içeriği çok yüksektir. Saf linyit tabakaları çok enderdir. Linyit rankı DİN standartma göre mat kahverenkli linyit, ASTM standartlarına göre ise subbituminous C olarak belirlenmiştir.

Bitüm bandlı marn zonu

Linyitli zonun hemen üzerinde yer alan bu zon, siyahımsı kahverengi tabakalı bitümlü şeyllerle başlar. Kalınlığı 0.1 - 1 m arasında değişen bu bitümlü şeyller diğer bitümlü kayaçlara nazaran daha yüksek oranda şeyli petrolü üretim potansiyeline sahip olup Himmetoğlu Petrollü Şeyli (HPS) olarak adlandırılmış ve bitüm bandlı marn zonu içinde değerlendirilmiştir.

HPS'ni takiben kahverenkli bitümlü marn, ender olarak da yeşil ve gri renkli marn, kıltaşı ve silisifiye marnlar gözlenmektedir. Yer yer tuf ve çört seviyelerinde olağan olduğu bu zon içerisindeki marnlar genellikle bitümlü nadiren de steril özellik sunmaktadır.

Zonun tavanı koyu renkli silisifiye kireçtaşı ile ayrılmaktadır. 0.25 - 0.60 m arasında değişen kalınlık sunan bu seviye açık ocaklarda ve sondajlarda gözlenebilmektedir.

Bitüm bandlı marn zonunun toplam kalınlığı 13.5 - 28.8 m arasında değişmektedir. Yaprak izleri ile gastropod ve ostrakod kavkılarının da ender olarak gözlendiği bu zon içerisinde gözlenen tuğla kırmızısı renkli yanmış bir kesim bulunmaktadır. Yanık zon olarak ayrılan bu birime ait genel özellikler aşağıda sunulmuştur:

Kırmızımsı, kızılımsı kahverengi, sarı ve gri renkli kıltaşı, marn veya silttaşlarından oluşan birim genel olarak Himmetoğlu formasyonunun bitümlü seviyelerinin yanması sonucu oluşmuştur. Aşın derecede kırıklı bir yapı sunan seri kuzey ve güneyinde yer alan faylarla kontrol edilmektedir.

Bitümlü kayaçların bulunduğu sahalarda sıklıkla gözlenebilen bu tür serilerin oluşumuna sebep olan ilk yanmanın nasıl başladığı bilinmemektedir, Ziegler'e (1936) göre hidrotermal, Beseme'ye (1968) göre doğal oksidasyon ve Hufhagel'e (1989) göre volkanik aktivite ile ilk yanma başlayabilmektedir.

Çalışma sahasında yer alan açık ocaklardan pasa olarak atılan bitümlü kayaçların açık havada güncel ola-

rak yanmaya devam etmesi ve yanık seride yapılan mostra gözlemlerinde, organik karbon oranı yüksek olan bitümlü seviyelerin daha kolay yandığı gözlenmiştir. Özellikle pasa döküm sahalanında doğal kuruma ile suyunu kaybeden bitümlü kayaçlar belirli bir kuruma olgunluğuna eriştikten sonra doğal olarak kendi kendine tuttuğu gibi çekiç veya kürekle eşlendiği takdirde de tutuşmaktadır. Bu tutuşma sonucu kayaçtaki bitümlü organik maddelerden gaz ve sıvı hidrokarbonlar türeyerek diğer bitümlü kayaçların yanmasını kolaylaştırmaktadır.

100 -150 m genişliğinde 2.5 - 3 km uzunluğunda bir şerit halinde gözlenen yanık serideki yanma olayı horst oluşumunu takiben başlamıştır. Horst oluşumuna neden olan tektonik olaylar sonucu bol çatlaklı, kırıklı ve kıvrımlı bir yapı kazanan birimde ikincil porozitler oluşarak yanma için gerekli oksijen dolaşımı sağlanmıştır.

Bitüm laminalı marn zonu

Himmetoğlu formasyonunun en üst seviyesi olan bu zon yeşil ve yeşilimsi renkli kil ve marnların monoton ardalanmasından oluşmuştur. Özellikle zonun alt seviyelerinde az da olsa kahverenkli bitüm laminaları görmek olağandır. Sık olarak tuf, ender olarak diatomit seviyelerinin de gözlendiği bu zon, çalışma sahasının güney ve doğu kesimlerinde yaygın olarak gözlenmektedir. Sondaj verilerine göre zonun kalınlığı 79 -165 m arasında değişmektedir.

Dört ayrı zona ayrılanarak incelenen Himmetoğlu formasyonunun özellikle bitüm bandı ve bitüm laminalı marn zonlarında değişik tiplerdeki tabaka içi yapılar (dereceli tabakalanma ve laminasyonlar) ile Temel ve Gündoğdu, (1988) tarafından tanımlanan yumuşak sediman deformasyonlarının (çökme ile eş zamanlı kıvrım ve faylar, slumplar, yük çökme yapılan, alev yapılan) varlığı saptanmıştır.

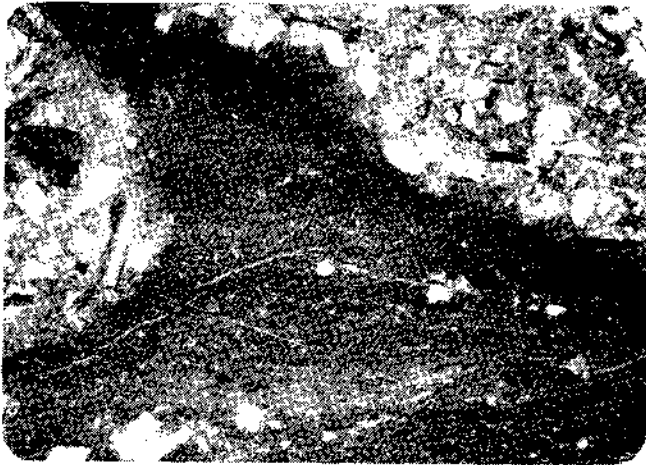
Özellikle organik madde çökelinin gelişebildiği tüm seviyelerde yaygın olarak gözlenen sedimanter yapı laminasyondur. Bitümlü şeyli, şeyli - tuf ve bitümlü marn, marn-tuf şeklinde gelişen milimetrik ve ender olarak santimetrik ölçekli laminasyonlar saha çalışmaları esnasında Gündoğdu ve Gökçen (1983) tarafından tanımlanan varvimsi laminasyonlara benzetilmiştir. Ancak yapılan mineralojik ve petrografik incelemeler sonucunda bu yapının mevsimsel değişimlerden

çok volkanik aktiviteye bağlı olarak geliştiği saptanmıştır.

Çok uzak mesafelerden toz bulutlan şeklinde havada asılı halde taşınarak getirilen çok ince taneli volkanik malzemenin göl ortamına farklı periyotlarda getirilmesi, ortamdaki organik madde çökelişi ile ardalanma olarak gelişen laminasyonları oluşturmuştur. Temel ve Gündoğdu (1988) tarafından yumuşak sediman deformasyonu olarak tanımlanan yapılar içerisinde yer alan yük çökme ve alev yapılan tabaka arası yapılar olarak; hidroplastik bitümlü şeyi tabakası üzerine kaba taneli sedimanların (tuf) çökmesi sırasında, iki tabaka arasındaki yoğunluk farkından oluşan ve kaba taneli sedimanların (tuf) çamur tabakası (bitümlü şeyi) üzerine yüklenmesi sonucu gelişmişlerdir (Şekil 6).

Sedimentasyonla çağdaş olarak oluşan oikro

Özellikle bitüm lam inalı mam, zonunda gözlenen mikros slump yapıları bitümlü marn - marn laminaları ile ince taneli tüfler arasında gözlenmektedir. Alttan ve üstten düzgün laminasyonlarla sınırlandırılmış olarak gözlenen mikro slump yapıları 2 - 3 cm ile 10 - 15 cm arasında değişen kalınlıklarda bulunmaktadır. Bu tür yapılar çökmenin hemen ardından özellikle basenin orta kısımlarına doğru yamaç eğiminden kaynaklanan duraysız sediman birikiminin kayması sonucu oluşmaktadır.



Şekil 6. Bitüm laminalı marnlarda alev yapısı.
Figure 6. Flame structure in bitum laminated marl.

Temel ve Gündoğdu (1988)'e göre Orta - Üst Miyosen süresince Batı Anadolu'da etkin olan gerilme tektoniği bu tür yapıların oluşmasında önemli rol oynamıştır.

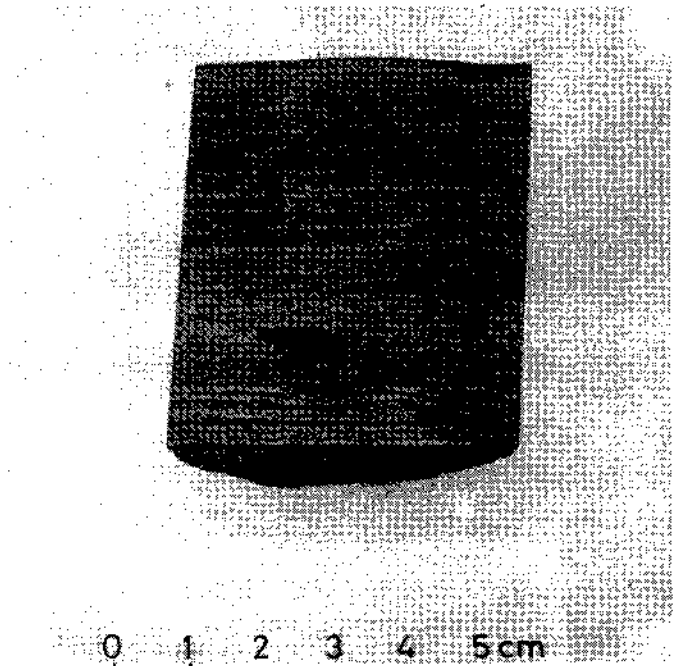
Düşey yönlü blok hareketleri ve volkanik aktivite ile oluşan bu tür yapıların varlığı, sedimentasyonla eş zamanlı gerilme tektoniği ve volkanik malzemenin bol miktarda getirildiğinin bir göstergesi olarak kabul edilmiştir.

Kocabelen Tepe Çakılları (Qkç)

Çalışma sahasının orta kesiminde yer alan Kocabelen Tepe'de gözlenen bu birim ilk kez bu çalışmada haritalanmıştır.

Çok lokal bir alanda gözlenen birim 2 - 5 m arasında değişen kalınlığa sahiptir. Temel kayaların çakıllarından oluşan birim İçide genellikle Selvınar kireçtaşlarına ait çakıllar köşeli olarak gözlenirken, Kızılay formasyonunun değişik seviyelerine ait çakıllar kil - silt boyutunda olup yuvarlak veya yarı yuvarlak şekilde gözlenmektedir.

Genellikle gevşek tutturulmuş bir şekilde gözlenen birim, stratigrafik konumu itibari ile muhtemelen Pleyistosen'de oluşmuştur. Genellikle tepe üstlerinde ve doğu eteklerinde korunmuştur.



Şekil 7. Bitüm laminalı marnlarda mikrofaylanma.
Figure 7. Micro faulting in bitum laminated marl.

HİMMETOĞLU BİTÜMLÜ ŞEYL SAHASI

Alüvyon (Qal)

Çalışma sahasında Ovaçay deresi, Bölücekova deresi ve Mehmetağı çayının birleşerek Hamamboğası deresini oluşturdukları bölgede yer almaktadır. Bu nedenle geniş bir alüvyonla kaplı olan sahada özellikle Aşağı mahalle doğusunda net bir şekilde gözlenebilen birim, pekişmemiş silt - kum - çakıl boyutlu ve yuvarlak taneli, blok boyutundaki taneler ise köşeli olarak gözlenmektedir.

TEKTONİK

Çalışma sahası Ketin (1966) tarafından "Kuzey Anadolu Sıradagları veya geniş anlamda Pontidler" olarak adlandırılan tektonik birliğin batısında yer almaktadır (Şekil 8).

Miyosen öncesi paleotektonik dönemde K - G sıkışmaya maruz kalan çalışma sahasında kıvrımlanma yapılan gözlenirken neotektonik dönemde K - G gerilmeler sonucu normal faylar grubu oluşmuştur. Bu nedenle çalışma sahasının tektonik yapısı iki farklı dönemde incelenmiştir.

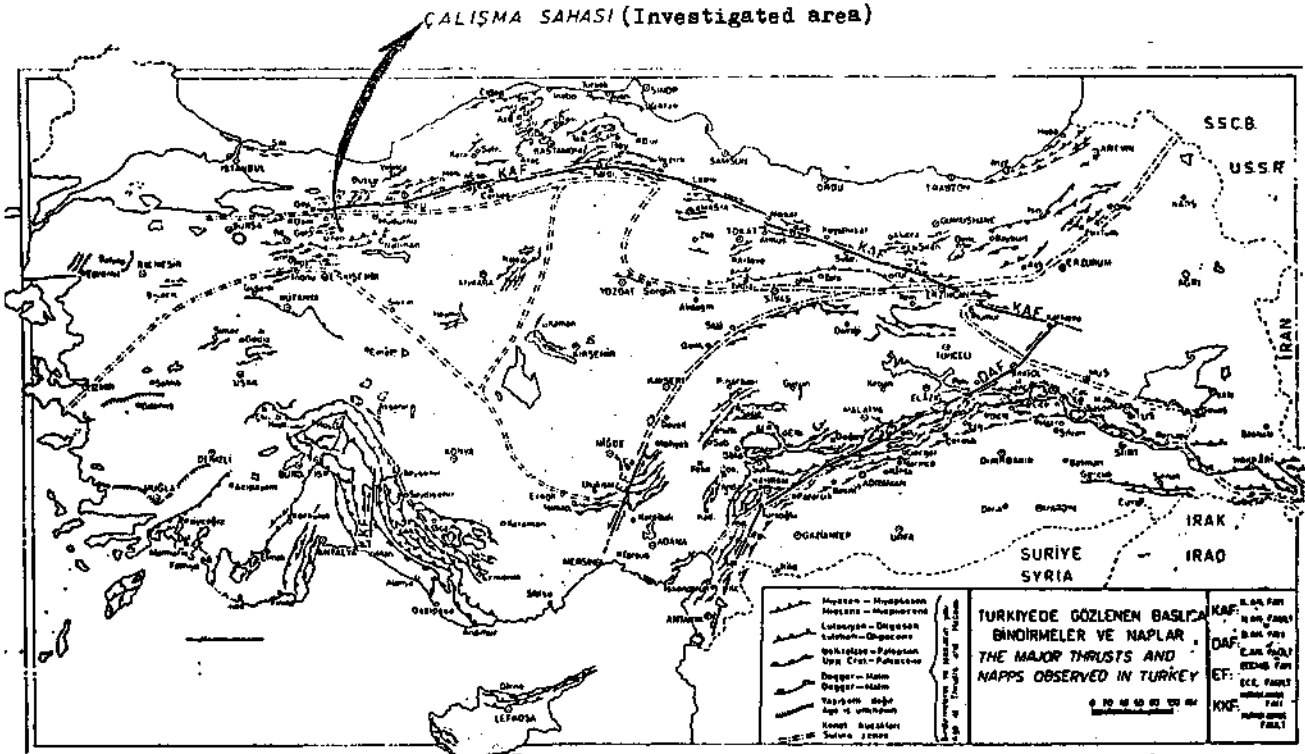
Paleotektonik döneme ait yapılar

Himmetoğlu Neojen baseninin oluşumundan önceki dönemde K - G yönlü sıkışma kuvvetleri etkisinde kalan çalışma sahasında D - B doğrultulu kıvrımlanmalar ve ters faylar oluşmuştur.

Kıvrımlar

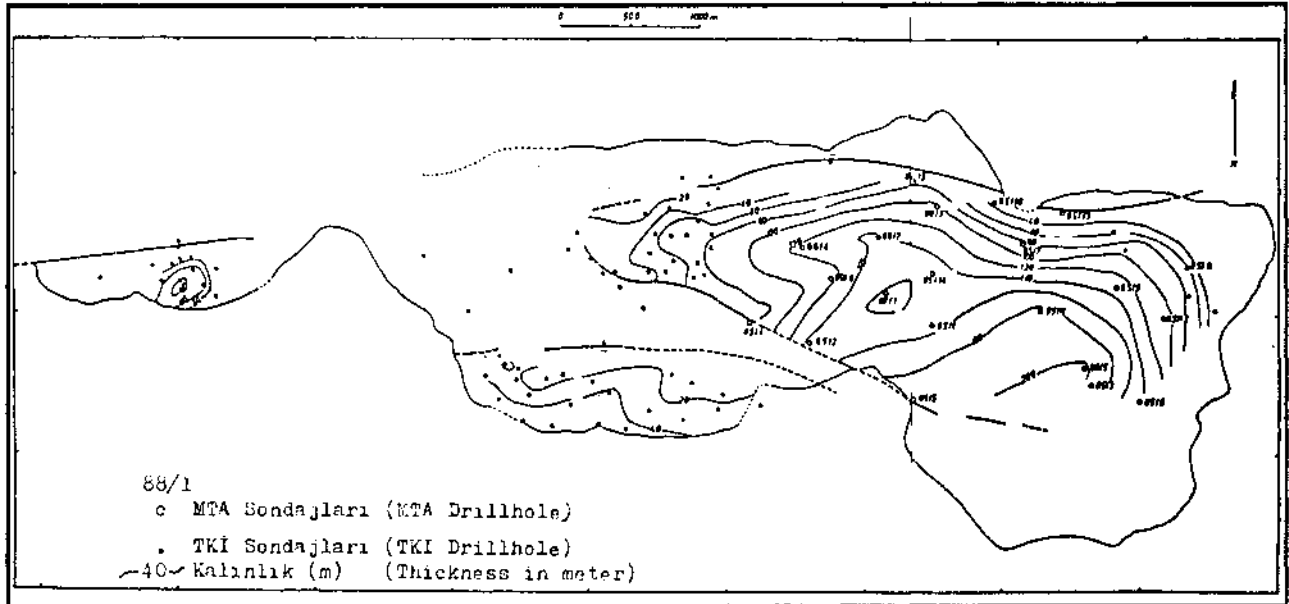
Çayköy senklinali: Çalışma sahasının kuzeyinde yer alan bu senklinal D-B doğrultulu eksene sahiptir (Şekil 2). Senklinalin kuzey kanadı, özellikle çalışma sahasının kuzey ve kuzeydoğusu kesimlerinde Çayköy fayından etkilenerek devrik bir konum kazanmıştır. Sahanın kuzey batısına doğru normal konumu ile devam eden senklinal çekirdeğinde Kızılçay formasyonu yer almaktadır. Kızılçay formasyonunun jeolojik yaşı göz önüne alındığında Çayköy senklinalinin oluşum yaşı Eosen sonu olarak verilebilir.

Kızılbelen Tepe antiklinali: Çalışma sahasının batısında yer alan bu antiklinal Çayköy senklinaline paralel olarak D-B doğrultulu bir eksene sahiptir. Çayköy senklinali ile eş zamanlı oluşan bu antiklinal Kızılçay formasyonu içerisinde gelişmiştir.



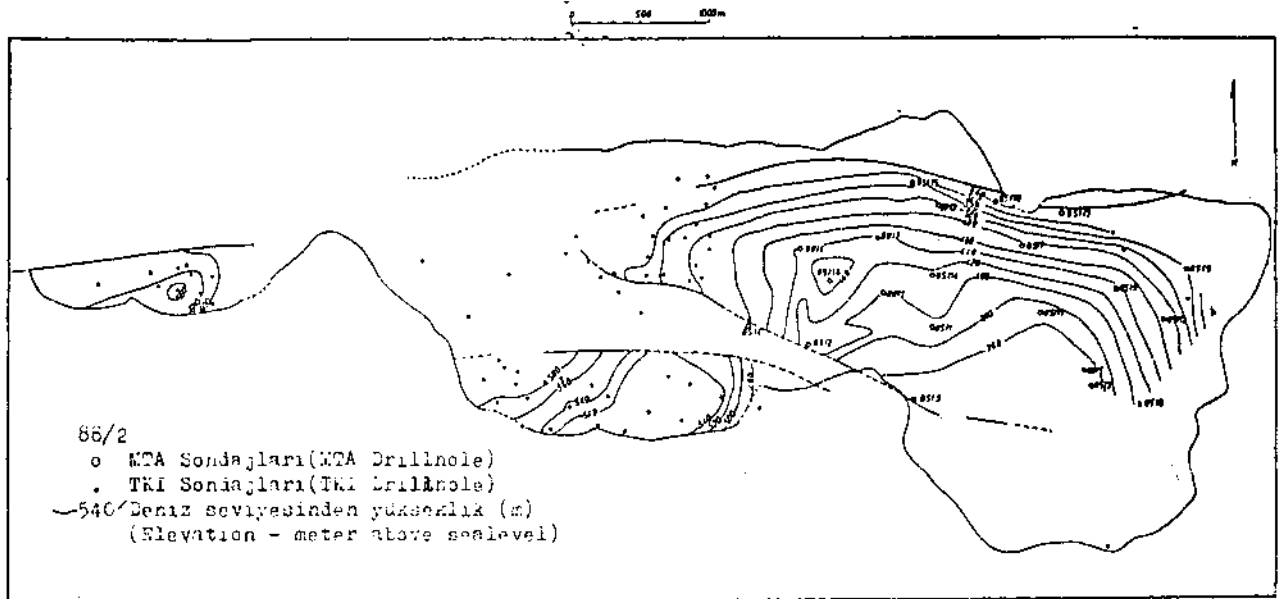
Şekil 8. Çalışma sahasının tektonik konumu (Ketin, 1984'ten).

Figure 8. Tectonic location of the investigated area (from Ketin 1984).



Şekil 9. Himmetoğlu formasyonu linyitli zonunun tavanına göre hazırlanmış izopak haritası.

Figure 9. The izopach map of the layers overlying the lignitic zone in Himmetoğlu formation.



Şekil 10. Himmetoğlu formasyonu linyitli zon tavan topografya haritası.

Figure 10. The contour map of top of the lignitic zone in Himmetoğlu formation.

Kuyupmar senklinali: Çalışma sahasının batısında yer alan Kuyupmar köyünde gözlenen bu senkinal diğer yapılarda olduğu gibi D-B doğrultulu bir eksene sahiptir. Sahanın doğu kesiminde Ahmetbeyler köyü yöresinde de gözlenen bu senkinal neotektonik dönemde gelişen faylanmalar nedeni ile Doğansancağı

Tepe kuzeyinde doğrultusunu değiştirerek GB-KD doğrultusunu kazanmıştır.

Çayköy fayı: Bu fay çalışma sahası içinde konumu ve sürekliliği bakımından en önemli ters faydır. Seben ve Taraklı formasyonları ile Selvipmar

HİMMETOĞLU BİTÜMLÜ ŞEYL SAHASI

kireçtaşların Kızılçay formasyonu üzerine itilmeleri ile Paleosen'den sonra oluşan fay; Çayköy yöresinde KB - GD, Bölücekova güneyinde yaklaşık D-B, Erenler tepe kuzeyinde ise GB - KD doğrultusunda olup faz düzlemi genellikle dik, ender olarak kuzeye eğimlidir.

Neotektonik döneme ait yapılar

Miyosen ve sonrasına ait bu dönemde gerilme kuvvetlerinin etkisinde kalan çalışma sahasında normal faylar oluşmuştur.

Himmetoğlu köyünün kuzey ve güney kesimlerinde gözlenen yaklaşık D - B doğrultulu 3 adet normal fay yapılan sondaj çalışmaları sonucunda belirlenmiştir.

Çalışma sahasının batısında yer alan Kuyupınar köyünde mostrada gözlenebilen normal fay sahanın orta kesimlerinde gömülü bir durum kazanmaktadır. Himmetoğlu Neojen basenin kuzey kenarını oluşturan bu fayın atımı güneydeki faylara nazaran daha fazla olup Kızılbelen tepe antiklinalinin kuzey kanadında deformasyona yol açmıştır. Orta - Üst Miyosen yaşlı olduğu düşünülen bu fayın eğim yönü güneye doğru olup, fay düzlemi aşamalı olarak Himmetoğlu formasyonunun üst seviyeleri tarafından örtülmüştür.

Çalışma sahasının orta kesiminde bir horst oluşturacak biçimde gelişmiş olan iki normal fay linyitti zon ile bitüm bandlı marn zonunun çökeliminden hemen sonra oluşmuşlardır. Bu faylar yanık zonun sınırlarını belirlemişlerdir. Bunlardan kuzeydeki fayın eğimi kuzeydoğuya doğru iken, güneydeki fayın eğimi güneye doğrudur. Üst Miyosen'de olduğu belirlenmiş olan bu fayların güneydeki olanın atımı kuzeyindeki faya göre daha azdır.

Şekil 9 ve 10'da görüldüğü gibi graben ve horst oluşumuna yol açan bu faylar aynı zamanda çökelmeyi başından itibaren kontrol etmişlerdir. Güney kesimde linyitli zonun üzerindeki sediman **kalınlığının** kuzeyindeki orana daha az olması kuzeyde yer alan graben bölgesinin güneydekinden daha fazla bir derinliğe sahip olduğunu göstermektedir, bu durum, linyitli zonun olduğu ortamın Miyosen başından itibaren devam eden gelişim süreci içerisinde güneybatıdan kuzeydoğuya doğru sürekli derinleştiğini kanıtlamaktadır.

KATKI BELİRTME

Bu yazı, Hacettepe Üniversitesi Fen bilimleri Enstitüsünde yapılan doktora tezi temel alınarak hazırlanmıştır. Bu nedenle tez yöneticisi Sayın Doç. Dr. Niyazi Gündoğdu'ya ve çalışmaya olanak sağlayan sayın Doç. Dr. Güner Ünalın'a içten teşekkürlerimi sunarım.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Abdülselemoğlu, Ş., 1959, Almacık dağı ile Mudurnu ve Göynük civarının jeolojisi: İ.Ü. Fen Fak. Mon, No: 14
- Ataman, G. et Beseme, P., 1972, Decouverte de l'analci-me Sedimantaire en Anatolie du Nord - Quest (Turquie): Mineralogist, Genese, Paragenese, Chem. Geol., 9,203 - 225.
- Besbelli, B., 1991, Adapazarı H 25 b 1, b 4, c 1 paftalarının jeolojisi ve petrol olanakları: MTA Raporu (Yazımda).
- Beseme, P., 1967, Kabalar senklinalinin (Göynük - Bolu) genel ve uygulamalı jeolojik etüdü: MTA Raporu (No: 4629).
- Beseme, P., 1968, Seyitömer (Tavşanlı - Kütahya) monoklinalinin genel jeolojik ve uygulanmalı incelenmesi: MTA Raporu (No: 4673).
- Cole, R.D., 1984, Sedimentological, mineralogical and geochemical definition of oil shale facies in the lower Parachute Creek member of Green River formation, Colorado: 17 th Oil Shale Symposium Proceedings. Colorado School of Mines. Edited by James H. Gary.
- Douglas, A.G., and Hall, P.B., 1983, Comparative organic geochemistry of some European oil shales: in geochemistry and chemistry of oil shales. Ed. by Mıknıs, F.P. and McKay, F.J.
- Eroskay, S.O., 1965, Paşalarboğazı - Gölpaazarı sahasının jeolojisi: İ.Ü. Fen Fak. Seri: B, Cilt: XXX, 3 - 4,135 -170.
- Gündoğdu, M.N., ve Gökçen, S., 1983, Bigadiç gölsel Neojen basenindeki birinci sedimanter yapılar ve kökenleri: H.Ü. Yerbilimleri, 10, 89-93.

- Hufnagel, H., 1984, Die ölshiefer Jordaiens: Geol. Jb. A. 75, 295 -311.
- Hufnagel, H., 1989, Investigation of oil shale deposits in Western Turkey. Part 1. Seyitömer and Bey-pazarı - Çayırhan: BGR. Hannover. 215 p.
- Hutton, A.C., 1986, Classification of Australlian oil shales: Energy explor. Exploit. 4, 81 - 93.
- Kalkan, İ., 1991, Adapazarı H 25 b 2, b 3, c 2 ve Adapazarı H 26 b 1, b 2 paftalarının jeolojisi: MTA Raporu (Yazımda).
- Ketin, L., 1966, Anadolu'nun tektonik birlikleri: MTA Dergisi, 66, 20 - 34.
- Ketin, İ., 1984, Türkiyenin bindirmeli - naplı yapısında yeni gelişmeler ve bir örnek: Uludağ Masifi. Ketin Sempozyumu. TJK. 227 s.
- Kulaksız, S., ve Demirbugan, M.A., 1988, Göynük - Bolu linyit yatağı duyarlılık analizi: Türkiye Kömür Kongresi, TMMOB Maden Müh. Od. Yayını. Zonguldak.
- Patterson, J.N., Ramsden, A.R., and Dale, L.S., 1988, Geochemistry and mineralogical residence of trace elements in oil shales from Condor deposit, Queensland, Australia: Chem. Geol, 67,327 - 340.
- Saner, S., 1977, Geyve - Osmaneli - Gölpazarı - Taraklı alanının jeolojisi, eski çökelme ortamları ve çökelpmenin evrimi: Doktora Tezi, İ.Ü. Fen Fak.
- Saner, S., 1980, Mudurnu - Göynük havzasının Jura ve sonrası çökelim nitelikleriyle paleocoğrafya yorumlaması: TJK Bült, 23,1, 39 - 53.
- Sarı, A., 1985, Himmetoğlu yöresinin ekonomik jeolojisi: Yük. Müh. Tezi. A.Ü. Fen Fak.
- Sonel, N., Sarı, A., ve Tozlu, E., 1987, Himmetoğlu - Göynük - Bolu yöresinin jeolojisi ve linyit oluşukları: S.Ü. Müh. Mim. Fak. Derg., 2, 51 -67.
- Şener, M., 1992, Himmetoğlu (Bolu - Göynük) Neojen baseninin jeolojik, mineralojik ve jeokimyasal incelenmesi: Doktora tezi. H.Ü. Fen Bil. Ens. 145 s.
- Taka, M., 1988, Himmetoğlu (Göynük - Bolu) sahasının bitümlü şeyi olanakları ve sondajları: MTA Raporu. (No: 8533).
- Temel, A., ve Gündoğdu, M.N., 1988, Distribution and characteristics of primary sedimentary structures in borate containing sedimentary units with the Bigadiç lacustrine volcanosedimentary basin of Neogene age, NW Turkey: METU Journal of pure and Applied sciences. 21,251-269.
- Tuğluhan, M., ve Mehmetoğlu, T., 1990, Bolu - Göynük - Himmetoğlu bitümlü şistin oksidasyon kinetiği: Türkiye 5. Enerji Kongresi. Teknik oturum tebliğleri. 3,147 -158.
- Turgut, A., ve Dümenci, S., 1980, Bolu - Göynük linyit havzasına ait jeolojik rapor: MTA Raporu (No: 6885).
- Ziegler, J., 1936, Kütahya linyit havzası (Seyitömer) kenar muntıkası jeolojik tetkikati hakkında rapor. MTA Raporu (Yayımlanmamış).

AKSEKİ KUZEYİ - ÜZÜMDERE (ANTALYA) CİVARININ STRATİGRAFİSİ

Stratigraphy of the northern portion of Akseki and Üzümdere (Antalya) Vicinity

Vedia TOKER	Ankara Üniversitesi, Fen Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Ankara
Nurettin SONEL	Ankara Üniversitesi, Fen Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Ankara
Turhan AYYILDIZ	Ankara Üniversitesi, Fen Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Ankara
Mustafa ALBAYRAK	Ankara Üniversitesi, Fen Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Ankara

ÖZ: Bu çalışmada, Orta Toroslar'da, Akseki (Antalya) ve onun kuzeyinde yer alan bölgenin stratigrafisi incelenmiş ve tortullaşma ortamı tanımlanmıştır. Çalışma alanındaki çökel kayalar, Akseki ve Akdağ - Yelekdağ tektonik dilimi olmak üzere iki kısma ayrılmıştır. Akseki tektonik diliminde çökeller ortamsal olarak Jura'dan (Dogger) - Orta Eosen'e kadar neritik, Eosen (Lütesiyen) döneminde pelajik ve yarı pelajiktir. Akdağ - Yelekdağ tektonik diliminde ise çökeller Geç Kretase (Mestrişiyen) ye kadar neritik, Eosen (Lütesiyen)'e kadar yarı pelajik ve pelajik tasıyeslerde temsil edilir.

ABSTRACT: In this study the stratigraphy of the northern portion of Akseki region (Middle Taurus, Antalya), and its depositional environments is described. The units in the study area is divided into two tectonics slices and named as Akseki and Akdağ - Yelekdağ tectonic units. The Akseki units are represented by neritic facies during Jurassic (Dogger) - Middle Eocene time, and pelagic to hemi - pelagic during Eocene (Lutetian) time. In contrast, Akdağ - Yelekdağ units are represented by neritic facies until late Cretaceous (Maestrichtian), and hemipelagic to pelagic until Eocene (Lutetian) time.

GİRİŞ

Çalışma alanı, Antalya iline bağlı Gümüşdamla, Yarpuz, Çimi ve Ürünü arasındaki 1/25.000 ölçekli Konya N 27 di, d2, d3, d4, e1 ve c4 paftalarını kapsamaktadır (Şekil 1). Çalışma alanı ve çevresi Özgül (1976) tarafından ayrıtlanan "Geyikdağı Birliği" içerisinde yer almaktadır. Antalya körfezi ile Anamür ilçesi arasında kalan, çalışma sahasının da içinde yer aldığı Orta Toros Karbonat Platformu maruz kaldığı tektonik aktivite nedeniyle kıvrımlı ve faylı bir görünüm kazanmıştır. Jura - Kretase sedimantasyonunun devam ettiği Toros şelfi, zaman zaman oldukça uzun süreli subaerial şartlarda kalmıştır. İnceleme alanında Alt - Üst Kretase çökelleri arasında gözlenen boksit seviyeleri bölgenin yükseldiğini kanıtlamaktadır. Bölgede yapılan en eski çalışmalar Blumenthal (1947, 1949 ve 1951)'a aittir. Daha sonra çalışma alanı ve yakın çevresinde stra-

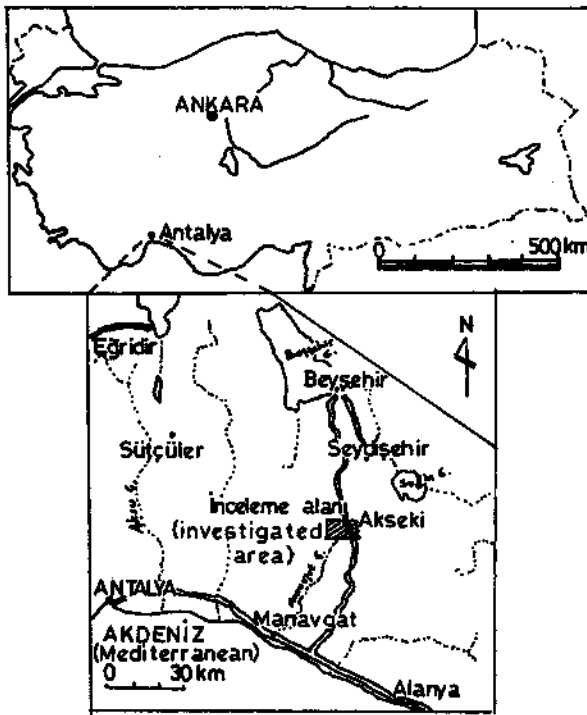
tigrafik, tektonik, boksit ve petrol arama amaçlı çalışmalar Nebert (1964), Türkünal (1969), Wippert (1962), Martin (1969), Özgül (1976, 1984), Dumont ve diğ., (1980), Demirtaşlı (1976, 1977, 1979, 1984), Monod (1977), Özlü (1979), Akbulut (1980), Günay ve diğ., (1979), Koçyiğit (1984), Ayyıldız (1992), Toker ve diğ., (1993) tarafından yapılmıştır. Martin (1969) yörede yüzeyleyen birimleri formasyon mertebesinde ayrıtlamıştır.

Yapılan bu araştırmanın amacı, Orta Toroslann batı kesiminde yer alan bölgede yüzeyleyen kaya birimlerinin stratigrafik özelliklerini ortaya çıkarmaktır. Bu amaca yönelik olarak bölgenin jeoloji haritası yapılmış, stratigrafik kesitler ölçülerek derlenen örneklerin laboratuvar incelemeleri, paleontolojik ve petrografik değerlendirilmeleri sunulmuştur, ayrıca bölgenin tektoniğini belirlemek amacıyla yüzeyleyen formasyonlardan

çok sayıda doğrultu - eğim ve çatlak ölçümü yapılmış ve bu veriler değerlendirilmiştir.

BÖLGENİN STRATİGRAFİSİ

İnceleme alanında Mesozoyik ve Senozoyik'e ait birimler yüzeylenmektedir (Şekil 2). Eosen (Lütesiyen) hareketleri ile KD'dan GB'ya doğru yerleşen Beyşehir - Hoyran Napı etkisiyle bölgede ters faylar gelişmiş ve birimler paraotokton karakter kazanmıştır. Bölge KB - GD doğrultulu tektonik uzanımları ve farklı paleocografik özellikleri nedeniyle Akseki ve Akdağ - Yelekdağ tektonik dilimlerine ayrılarak incelenmiştir (Demirtaşlı, 1987). Akseki tektonik dilimini oluşturan formasyonlar: Jura yaşlı Üzümdere, Pisarcukum ve Hendos formasyonu, Jura (Malm) - Erken Kretase (Berriasiyen) yaşlı Akkuyu, Erken Kretase yaşlı Akseki, Geç Kretase - Orta Eosen yaşlı Seyrandağı ve Eosen (Lütesiyen) yaşlı Gümüşdamla formasyonlarıdır (Şekil 3). Akseki bindirmesinin güneyinde bulunan Akdağ - Yelekdağ tektonik diliminde Kretase yaşlı Akdağ ve Mestriştiyen - Lütesiyen yaşlı Aydınkent formasyonu yüzeylenmektedir.



Şekil 1. İnceleme alanının yer bulduru haritası.

Figure 1. Location map of the investigated area.

Toros şelfinde Jura - Kretase stratigrafisi tipik olarak bilinen, örneğin dış Dinaridler veya Apenninlerdeki gibi tetis karbonat şelfidir (Farinacci & Radovic, 1965).

İnceleme alanı içerisinde yer alan tektonik dilimlerdeki litostratigrafi birimleri:

Akseki Tektonik Dilimi

Üzümdere formasyonu (Jü)

Tanım ve Dağılım

İnceleme alanında yüzeyleyen Üzümdere formasyonu ilk defa Martin (1969) tarafından adlandırılmıştır. Birim, çalışma alanında Üzümdere köyü, Pisarcukuru vadisi ve Zomana çukurunda yüzeylenmektedir.

Litoloji

Birim, kumtaşı, kireçtaşı, marn ve çakıltaşından oluşmuştur. Kireçtaşları gri - açık gri, orta - kalın tabakalı, aşınma yüzeyleri kahverengimsi gri renkli olup, bentik foraminifera içermektedir. Kumtaşları yeşil ve kırmızı renkli olup yer yer demir konkresyon seviyelerinde izlenmektedir. Kumtaşları matrisli demir, kil, silis ve az karbonattan oluşan, hakim bileşen monokristalin kuvars olan kuvars arenitlerden oluşmuştur. Bazı seviyeleri çört, kuvarsit ve az alkali feldispat içeren litik arenit bileşimindedir. Marnlı seviyeleri yer yer bitki kökü içermekte, İmresan mevkiinde kömür bantlı çeyirler gözlenmektedir. Çakıltaşı birimleri kalın katmanlı olup kireçtaşı, dolomit, kuvarsit ve silisli çakılları kapsar ve üste doğru iyi boyplanmalı kumtaşı tabakalarına geçer. Yassı ve yuvarlak elemanlı çakıltaşları iyi yuvarlaklaşmış, kötü boyplanmıştır. Bu litofasiyesin yatay devamlılığı fazla değildir ve yalnızca Üzümdere kesitinde gözlenmiştir. Kireçtaşı seviyelerinin petrografik incelemeleri sonucu kuşgözü yapıları çamurtaşı ve bentik foraminiferli pelletli istiftaşı fasiyesleri ayırt edilmiştir. Gelgit üstü şartları gösteren kuşgözü yapıları fasiyeslerin tipik özelliğidir (Wilson, 1975).

Alt, Üst ve Yanal Sınırlar

Birimin tabanı tektonik dokanaktır. Tavanı ise, Jura (Dogger) yaşlı Pisarcukum formasyonu ile dereceli geçişlidir (Şekil 3).

Kalınlık

Birimin kalınlığı 250 - 450 m. arasındadır (Şekil 4).

ÜST SİSTEM (Upper System)	SİSTEM (System)	SERİ (Serie)	FORMASYON (Formation)	ÜYE-SİMGE (Member-Symbol)	KALINLIK (Thickness)	KAYA TÜRÜ (Lithology)	AÇIKLAMALAR (Explanations)	FOSİL İÇERİĞİ (Fossil Content)
	Beyschir-Hoyran Napi(nappe)							
SENEZOYİK (Senozoic)	TERTİYER (Tertiary)	E	KRETASE (Cretaceous)	K	400 m	Teg Tef	Tektonik dokanak (tectonic contact) Masif görünümü çakıltası (massive conglomerate) Bazik volkanik seviye (basic volcanic level) Kumtaşı-şeyl ardalanması (intercalation of sandstone and shale)	Globorotalia sp., Globigerinidae
SENEZOYİK (Senozoic)	TERTİYER (Tertiary)	E	EÖSEN (Eocene)	S	600 m	K Ts	Bej renkli, kalın tabakalı kireçtaşı (beige, thick bedded limestone)	Nummulites sp., Assilina sp., Salpingoporella sp., Miliolidae Textularia sp.,
SENEZOYİK (Senozoic)	TERTİYER (Tertiary)	E	KRETASE-PALEOSEN (U. Creta.-Paleocene)	S	1000 m	Ka	Diskonformite, Boksit (disconformite, boksit) Açık gri renkli, orta-kalın tabakalı kireçtaşı (light grey, medium to thick bedded limestone) Dolomit ve dolomitik kireçtaşı (dolomite and dolomitic limestone)	Cuneolina sp., Nummoliculina sp., Aeolisaccus sp., Nezzazata sp., Textularia sp.,
SENEZOYİK (Senozoic)	TERTİYER (Tertiary)	E	KRETASE-PALEOSEN (U. Creta.-Paleocene)	S	175 m	JKa	Açık gri renkli, kalın tabakalı kireçtaşı (light grey, thick bedded limestone) Gri renkli, ince tabakalı kireçtaşı ve bitümlü şeyl (grey, thin bedded limestone, bituminous shale) Gri renkli killi kireçtaşı (grey argillaceous limestone)	Calpionella alpina Tintinnopsis carpathica Posidonia somaliensis Aulacomyella farguharsoni Windhauseniceras internispinosum
SENEZOYİK (Senozoic)	TERTİYER (Tertiary)	E	KRETASE-PALEOSEN (U. Creta.-Paleocene)	S	300 m	Jh	Beyaz-gri renkli, şekersu dolomiti ve kireçtaşı (white-grey saccharoidal dolomite and limestone)	Valvulina cf. lugeoni Trocholina cf. conica Valvulina sp., Haurania sp.,
SENEZOYİK (Senozoic)	TERTİYER (Tertiary)	E	KRETASE-PALEOSEN (U. Creta.-Paleocene)	S	200 m	Jp	Gri-kahverengimsi gri renkli orta-kalın tabakalı kireçtaşı (grey brownish grey, medium to thick bedded limestone)	Frondicutaria sp., Orbitopsella sp., Labyrinthina sp., Glomospira sp., Spirillina sp.,
SENEZOYİK (Senozoic)	TERTİYER (Tertiary)	E	KRETASE-PALEOSEN (U. Creta.-Paleocene)	S	450 m	Jü	Kireçtaşı, şeyl, kumtaşı ardalanması (intercalation of limestone, shale and sandstone)	Morozovella angulata Globigerina senni Rosifa contusa Globotruncana arca Globotruncanites stuarti
SENEZOYİK (Senozoic)	TERTİYER (Tertiary)	E	KRETASE-PALEOSEN (U. Creta.-Paleocene)	S	400 m	K Ta	Tektonik dokanak (tectonic contact) Sarabi renkli marn, kireçtaşı ve kumtaşı ardalanması (reddish marl, limestone and sandstone alternation)	Planorbilina sp., Marsonella sp., Siderolites sp., Rugoglobigerina sp.,
MESZOZOYİK (Mesozoic)	KRETASE-PALEOSEN (Cretaceous-Tertiary)		AKDAĞ (Cre.-Eocene)		600 m	Kak	Açık gri renkli, kalın tabakalı kireçtaşı (light grey, thick bedded limestone)	

Şekil 3. İnceleme alanının genelleştirilmiş tektonostratigrafik dikme kesiti.

Figure 3. Generalized tectonostratigraphic columnar section of the investigated area.

AKSEKİ KUZEYİNİN STRATİGRAFİSİ

1 Topluluğu ve Yaş

Kireçtaşı seviyelerinden alınan örneklerde *Fron-dicularia* sp., *Orbitopsella* sp., *Pseudocyclammina* sp., *Spirillina* sp., *Glomospira* sp., fosilleri, Valvulini-dae, Textularidae ve Ophthalmidiidae familya temsilcileri

SERİ / Serie	FORMASYON / Formation	KALINLIK / Thickness	LİTOLOJİ (lithology)	FOSİL İÇERİĞİ (fossil content)
ORTA JURA (Middle Jurassic)	HENDOS		Dolosparit (dolosparite)	
PİSARÇUKURU		200 m	Sarımsı gri renkli, orta-kalın tabakalı vaket taşı (yellowish grey, medium to thick bedded wackestone) Gri renkli, kalın tabakalı istif taşı (grey, thick bedded packstone)	Paravalvulina sp., Makro kavkı kesitli, <i>Pseudocyclammina</i> sp., <i>Siphonalvulina</i> sp., <i>Valvulina</i> cf. <i>lugeroni</i> <i>Nautiloculina</i> sp., <i>Trocholina</i> cf. <i>cornica</i> Sünger spikülleri <i>Paravalvulina</i> sp.,
ALT JURA (Lower Jurassic)	ÜZÜM DERE	450 m	istif taşı (packstone) Çamur taşı (mudst) Kuvars arenit (quartz arenite) Marn (marl) Arkozik vake (arkosic wacke) Marn (marl) Kuvars arenit (quartz arenite) istif taşı (packstone) Çamur taşı (mudstone) Kuvars arenit (quartz arenite) Tektonik dolanak (tectonic contact) Gri renkli, killi kireç taşı (grey, argillaceous limestone)	<i>Textularia</i> sp., Alg, Makro kavkı kesitleri <i>Fron-dicularia</i> sp., <i>Labyrinthina</i> sp., <i>Glomospira</i> sp., <i>Spirillina</i> sp., <i>Pseudocyclammina</i> sp., <i>Textularidae</i> <i>Valvuliniidae</i> <i>Gbbotruncana</i> sp.
Ü. KRE-EOSEN (Upper Cretaceous)	ÜZÜM DERE			
AVDINKENT				

Şekil 4. Üzümdere ve Pisarçukuru formasyonu'nun ölçülmüş stratigrafi kesiti.

Figure 4. Measured stratigraphic section of the Üzümdere and Pisarçukuru formation.

tanımlanmıştır. Bu fosillere göre birimin yaşı Orta - Geç Liyas olarak saptanmıştır.

Ortamsal Yorum

Birimin fasiyes özellikleri, zaman zaman karasal ve sığ denizel şartların kontrolünde gelişen istif olduğunu belirlemektedir. Birim, Anamas ve Barla-dağında yüzeyleyen Çayır formasyonu (Liyas), Hacıshaklı - Kargıcık arasında yüzeyleyen Dibekli formasyonu (Liyas) (Demirtaşlı, 1984) ve Hoyran karbonat platformunda yüzeyleyen Liyas yaşlı Kocakaya formasyonunun (Koçyiğit, 1984) alt seviyeleri ile deneştirilebilir (Şekil 5).

Pisarçukuru Formasyonu (Jp)

Tanım ve Dağılım

Birim ilk kez "Üzümdere Sirkinin San Kalkeri" olarak adlandırılmıştır (Martin, 1969). Daha sonra Demirtaşlı (1976, 1979) tarafından "Pisarçukuru kireçtaşı" adı önerilmiştir. Son olarak da birim tarafımızdan "Pisarçukuru formasyonu" olarak adlandırılmıştır. Birim inceleme alanında Pisarçukuru vadisi, Üzümdere köyü ve İmresan geçidinde yüzeylemektedir.

Litoloji

Birim, Üzümdere formasyonunun kırmızı - yeşil renkli kumtaşı ve main içeren yumuşak topografyası üzerinde sarp yarlar oluşturur. Formasyonun egemen litolojisi kireçtaştır (Şekil 4). Alterasyon rengi sarımsı, taze yüzeyleri gri renkli, orta - kalın tabakalı, erime boşluklu ve bol çatlaklıdır. Yer yer kumlu, siltli ve bol makro kavkı kapsayan biyojenik kireçtaşlarından oluşur. Formasyondan derlenen örneklerin mikroskop incelemelerinde dört adet mikro çökel fasiyes ayırtlanmıştır. Bunlar kuşgözü yapılı makro kavkı parçaları içeren bentik foraminiferli istif taşı, bentik foraminiferli intraklast içeren kalkrudit, sünger spikülleri içeren pelletli vaket taşı ve laminasız çamur taşı fasiyesleridir.

Alt, Üst ve Yanal Sınırlar

Formasyonun tabanı Üzümdere formasyonu ile uyumlu, üst sınır Hendos formasyonu ile dereceli geçişlidir.

Kalınlık

Formasyonun kalınlığı Pisarçukurunda 200 m ve Üzümdere referans kesitinde 210 m ölçülmüştür.

Fosil Topluluğu ve Yaş

Ölçülü kesit ve nokta örneklerinde *Valvulina* cf. *lugeoni* Septfontaine, *Trocholina* cf. *conica* (Schlumberger), *Valvulina* sp., *Textularia* sp., *Siphovalvulina* sp., *Haurania* sp., *Pseudocyclammina* sp. ve *Pfenderina* sp. tanımlanmıştır. Bu fosillere göre birimin yaşı Orta Jura (Erken Dogger) olarak saptanmıştır.

Ortamsal Yorum

Birimin, kuşgözü yapılı ve sünger spikülleri içeren fasiyesleri Wilson (1975)'un tanımladığı fasiyes kuşaklarından resif gerisi alanları belirten F - 8 bölgesine düşmektedir. Birimin üst seviyeleri ortam enerjisinin düştüğünü belirten çamurtaşı seviyeleri içermekte ve daha sonra dolomitli seviyelere geçmektedir.

Deneştirme

Birim, Hoyran karbonat platformunda yüzeyleyen Malm yaşlı Ergenli formasyonu (Koçyiğit, 1984) ve Anamas dağında yüzeyleyen Liyas yaşlı Yassıviran kireçtaşlarının bir kısmı ile deneştirilebilir (Gutnic ve diğ., 1979) (Şekil 5).

Hendos Formasyonu (Jh)

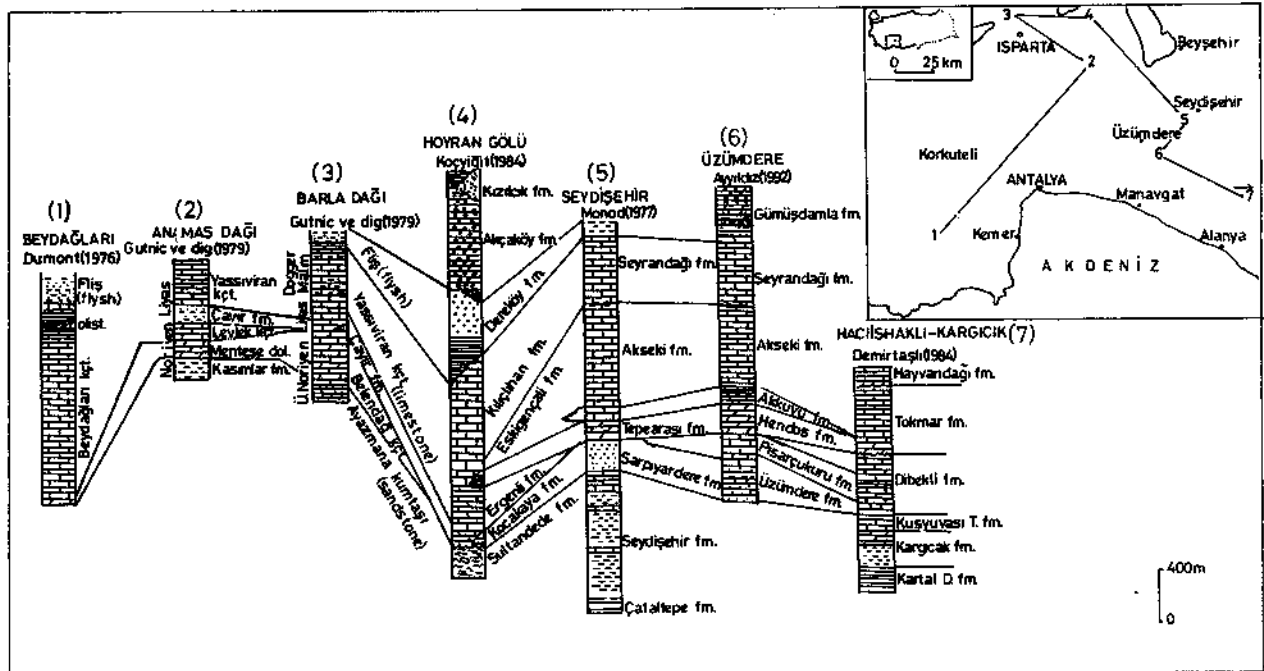
Tanım ve Dağılım

Birim ilk defa "Hendos kalkeri ve dolomisi" olarak adlandırılmıştır (Martin, 1969). Daha sonra birim "Hendos dolomiti" olarak değerlendirilmiştir (Demirtaşlı, 1976, 1979). Bu çalışmada Hendos formasyonu adı önerilmiştir.

Birim inceleme alanında Üzümdere, Hendos, Pisarcukuru, Akkuyu yaylası ve Büyük Hallaç mevkiinde yüzey temektedir.

Litoloji

Birim masif katmanlı dolomitlerden oluşmuştur (Şekil 6). Alterasyon yüzeylerinin kum gibi ufalanması, şeker dokusu ve kırıldığında kötü kokusuyla kolayca tanınmaktadır. Dolomitler, dolomikrit ve dolosparitler ile temsil olunur. Dolosparitler sub - anedral kristal mozayigi oluşturur. İnce - orta boylu subanhedral kristalli dolosparit içerisinde çoğunlukla orijinal kireçtaşı dokusu silinmiştir. Ancak bazı örneklerde *Valvulina* sp., *Textularia* sp., fosil izi ve ilksel kayaç kalıntılarında rasüanabilmektedir. Bazı örneklerde boşluklar iri kristalli dolosparitler ile doldurulmuştur. Koyu renkli dolomit matriks üzerindeki bu alanlar açık renkli yamalar oluşturmuş olup kayaç "benekli dolomit" dokusu (Osmand, 1956) kazanmıştır.



Şekil 5. İnceleme alanı ve çevresinde yapılan çalışmaların deneştirilmesi.

Figure 5. Correlation of the investigated area and its around.

AKSEKİ KUZEYİNİN STRATİGRAFİSİ

Kalınlık

Ölçülü stratigrafik kesitte 300 m kalınlık ölçülmüştür.

Alt Üst ve Yanal Sınırlar

Birimin alt sınırın Pisarçukuru ve üst sınırın Akkuyu formasyonu ile uyumludur. Yanal sınırları inceleme alanı dışında da devam etmektedir.

Fosil Topluluğu ve Yaş

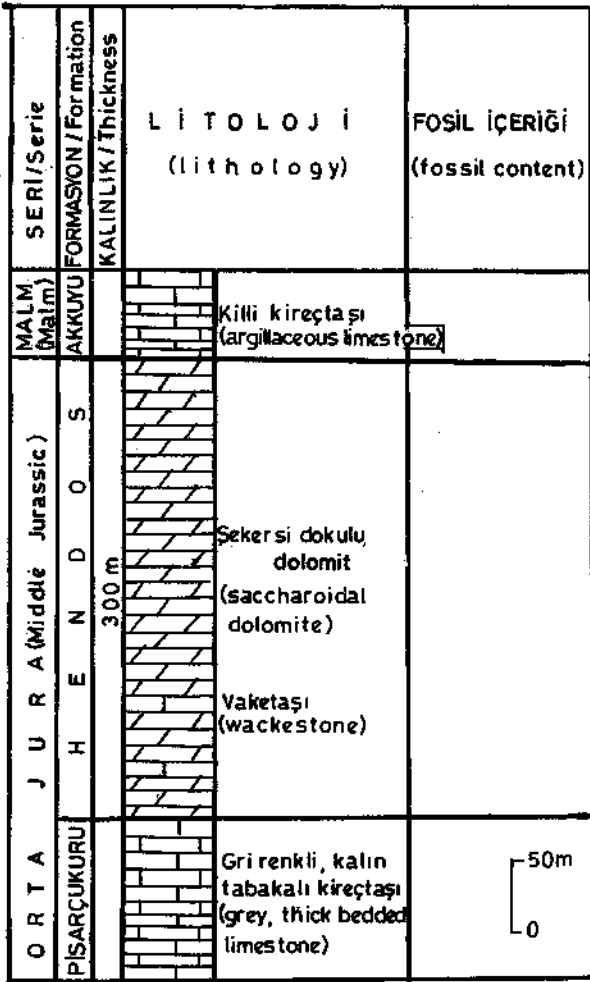
Formasyondan alınan örneklerden *Valvulina* sp., ve *Textularia* sp., fosil izleri gözlenmiştir. Bu faunaya dayanılarak birime yaş verilememiştir. Birim, alt ve üst sınırlarındaki birimlere bağlı olarak ve Martin (1969) inceleme alanı çevresinde yaptığı çalışmada tespit ettiği fo-

sillere göre; *Kurnubia palastiniensis* (Henson), *Pfenderina salernitana* (Sartoni & Crescenti), *Protopeneroplis striata* (Weynschenk), *Nautiloculina circularis* (Said & Barakat), *Lituosepta* sp., birimin yaşı Geç Dogger olarak tespit edilmiştir.

Akkuyu Formasyonu (JKa)

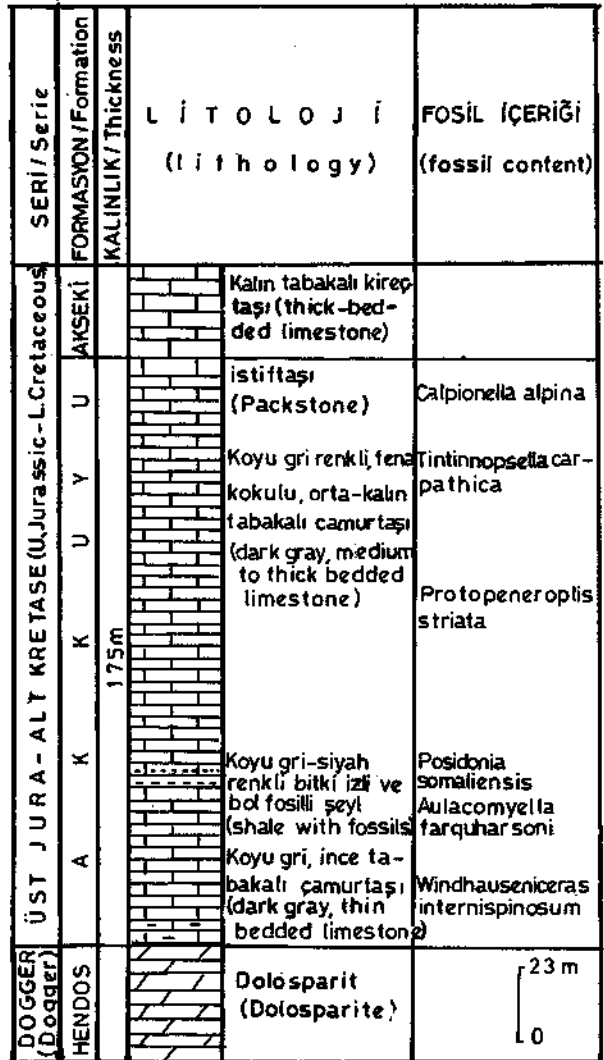
Tanım ve Dağılım

Birim ilk defa Martin (1969) tarafından "Akkuyu formasyonu ve bitüm tabakacığı" olarak adlandırılmıştır. Daha sonra Demirtaşlı (1976, 1979) ve Monod (1977) tarafından Akkuyu formasyonu olarak teklif edilmiştir. Birim inceleme alanında Hörtebek -



Şekil 6. Hendos formasyonu'nun ölçülmüş stratigrafik kesiti.

Figure 6. Measured stratigraphic section of the Hendos formation.



Şekil 7. Akkuyu formasyonu'nun ölçülmüş stratigrafik kesiti.

Figure 7. Measured stratigraphic section of the Akkuyu formation.

kuyu yaylası, İmresan - Piserçukuru yaylası arasında ve Şahap yaylasında yüzeylenmektedir.

Litoloji

Birim kendisini çevreleyen karbonatlar arasında gri renkli, yer yer sarımsı, aşınma yüzeyli ve yumuşak topografyası ile kolayca ayırt edilir.

Birimin alt seviyeleri kil - silt içeren ince kireçtaşı tabakalarından oluşmaktadır. Kırıldığında kolaylıkla ayrılabilen bu seviyelerde Lamellibranch ve Ammonit fosilleri tanımlanmıştır. Kireçtaşı seviyeleri arasında kalınlığı değişken (0 - 2 m) bol fosilli bitümlü seviyeler yer almaktadır. Üste doğru bitümlü seviyeler azalmakta kireçtaşı tabakalarına geçmektedir. Kireçtaşı seviyeleri kırıldığında kötü koku vermekte ve bitki kökü izleri kapsamaktadır. Birimden alınan örneklerin petrografik analizleri sonucu; klastik elemanlı çamurtaşı, stilolitli bentik foraminiferli çamurtaşı ve bentik foraminiferli pelletli istifası - vaketası fasiyesleri ayırt edilmiştir.

Alt, Üst ve Yanal Sınırlar

Birimin alt sınırı Hendor, üst sınırı erken Kretase yaşlı Akseki formasyonu ile uyumludur.

Kalınlık

Ölçülen referans kesitte 175 m kalınlık saptanmıştır (Şekil 7).

Fosil Topluluğu ve Yaş

Birimden ölçülen kesit ve nokta örneklerde *Posidonia somaliensis* (Cox), *Aulacomyella farquharsoni* (Cox), *Reineckeia* (Kellawaysites) *multicostata* (Pettitlerc), *Windhauseniceras internispinosum* (Krantz) = *Perisphinctes interpinosus*, Krantz, *Protopenoroplis striata* (Weynschen), *Inoceramus* sp., *Inoceramus* (*Mytiloides*) *galoi* Böhm, *Aulacomyella problematica* (Furlani) tespit edilerek Geç Jura, *Calpionella alpina* (Lorenz), *Tintinnopsella carpathica* (Murgeanu & Filipescu) ile Erken Kretase (Berriasiyen) yaş konağına çıktığı saptanmıştır.

Ortamsal Yorum

Birimin hakim litolojisinin mikritik kireçtaşı ve bitümlü seviyelerden oluşması, düşük enerjili bir ortamda (karbonat platformunda bir engelle açık denizden ayrılan lagünde) çökeldiğini göstermektedir.

Akseki Formasyonu (Ka)

Tanım ve Dağılım

Birim ilk defa Martin (1969) tarafından "İnfraboksit Kretase" ve daha sonra Demirtaşlı (1976, 1979) tarafından "Akseki kireçtaşı" olarak adlandırılmıştır. Bu çalışmada Akseki formasyonu olarak incelenmiştir. İnceleme alanında geniş bir alanda yayılım göstermektedir.

Litoloji

Birim, Akkuyu formasyonun yumuşak topografyası üzerinde sarp bir görünüm sunar. Formasyon orta - kaim tabakalı, erime boşluklu ve bol çatlaklı kireçtaşlıdır. Yer yer kireçtaşı tabakaları şeker dokulu ve kötü kokulu dolomitler ile aratabakalıdır (Şekil 8). Kireçtaşlıdan oluşan birim boksit seviyeleri ile son bulmaktadır. Kireçtaşlı örneklerinin petrografik incelemesinde, hakim bileşenin fosil, pellet, intraklast ve makrokavkı parçalan olduğu matriksin ise kötü yıkanmış sparitten oluştuğu izlenir. Örnekler Dunham (1962)ya göre istifası - vaketasıdır. Bazı seviyeleri ooid ve onkoid bileşenleri içeren istifası özelliğindedir. Birimin dolomit seviyeleri dolosparitlerden oluşmuştur. Genellikle sub-anhedral dolosparit kristallerinden oluşan kayaçta ilksel kayaç dokusu silinmiştir.

Alt, Üst ve Yanal Sınırlar

Birimin alt sınırı Akkuyu formasyonu ile uyumlu üst sınırı Seyrandağı formasyonu ile açışız uyumsuzluk (diskonformite) gösterir. Yanal sınırları inceleme alanı dışında da devam etmektedir.

Kalınlık

Formasyonun kalınlığı 700 - 800 m arasındadır.

Fosil Topluluğu ve Yaş

Birimden alman örneklerde *Cuneolina* sp., *Nummoloculina* sp., *Textularia* sp., *Nezzazata* sp., *Aeolisaccus* sp., fosilleri ve *Miliolidae* familya temsilcileri tespit edilmiştir. Bu fosillere göre formasyonun yaşı Erken Kretase'dir.

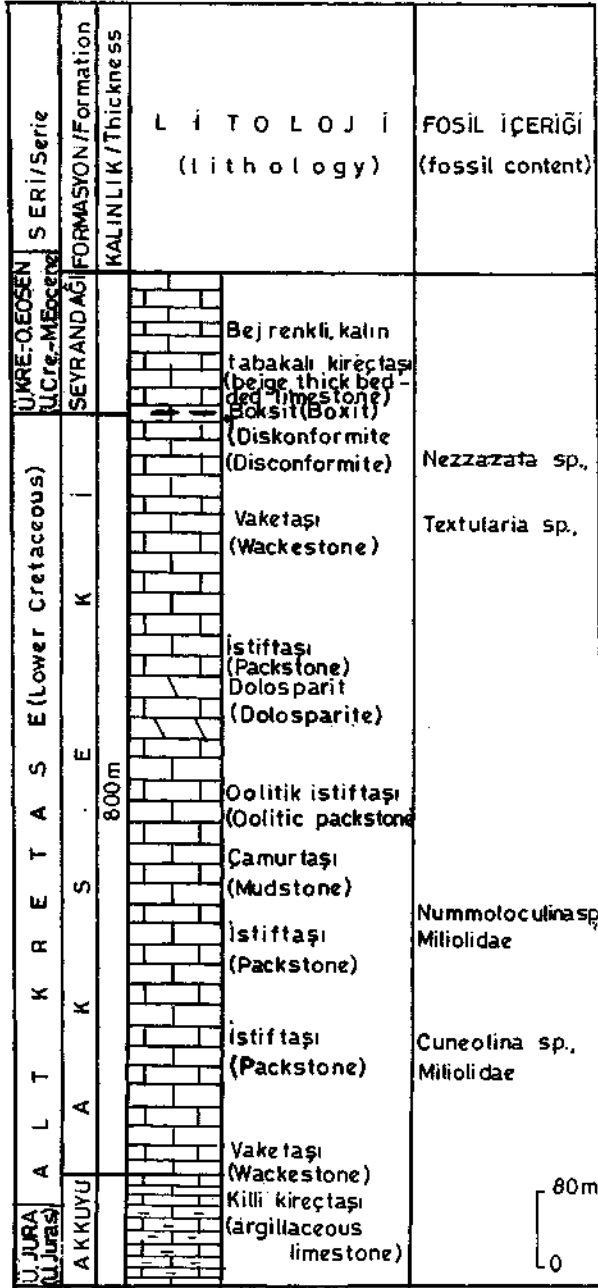
Ortamsal Yorum

Birimin fauna ve fasiyes özellikleri geniş bir alan kapsayan karbonatların, duraylı ve sığ bir karbonat şelfinde çökeldiğini göstermektedir. Üst sınırında gözlenen boksit seviyeleri Geç Kretase (Senomaniyen) sonunda bölgenin yersel olarak yükseldiğini göstermektedir (Demirtaşlı, 1987).

AKSEKİ KUZEYİNİN STRATİGRAFİSİ

Deneyişirme

Formasyon Hoyran karbonat platformunda yüzeyleyen Eskigençali formasyonu (Koçyiğit, 1984), Beydağları yöresinde Finike kireçtaşı ve Eğriceboğazi formasyonunun bir kısmı ile deneyişirilebilir (Günay ve diğ., 1979) (Şekil 5).



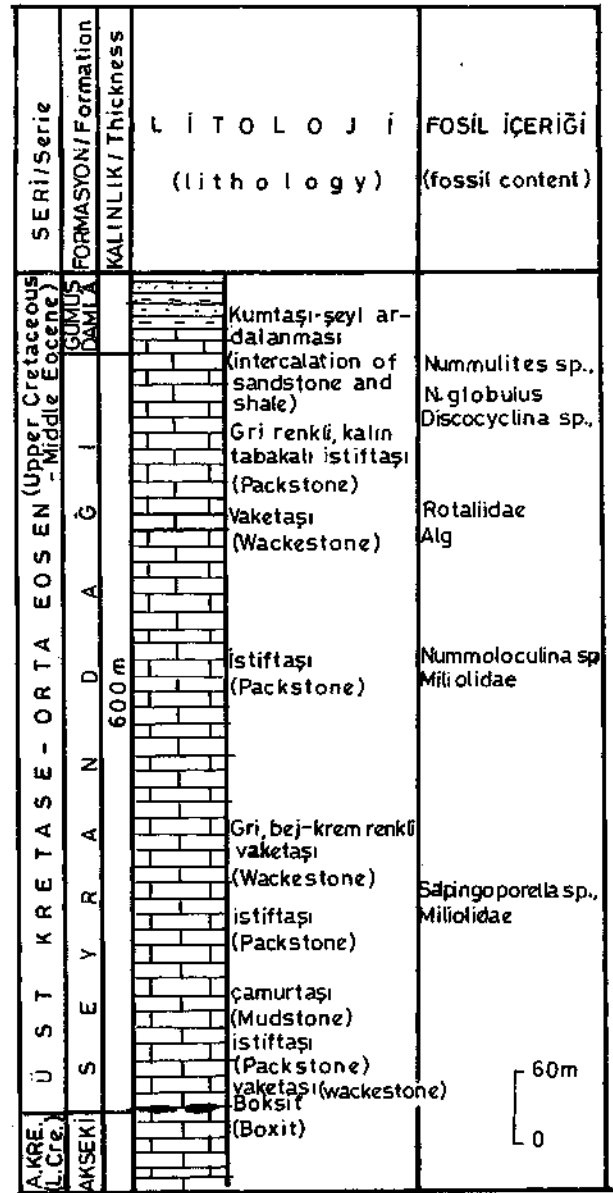
Şekil 8. Akseki formasyonu'nun ölçülmüş stratigrafik kesiti.

Figure 8. Measured stratigraphic section of the Akseki formation.

Seyrandağı formasyonu (KTs)

Tanım ve Dağılımı

Birim ilk defa Martin (1969) tarafından "Supra - Boksitik Kretase" olarak, daha sonra "Seyrandağı kireçtaşı" olarak adlandırılmıştır (Demirtaşlı, 1976, 1979). Bu çalışmada Seyrandağı formasyonu olarak önerilmiştir.



Şekil 9. Seyrandağı formasyonu'nun ölçülmüş stratigrafik kesiti.

Figure 9. Measured stratigraphic section of the Seyrandağı formation.

Formasyon, Gümüşdamla köyü güneyinde, Emerya - Çmardibi köyleri arasında ve Akseki ilçesi kuzeyinde yüzeylenmektedir

Litoloji

Birim genelde tabanda boksit cepleri üzerinde gelen açık gri renkli, kalın tabakaları kireçtaşlanndan oluşmaktadır (Şekil 9). Kireçtaşlanndan alınan örneklerin mikroskopik incelemelerinde alt seviyelerin biyoklastik karbonatlardan oluştuğu saptanmıştır. Bol rudist içerikli bu seviyeler üzerine Miliolidli istiftaşı - vaketası fasiyesi gelmektedir, üstte doğru çökeltmede kesiklik olmadan daha koyu renkli kalın tabakalı Nummulites sp., ve Discocyclina sp., fosilleri içeren kireçtaşlarına geçmektedir. Diğer fasiyeslere göre enerji indeksi düşük şartlarda çökelen bu seviyelerde intraklast ve makrokavkı kesit bileşenleri mikrospar ve mikrit matriks içerisinde gözlenmektedir.

Alt, Üst ve Yanal Sınırlar

Birimin alt dokanağı inceleme alanı içerisinde Akseki formasyonu ile açışız uyumsuzluk göstermekte, üst sınırı Gümüşdamla formasyonu ile uyumludur. Yanal sınırlar inceleme alanı dışında da devam etmektedir.

Fosil Topluluğu ve Yaş

Formasyonun alt seviyelerinde tespit edilen Textularia sp., Saïpingoporella sp., Rotaliidae, Miliolidae, Bryozoa, Ophthalmidiidae familyası temsilcileri ile Geç Kretase, üst seviyelerinde tespit edilen Nummulites sp., Discocyclina sp., Assilina sp., Katlı in a sp., Alveolina sp., Lockhartia sp., (?) fosillerine göre yaşı Erken Eosen'dir.

Ortamsal Yorum

Birimin litolojisi ve fosil içeriği, sığ ve yüksek enerjili ortamda çözüldüğünü, üst seviyelerde nummulitik kireçtaşlanının görülmesiyle ortam derinliğinin giderek arttığı ve derin deniz çökellerine geçtiğini göstermektedir.

Deneştirme

Formasyon, Hoyran karbonat platformunda yüzeyleyen Kihçlıhan formasyonu'nun resifal kireçtaşı seviyeleri (Koçyiğit, 1984), Barladağında yüzeyleyen Senoniyen - Mestriştiyen yaşlı kireçtaşlan, Orta Toroslarda yüzeyleyen Kretase - Paleosen yaşlı Hayvandağı

formasyonu'nun resifal kireçtaşı seviyeleri ile (Demirtaş, 1984) deneştirilebilir (Şekil 5).

Gümüşdamla Formasyonu (Teg)..

Formasyon ilk defa Martin (1969) tarafından "Zilan filisi" olarak adlandırılmıştır. Daha sonra Demirtaşlı (1976, 1979) tarafından Gümüşdamla formasyonu olarak önerilmiştir. Birim Gümüşdamla ve Kuyucak köyleri arasında, Günyaka köyü güneyinde yüzeylenmektedir. Bu çalışmada iki üyeye ayrılarak incelenmesi uygun görülmüştür.

Filiş Üyesi (Tef)

Tanım ve Dağılım

Birim ilk defa Martin (1969) tarafından "Zilan filişi" nin Filiş fasiyesi altında incelenmiş, daha sonra Demirtaşlı (1976,1979) tarafından Gümüşdamla formasyonu içinde incelenmiştir. Bu çalışmada "Filiş Üyesi" olarak adlandırılmıştır. Birim Gümüşdamla ve Gönyaka köyü çevresinde yüzeylenmektedir.

Litoloji

Alt seviyelerde şarabi yer yer yeşil renkli kumtaşı ve marn araldanmasından oluşmaktadır. Kumtaşlan Bouma ve brouwer (1964)'nin istif özelliklerini sunmaktadır. Üste doğru marn ve seyrek kireçtaşı araldanması olarak devam etmektedir. Bu seviyelerin üstünde şarabi renkli marn ve kumtaşı araldanmalı seviyeler yer yer yastık lavlı seviyeler ile kesilir. Bu volkanik seviye merceksel olup yanal devamlılık gözlenmemektedir (Şekil 10).

Alt, Üst ve Yanal Sınırlar

Birimin alt sının Seyrandağı formasyonu üst sınırdı Kuyucak çakıltası üyesi ile uyumludur. Yanal sınırlar inceleme alanı dışında da devam etmektedir.

Kalınlık

Gümüşdamla köyünde 400 m kalınlık ölçülmüştür.

Fosil topluluğu ve Yaş

Birimde ölçülen stratigrafi kesit örneklerinde Globorotalia sp., Globigerinidae familyası temsilcileri tespit edilmiştir. Kesin yaş verecek fosiller tanımlanmaması nedeniyle stratigrafik konumu göz önüne alınarak yaşının Orta Eosen olduğu öngörülmektedir.

AKSEKİ KUZEYİNİN STRATİGRAFİSİ

Ortamsal Yorum

Birim, türbiditik karakterli oluşu ve içinde seyrek biyomikrit kireçtaşı seviyelerinin yer alması platformun derin deniz şartlarına açıldığı basende çökeldiğini göstermektedir.

Deneştirme

Birim inceleme alanının güneyinde yüzeyleyen Aydıncık, Hoyran karbonat platformunda yüzeyleyen Yukantırlar ve Dereköy (Koçyiğit, 1984), formasyonu ile kısmen deneştirilebilir (Şekil 5).

Kuyucak Çakıltaşı Üyesi (Tegk)

Tanım ve Dağılım

İstifin son tabakalarını teşkil eden bu seviyeler Gümüşdamla ve Kuyucak köyleri arasında gözlenmektedir. Birim Martin (1969) tarafından "Zilan fişinin konglomerası" olarak incelenmiş, daha sonra Demirtaşlı (1976, 1979) tarafından Gümüş damla formasyonu olarak incelenmiştir. Bu çalışmada Kuyucak çakıltaşı üyesi olarak önerilmiştir.

Litoloji

Karbonat çimentolu çakıltaşı ve kumtaşı aratabalananndan oluşmaktadır. Birimin alt seviyeleri tabakalı üst seviyeleri masif görünümlüdür ve alt seviyelere oranla kompakt çakıltaşılanndan oluşmuştur (Şekil 11). Bileşenlerin çoğunluğunu kireçtaşı ve dolomit, ayrıca ofiyolit kayalardan türemiş serpantin, metamorfik ve kumtaşı parçalan oluşturmaktadır (Petromikt konglomera). Çakıltaşılanndan alt seviyeleri polijenik, orta ve üst seviyelere doğru monojenik bileşimdedir.

Alt, Üst ve Yanal Sınırlar

Alt sınır fişlerle uyumlu olup üst sınır tektonik dokanakhdır. Birimin yanal devamlılığı değişkendir.

Kalınlık

Birim kalınlığı Kuyucak köyüne doğru gidildikçe artmaktadır. Üst sınır tektonik olduğu için kalınlık değişkendir. Kuyucak köyünde 150 m kalınlık ölçülmüştür.

Fosil Topluluğu ve Yaş

Birim altındaki fiş ile uyumlu olması ve üst sınırının Lütesiyen sonrası hareketlerle yerleşen (Martin, 1969; Demirtaşlı, 1976, 1979, 1987) allokton birimlerle (Beyşehir - Hoyran Napı) tektonik dokanakh olması muhtemelen Orta Eosen de depolandığını göstermektedir.

Ortamsal Yorum

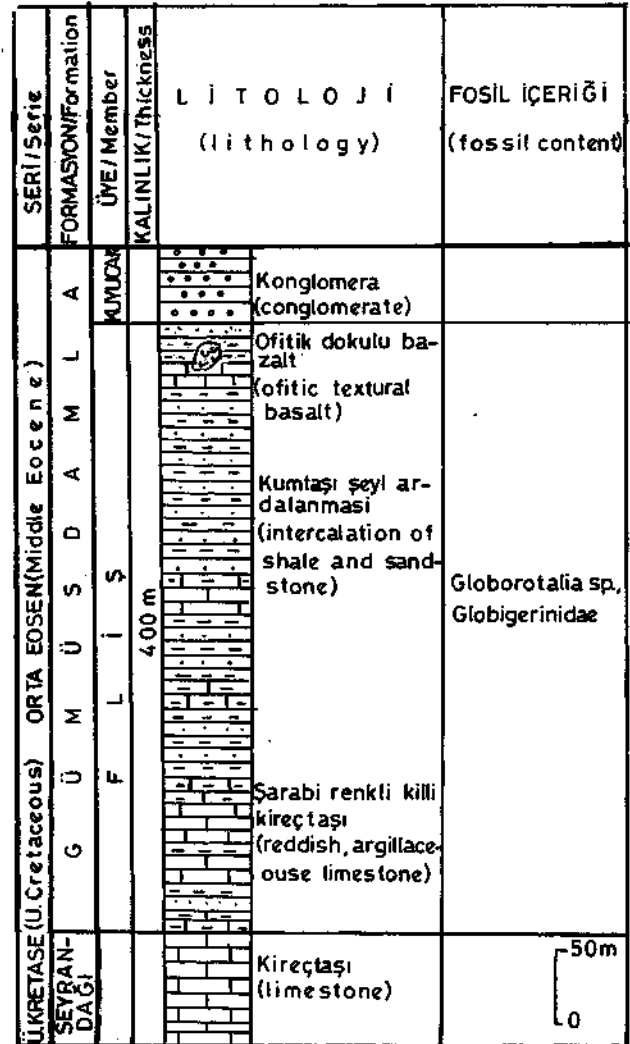
Birim içerisinde platform karbonatlaşma ve allokton birime ait elemanların bulunması, allokton birimlerin hareketine bağlı olarak basen alanına malzeme sağlandığı ve daha sonra napm son yerleşme evresinde birim üzerine tektonik dokanakhla yerleşmiş olduğu öngörülmektedir.

Akdağ - Yelekdağ Tektonik Dilimi

Akdağ Formasyonu (Kak)

Tanım ve Dağılım

Akdağ - Yelekdağ tektonik diliminde geniş bir alanda yüzeyleyen birim ilk defa Demirtaşlı (1987)



Şekil 10. Fiş üyesi'nin ölçülmüş stratigrafi kesiti.

Figure 10. Measured stratigraphic section of the Flysh member.

tarafından "Akdağ kireçtaşı" olarak adlandırmıştır. Bu çalışmada ise Akdağ formasyonu olarak incelenmiştir (Şekil 12). Birim inceleme alanının kuzeyindeki Seyrandağı formasyonuna litolojik yönden benzerlik sunmasına rağmen, birimin üst seviyelerinin pelajik kireçtaşı fasiyesinde gözlenmesi ve Erken Kretase yaşlı birimler ile başlaması nedeniyle ayrılmaktadır.

Litoloji

Formasyonun egemen litolojisi açık gri renkli, orta - kalın tabakalı kireçtaşlarından oluşmaktadır. Birimin petrografik incelemelerinde, bol miktarda Erken ve Geç Kretase rudistli kalkarenit ve üst seviyelerde kalsilitut arakatmanlı, dolomit kristallerine sahip pelletli biyomikrit olduğu saptanmıştır. Formasyon üst seviyelerde pelajik kireçtaşlarına geçmektedir.

Alt, Üst ve Yanal Sınırlar

Birimin üst sınırı Aydmkent formasyonu ile uyumludur. Yanal sınırları inceleme alanı dışında da devam etmektedir.

Fosil Topluluğu ve Yaş

Derlenen örneklerde Erken ve Geç Kretase rudist kavkısı, Planorbulina sp., Marssonella sp., Siderolites sp., Rotalia sp., Orbitoides sp., Rugoglobigerina sp., Globotruncana sp., fosilleri saptanmıştır. Bu fosillere göre birim Alt - Üst Kretase'de çökelmiştir.

Ortamsal Yorum

Birimin bol rudistli seviyeleri karbonat platformunda F 5 - 6 (Wilson, 1975) alanlarında çökeldiğini, tavan seviyelerinde pelajik kireçtaşlarına geçmesi Üst Kretase'de ortamın derinleşmeye başladığını göstermektedir.

Deneyişme

Formasyon Akseki tektonik diliminde yüzeyleyen Geç Kretase - Orta Eosen yaşlı Seyrandağı formasyonu ve Pirnos - Tepedağ tektonik diliminde yüzeyleyen Dumanlı formasyonu ile deneytirilebilir (Ayyıldız, 1992; Toker ve diğ., 1993).

Aydımkent Formasyonu (KTA)

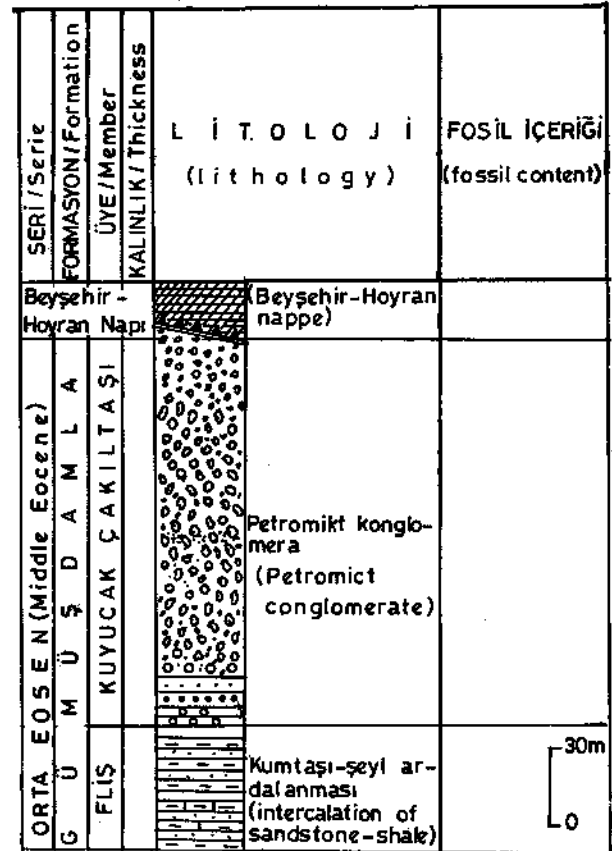
Tanım ve Dağılımı

Birim ilk defa Martin (1969) tarafından "İbradı flişi" olarak adlandırmıştır. Daha sonra Demirtaşlı (1979) tarafından "Bakalasay formasyonu", Günay ve

diğ., (1979) tarafından Aydımkent formasyonu olarak adlandırılmış ve bu çalışmada da aynı adlama benimsenmiştir. Birim Akdağ - Yelekdağ tektonik diliminde ve Akseki tektonik diliminde Üzümdere formasyonu'nun altında tektonik pencere olarak yüzeylemektedir.

Litoloji

Akdağ formasyonu üzerine gelen seviyeler, pelajik ortam ürünü olan marn ve biyoklastik kireçtaşlandır. Üste doğru fliş karakterinde kumtaşı - marn - kireçtaşı ardalanması şeklinde devam etmektedir (Şekil 13). Ayrıca matrisi karbonattan oluşan kötü boylanmalı çakıltaşı seviyeleri de gözlenmektedir. Genelde kireçtaşı ve daha ince marn ardalanması şeklinde gözlenir. Kireçtaşlarının petrografik incelemesi sonucu hakim bileşen olarak pelajik fosiller içeren biyomikrit (Folk, 1952) olduğu belirlenmiştir. Formasyonun tabanında ortamın henüz sığlığını ve self ortamını gösteren



Şekil 11. Kuyucak çakıltaşı üyesi'nin ölçülmüş stratigrafi kesiti.

Figure 11. Measured stratigraphic section of the Kuyucak conglomerate member.

AKSEKİ KUZEYİNİN STRATİGRAFİSİ

biyotürbasyon yapısı gözlenir. Bu seviyelere ait örneklerde bol miktarda Geç Kretase rudist kavkı parçaları ve çok miktarda ince kum boyu biyoklastik malzeme saptanmıştır. Geç Kretase yaşlı fosillerin oldukça aşınmış ve parçalanmış olması, ortama dışardan taşındığını ve kalsitürbidit olarak Paleosen'de basen şartlarına açılmış alanda çökeldiğini göstermektedir.

Alt, Üst ve Yanal Sınırlar

Birimin üst sınırın Akseki bindirmesi boyunca tektonik dokanaktır.

Kalınlık

Formasyonun kalınlığı referans kesitlerinde 120 - 410 m olarak saptanmıştır.

Fosil Topluluğu ve Yaş

Derlenen örneklerden aşağıdaki fosiller tespit edilmiştir. *Rosita fornicata* (Plummer), *Globotruncana linneiana* (d'Orbigny), *Rosita contusa* (Cushman), *Globotruncana arca* (Cushman), *Globotruncanites stuarti* (de Lappe rent), *Siderolites calcitrapoides* La-

SERİ/Serie	FORMASYON/Formation	KALINLIK/Thickness	LİTOLOJİ (lithology)	FOSİL İÇERİĞİ (fossil content)
KRETASE (Cretaceous)	AKDAĞ	294 m	Pelajik fosilli biyomikrit (biomicrit with pelagic fossils) Sıkı istiflenmiş biyomikrit (packed biomicrit) Dolospirit (Dolospirite)	Rugoglobigerina sp., Globotruncana sp., Cuneolina sp., Rudist kavkıları Dacycladae
PALEOSEN (Paleocene)	AYDINKENT	312 m	Pelajik fosilli sıkı istiflenmiş biyomikrit (packed biomicrit) Kumlu kireçtaşı (sandy limestone)	Globigerina sp., Morozovella sp., Orbitoides sp., Rudist kavkıları

Şekil 12. Akdağ formasyonu'nun ölçülmüş stratigrafik kesiti.

Figure 12. Measured stratigraphic section of the Akdağ formation.

marck ile alt seviyelerinin Mestrişiyen, orta seviyelerde tespit edilen *Morozovella angulata* (White), *Morozovella aequa* (Cushman & Renz), *Globigerina triloculoides* Plummer'e göre Paleosen, *Morozovella spinulo-*

SERİ/Serie	KAT/Stage	FORMASYON/Formation	KALINLIK/Thickness	LİTOLOJİ (lithology)	FOSİL İÇERİĞİ (fossil content)
ALT-ORTA EOSEN (Lower-Middle Eocene)	İPRESYEN - LÜTESİYEN (Presian-Lutetian)			Kumtaşı (sandstone) Sıkı paketlenmiş biyomikrit (packed biomicrit)	
PALEOSEN (Paleocene)	Y D I N K	AYDINKENT	411 m	Pelajik fosilli biyomikrit (biomicrit with pelagic fossils)	Globigerinatheka index G. kugleri Morozovella aragonensis
				Sıkı paketlenmiş biyomikrit (packed biomicrit)	Globigerina triloculoides G. linaparta G. senni Morozovella aragonensis Globigerinatheka cf. senni Globigerina sp.,
KRETASE (Cretaceous)	MESTRİŞİYEN (Mastriichtian)	AKDAĞ		Mam (marl)	Globigerinatheka sp., Globigerina senni Globorotalia renzi
				Sıkı paketlenmiş biyomikrit (packed biomicrit) Mam (marl)	Morozovella aequa Globigerina triloculoides
PALEOSEN (Paleocene)	Y D I N K	AYDINKENT	411 m	Kumtaşı aratabakalı kırı kireçtaşı (argillaceous limestone with sandstone strata)	Morozovella angulata Globigerina triloculoides Globigerina sp.,
				Pelajik fosilli sıkı paketlenmiş biyomikrit (packed biomicrit with pelagic fossils)	Kavkı parçaları Rotalidae Subbotina sp., Globigerina sp., Siderolites calcitrapoides
U. KRETASE (Upper Cretaceous)	MESTRİŞİYEN (Mastriichtian)	AKDAĞ		Pelajik fosilli intra-biyomikrit (intra-biomicrit with pelagic fossils)	Globot. stuartiformis Globot. bulloides Rosita fornicata Orbitoides sp., Globotruncana arca G. linneiana

Şekil 13. Aydınkent formasyonu'nun ölçülmüş stratigrafik kesiti.

Figure 13. Measured stratigraphic section of the Aydınkent formation.

sa (Cushman), *Acarina bullbrooki* (Bolli), *Truncorotaloides pseudotopilensis* (Cushman), *Globorotalia renzi* Bolli, *Globigerina senni* (Beckmann) fosillerine göre birimin yaşı İpresiyen - Lütesiyen'dir.

Ortamsal Yorum

Formasyon, gösterdiği litolojik ve paleontolojik özellikleri ile derin deniz ortamını yansıtmaktadır (F 1 - 2) (Wilson, 1975). Birim inceleme alanı kuzeyinde yüzeyleyen Gümüşdamla formasyonunun kumtaşı, marn ve pelajik foraminiferalı killi kireçtaşı seviyeleri ile denestirilebilir (Ayyıldız, 1992; Toker ve diğ., 1993) (Şekil 5).

SONUÇLAR

1) İnceleme alanında yüzeyleyen birimler allokton (Beşehir - Hoyran Napı) ve paraotokton özelliktedir. Paraotokton birimler, allokton birimlerin yerleşimine bağlı olarak alt ve üst sınırları bindirme düzlemleri ile ayrılabilen tektonik dilimler halindedir. Bu dilimlerden, Akseki tektonik ünitesinde Jura (Dogger) - Orta Eosen aralığı neritik, Eosen (Lütesiyen)'de pelajik ve yan pelajiktir. Akdağ - Yelekdağ tektonik ünitesinde ise Geç Kretase (Mestrişiyen)'e kadar neritik, Eosen (Lütesiyen)'e kadar pelajik ve yan pelajik faşiyelerde temsil edilir.

2) Beşehir - Hoyran napı bölgenin yabancı kayaçlandır. Bunlar önceki araştıncıların belirttikleri gibi Lütesiyen sonu hareketlerle güneye doğru ilerlemiş nap dilimleridir. Bu hareket sonucu napın ön çukurluğunda Kuyucak çakıltaşları çökelmiştir.

3) İnceleme alanında Akseki tektonik diliminde yüzeyleyen Pisarçukuru, Hendos, Akseki ve Seyrandağı birimlerinin nitelikleri yönünden formasyon mertebesinde kullanılması teklif edilmiştir. Gümüşdamla formasyonu litoloji özelliklerine dayanılarak iki üyeye ayrılmıştır.

4) Akdağ formasyonu olarak adlanması teklif edilen birim içerisinde bir Alt Kretase'de diğer Üst Kretase'de olmak üzere iki rudistli klavuz seviye olduğu ortaya konulmuştur.

5) Daha önce Bakalısay formasyonu olarak adlandırılan ve yaşı Paleosen - Eosen tespit edilen birim (Demirtaşlı, 1987), Aydıncık formasyonu olarak kabul edile-

rek, yaşının Geç Kretase (Mestrişiyen) - Eosen (Lütesiyen) olduğu belirlenmiştir.

KATKI BELİRTME

Bu araştırmanın yürütülmesinde TBAG - 922 nolu proje ile maddi destek veren TÜBİTAK Yerbilimleri Araştırma Grubuna yazarlar teşekkürlerini sunarlar.

DEĞİNİLEN BELGELER

Akbulut, A., 1980, Eğridir gölü güneyinde Çandır (Sütçüler - İsparta) yöresindeki Batı Toroslann Jeolojisi, T.J.K., 23,1 - 9.

Ayyıldız, T., 1992, Üzümdere - Akkuyu (Akseki - ANTALYA) Civanm Petrol Olanakları, Yüksek Lisans Tezi, 196 s, Ankara.

Blumenthal, M.M., 1947, Seydişehir - Beşehir hinteralanındaki Toros dağlarının jeolojisi. M.T.A., 2,242 s.

Blumenthal, M.M. ve Göksu, E., 1949, Akseki civandaki dağlarda boksit zuhuratı, bunların jeolojik durumu ve jenezi hakkında izahat: M.T.A. Raporu.,n. 14.

Blumenthal, M.M., 1951, Batı Toroslarda Alanya ard ülkesinde jeolojik araştırmalar: M.T.A., n. 3, 194 s.

Bouma, A.H., & Brouwer, A., (Eds) 1964., Turbidites, Elsevier, Amsterdam, pp: 264.

Demirtaşlı, E., 1976, Akseki - Manavgat - Köprülü bölgesinin temel jeoloji incelemesi: T.J.K., 32. Bilimsel ve Teknik Kurultayı (yayımlanmamış),Ankara.

Demirtaşlı, E., 1977, Toros Kuşağının petrol potansiyeli: 3. Petrol Kongresi Tebliğleri, 55 - 62, Ankara.

Demirtaşlı, E., 1979, Batı Toros kuşağının (Akseki kuzeybatısı) petrol potansiyeli: T.J.K. 1. Bilimsel ve Teknik Kongresi., 187 -190, Ankara.

Demirtaşlı, E., 1984, Stratigraphy and tectonics of the area between Silifke and Anamur, Central Taurus Mountains. Geology of the Taurus Belt.,p: 101-119, Ankara.

AKSEKİ KUZEYİNİN STRATİGRAFİSİ

- Demirtaşlı, E., 1987, Akseki - Manavgat - Köprülü bölgesinin temel jeoloji incelemesi: M.TA. Rapor no: 3292 (yayımlanmamış), Ankara.
- Dumont, J.F., 1976, Etudes géologiques dans les Taurides occidentales: les formations paléozoïques et mésozoïques de la coupole de Karacahisar (province d'İsparta, Turquie): These 3 cycle. Univ. Paris - Sud (Orsay), 213 p.
- Dumont, J.F., Uysal, Ş., Poisson, A., 1980, Batı Toros Platformu: M.T.A., n: 823 (yayımlanmamış), Ankara.
- Dunham, R.J., 1962 Classification of carbonate rocks according to depositional texture, A.A.P.G., Memoir, p: 109-121.
- Farinacci, A & Radoicic, R., 1965, Correlazione fra serie giuresi e cretacee dell' Appennino centrale e delle Dinaridi esterne: Ricerca Scien-üf., v.34, pp.269-300.
- Folk, R.L., 1952, Practical petrographic classification of limestone, Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol., 43, 1-38.
- Gutnic, M., Monod, O., Poisson, A., et Dumont, J.F., 1979, Géologie des Taurides Occidentales (Turquie): Mem. Soci. Geol., 58, pp: 109.
- Günay, E, Bölükbaşı, A.S., Gözeğer, C, İnançlı, L, 1979, Batı Toroslarda Murtiçi - İbradı - Seydişehir arasındaki alanın jeolojisi ve petrol olanaktan: T.P.A.O., Rapor no: 1390, (yayımlanmamış).
- Koçyiğit, A., 1984, Tectonostratigraphic Characteristic of Hoyran Lake Region (İsparta Bend). Geology of the Taurus Belt, p: 53 - 69, Ankara.
- Martin, C, 1969, Akseki kuzeyindeki bir kısım Toroslann stratigrafik ve tektonik incelemesi: M.TA.Derg., 72. 157-175.
- Monod, O., 1977, Recherchcs géologiques dans les Taurus occidental au sud de Beyşehir: These Ere-sente a l'Université de Paris sud Centre d'Orsa, 442 p.
- Nebert, K., 1964, Güneybatı Toroslardaki kuzey hareketleri (Akseki güneyi), M.TA. Derg., 62, 12 -41.
- Osmand, J.C., 1956, Mottled Carbonate rocks in the Devonian of eastern Nevada: Jour. Sed. Petr., 26, 32-41.
- Özgül, N., 1976, Toroslann bazı temel jeoloji özellikleri: T.J.K., Bült., 19, 1, 65 - 78.
- Özgül, N., 1984, Stratigraphy and tectonic evolution of the Central Taurides, Geology of the Taurus Belt, p: 77 - 90, Ankara.
- Özlu, N., 1979, Akseki - Seydişehir boksitlerinin kökeni hakkında yeni bulgular: Türkiye Jeol. Kur. Bült., 22, 215 - 227.
- Toker, V., Sonel, N., Ayyıldız, T., 1993, Akseki - Aydmkent (ANTALYA) Civarının Jeolojisi ve Stratigrafisi, TBAG - 922, 100 s., Ankara.
- Türkunal, S., 1969, Toros dağlarının kuzeyde Beyşehir ile güneyde Oymapınar köyü enlemleri, doğuda Güzelsu bucağı ile batıda Kırkkavak köyü boylamları arasında kalan kesimin jeolojisi: E.1.E.1, Ankara.
- Wilson, J.L., 1975, Carbonate Facies in Geologic history, Springer - Verlag., Berlin, pp: 476.
- Wippem, J., 1962, Toros boksitleri ve bunun tektonik durumu, M.TA. rapor no: 58 (yayımlanmamış), Ankara.

KURŞUNLU (Koyulhisar - SİVAS) DAMAR TİPİ Pb-Zn-Cu YATAKLARINDA MİNERAL OLUŞTURUCU HİDROTERMAL ÇÖZELTİLERİN KARARLI İZOTOPLAR (O, H ve C) JEOKİMYASI VE KÖKENİ

*Stable Isotope (O, H and C) Geochemistry and Origine of The Mineralizing Fluid in
Kurşunlu (Koyulhisar - Sivas) Vein Type Pb-Zn-Cu Deposits*

Ahmet GÖKÇE

Cumhuriyet Üniv. Jeoloji Müh. Bölümü, SİVAS

Baruch SPIRO Nere Isotope Geoseiences Lab. Key worth - Nottingham NG12 5GG, İNGİLTERE

Milke F. MILLER Nerc Isotope Geoseiences Lab. Key worth - Nottingham NG12 5GG, İNGİLTERE

ÖZ: Kurşunlu Yöresindeki damar tipi Pb-Zn-Cu yatakları Üst Kretase yaşlı volkanik ve volkanosedimanter kayalar içinde bulunmakta olup, K50-80 B/75-85 KD konumundurlar. Cevher minerali olarak galenit, sfalerit, pirit, kalkopirit, kalkosin ve hematit, gang minerali olarak ise kuvars, kalsit ve az miktarda barit içermektedirler.

daha önce yapılan kükürt izotopları incelemelerinden sülfürlü minerallerin bileşimindeki kükürtün magmatik kökenli olduğu ve volkanik yan kayalardan yıkanmış olabileceği, sıvı kapanım incelemelerinden ise sıvı kapanımlandaki sıvıların tuzluluğunun genellikle düşük olduğu ve hakim tuz olarak NaCl (\pm KCl) içerdikleri dolayısıyla hidrotermal çözeltilerdeki suyun büyük olasılıkla meteorik kökenli olabileceği sonuçları çıkarılmıştır.

Oksijen ve hidrojen izotoptan analiz sonuçları ($\delta^{18}\text{O} = -5.4$ ile -1.4 ‰ arasında, $\delta\text{D} = -31.4$ ile -70.4 ‰ arasında) yöredeki yatakları oluşturan hidrotermal çözeltilerdeki suların derinlere indikçe ısınmış, ve yöredeki magmatik kayalarla (olasılıkla volkanik) izotopsal etkileşime uğramış yüzeysel kökenli meteorik sular olduklarını göstermektedir. Sıvı kapanımları içindeki CO_2 'nin karbon izotopları bileşimi ise bu çözeltilerin özellikle karasal veya denizel ortamlarda oluşmuş karbonatlı seviyelerden geçmiş olabileceğine işaret etmektedir.

Bu ana kadar yapılan tüm saha ve laboratuvar incelemelerin^ dayanılarak yöredeki damar tipi Pb-Zn-Cu yatakları volkanik yan kayalardaki malzemelerin (kükürt ve olasılıkla metal iyonları) derinlere inerek ısınmış meteorik kökenli sularla çözülüp, faylar boyunca yeniden çöktürmeleri şeklinde oluştuğu söylenebilir.

ABSTRACT: The vein type Pb-Zn-Cu deposits in Kurşunlu area are hosted by the Upper Cretaceous volcanic and volcanosedimentary units with an average attitude of N50°W / 75 - 85°NE. They contain galena, sphalerite, chalcocite, pyrite, chalcocite and hematite as ore minerals and accompanied quartz, calcite and locally barite as gangue minerals.

Previous sulfur isotope and fluid inclusion studies showed that the sulfur in sulfide minerals is magmatic origin and might have been leached from the surrounding volcanic rocks and mineralising fluid has a character of low salinity and dominantly contains NaCl (\pm KCl, CaCl, MgCl) indicating that the water may be meteoric origin.

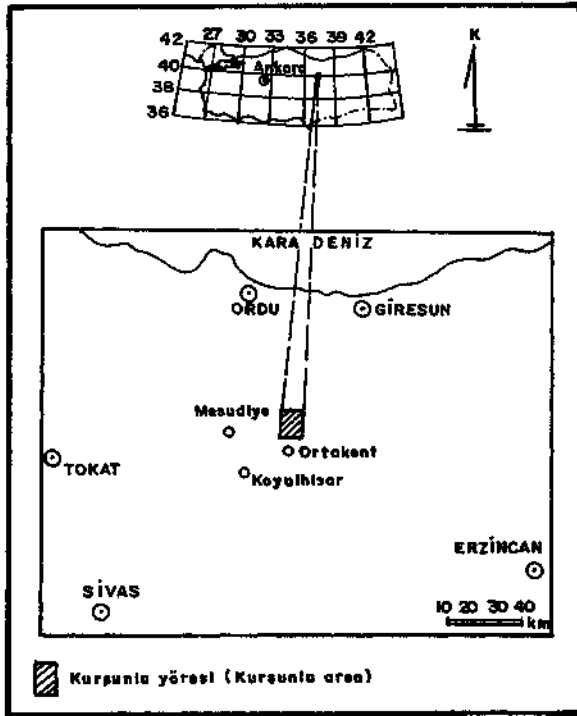
Oxygen and hydrogen isotope studies ($\delta^{18}\text{O} =$ in the range of -3.4 ile $+0.6$ ‰, $\delta\text{D} =$ in the range of -31.4 ile -70.4 ‰) show that the water in mineralising fluid is the deep-circulated meteoric water in mineralising fluid is the deep-circulated meteoric water with some ^{18}O enrichment as a result of isotopic exchange reaction with the surrounding volcanic rocks. Carbon isotopic composition of CO_2 in inclusion fluid indicate that the mineralising fluid might have penetrated through the marine or terrestrial carbonate units.

According to the results of all field and laboratory investigations held on the mineralization; it may be said that the vein type Pb-Zn-Cu deposits in the area were formed by the deep - circulated meteoric water leaching the sulfur and possibly metal ions from the surrounding volcanic rocks and depositing along the fault zones.

GİRİŞ

Kurşunlu Pb-Zn-Cu yatakları Doğu Karadeniz Bölgesinde Pontidler tektonik birliğinin kuzey bölümü olarak bilinen kuşağın güney ve batı kesimlerinde yaygın olarak gözlenen damar tipi yatakların tipik örneklerinden birisidir (Şekil 1).

Yöredeki kayaç türlerinin petrografik özellikleri, litostratigrafik dizilimleri, cevher damarlarının konumları, iç yapıları, mineralojik bileşimleri Gökçe ve Özgüneylioğlu (1988) tarafından detaylı bir şekilde incelenmiş ve yatakların oluşum ve kökenleri konusunda yaklaşımlarda bulunulmuştur.



Şekil 1. Kurşunlu Pb-Zn-Cu yataklarının bulduru haritası

Figure 1. Location map of the Kurşunlu Pb-Zn-Cu Deposits

Ayrıca yazar tarafından yataklarla ilgili olarak sıvı kapanım ve jeotermometre incelemeleri (Gökçe, 1990a) ile sfalerit, galenit, pirit ve kalkopirit mineral aymmları (mineral fraksiyonları) üzerinde gerçekleştirilen kükürt izotopları jeokimyası incelemeleri (Gökçe, 1990b) de yapılmıştır.

Bu çalışmada ise yöredeki yatakların oluşturan hidrotermal çözeltilerdeki suyun kökenini araştırmak amacıyla yapılmış kararlı izotoplar (hidrojen, oksijen ve karbon) jeokimyası incelemelerinin sonuçları tartışılmaktadır.

ÖNCEKİ ÇALIŞMALAR VE YATAKLARIN TEMEL JEOLJİK, MİKROSKOPİK, SIVI KAPANIM ÖZELLİKLERİ İLE KÜKÜRT İZOTOPLARI BİLEŞİMİ

Kurşunlu yöresinin ve cevherleşmelerin temel özellikleri Gökçe ve Özgüneylioğlu'ndan (1988) yararlanılarak aşağıdaki biçimde özetlenebilir;

Yataklar çevresinde, Doğu Karadeniz Bölgesinin hakim kayaç türleri olan Üst Kretase - Eosen yaşlı değişik zamanlarda oluşmuş volkanik ve volkano - tortul kayaçlar ve yer yer bunları keserek yerleşmiş plutonik kayaçlar yüzelemektedir. Bu kayaç türlerinden Üst Kretase yaşlı olan Kurşunludere otobreş andeziti, Geyiktepe dasiti ve tüfü, Eskiköy andezit aglomerası, Evliyatepe andeziti, ve Menekşeli çökelleri şeklinde 6 birime ayrılmıştır. Bu birimleri kesen granitoid kütleleri Seğgüneytepe granitoidi şeklinde adlanmış ve Eosen öncesi (Paleosen?) yaşlı olarak kabul edilmiştir, tüm bu birimleri uyumsuz olarak örten Eosen yaşlı bazaltlar Leykün bazaltı olarak adlanmıştır. Bölgede yamaç döküntüleri ve alüvyon örtüleri de yaygındır.

Yörede cevher damadın Kurşunlu köyü ile Melet çayı arasında, Aksu köyü yakınlarında, Taşhane sırtında ve Acıdere köyü kuzeyinde gözlenmektedir. Bu cevher damadın yukarıdaki kayaç türlerinden Üst Kretase yaşlı volkanik ve volkanotortul birimleri (özellikle

KURŞUNLU Pb - Zn - Cu YATAKLARI

Kurşunlu otobreş andezitini) kesen faylar boyunca oluşmuş, genellikle K50 - 80 B/75 - 85 KD konumlu damarlar şeklindedirler. Doğrultu ve eğim yönlerinde kalınlık, konum ve içerik bakımından çok sık değişiklikler gözlenmektedir. Yer yer damarlar çatallanmakta, yer yer ise farklı damarlar birbirleri ile kesişmekte veya birleşmektedirler. Kalın cevher damarlarının doğrultulan boyunca devamlılıkları 200 -1000 m arasında, kalınlıkları ise 10 cm ile 2.5 m arasında değişmektedir.

Cevher damarlarının iç yapıları genellikle benzer özelliklerdedir. Damarın iki kenarında yan kayaçla sınırında yumuşak killi bir malzeme bulunmaktadır. Damar içinde değişik büyüklükte yan kayaç kırıntıları yaygın olup aralan cevher ve gang minerallerince doldurulmuştur. Alınan cevher örneklerinde cevher mineralleri olarak galenit, sfalerit, pirit, kalkopirit, kalkosin ve hematit, gang mineralleri olarak ise kuvars, kalsit ve az miktarda barit izlenmiştir. Tanımlanan sülfürlü mineraller genellikle özşekilli, yer yer yan özşekilli kristaller şeklindedirler. Kalkosinler kalkopiritler üzerinde gelişmiş öz şekilsiz dönüşüm ürünleri şeklindedirler. Sfalerit, galenit ve kalkopirit üçlüsü genellikle eş büyüklükte kristaller şeklinde olup taneseli doku özelliği göstermektedirler. Bazı sfalerit kristallerinde noktalar şeklinde kalkopirit ayrımları bulunmaktadır. Sfalerit yer yer ilk oluşan sülfürlü mineral olarak gözükmeyle birlikte büyük çoğunluğu galenit ve kısmen kalkopirit ile eş zamanlı olarak oluşmuştur. Ayrıca daha sonradan oluşmuş kristallerine de rastlanabilmektedir. İncelemeler sırasında bu mineralin diğerlerine göre daha uzun bir zaman aralığında ve birden fazla evrede oluştuğu her zaman göz önünde bulundurulmuştur. Hematitler ve kalkosinler en son evrenin ürünleri olup, hematitler ince uzun çubuksu kristaller (spekularit) şeklindedirler.

Cevherleşmenin yaşı ve granitoid kütlesi ile ilişkisi konusunda ise; Eosen yaşlı Leykün bazaltını ve Seğgüneytepe granitiodini kesen fayların cevhersiz oluşu nedeniyle cevherleşmenin bu kayaçları etkileyen yapısal süreçlerden daha önce varolduğu, granitoid kütlesi yakınlarındaki kuvars damarlarında, cevher minerallerinin bulunmaması ve cevher damarlarında granitoid kütlesine yaklaştıkça herhangi bir tenor artışının

gözlenmesi nedeniyle cevher oluşumu ile bu granitoid kütlesinin yerleşimi arasında doğrudan bir ilişkinin bulunmadığı düşünülmektedir.

Sıvı kapanım ve jeotermometre incelemelerinde (Gökçe, 1990a) kuvars ve sfalerit kristallerinde birincil ve ikincil olarak oluşmuş, küçük boyutlu, düzgün olmayan şekilli, sıvı ve gaz içerikli olmak üzere iki fazlı kapanımların bulunduğu gözlenmiştir. Bu kapanımlarda yapılan ilk ergime sıcaklığı ve son buz ergime sıcaklığı ölçümlerinde kuvars kristalleri içindeki kapanımlarda tuzluluklarının genellikle düşük ve NaCl içerikli olduğu, sfalerit kristalleri içindeki kapanımlarda ise tuzluluğun yüksek ve Ca^{2+} ve $MgCl_2$ gibi tuzların da bulunduğu saptanmış olup, hidrotermal çözeltilerin tuzluluklarının genelde düşük ve NaCl içerikli olduğu, özellikle sülfürlü minerallerin çökelişi sırasında tuzluluğun arttığı sonucuna varılmıştır. Diğer yandan homojenleşme sıcaklığı ölçümlerinden ve kükürt izotoplama jeotermometresinden yararlanılarak cevher damarlarının evriminin; erken kuvars evresi (460 - 310 °C arası), ana sülfid evresi (344 - 300 °C arası), geç kuvars evresi (280 - 200 °C arası), geç sülfid evresi (163 - 140 °C arası) ve hematit evresi (130 - 124 °C arası) şeklinde geliştiği saptanmıştır.

Kükürt izotopu incelemelerinde (Gökçe, 1990b) cevher damarlarından alınmış örneklerden % 100 ve / veya çok yakın saflıkta ayrılmış galenit, sfalerit, pirit ve kalkopiritlerin yapısında bulunan kükürtün izotopsal bileşimleri incelenmiş olup, genel olarak -3.7 ile -8.4 ‰ arasında değişen negatif işaretli $\delta^{34}S$ CDT değerleri şeklinde oldukları gözlenmiştir (Şekil 2). Bu değerlere göre yöredeki cevher damarlarında bulunan kükürtün kökenini kesin olarak magmatik, denizel veya biyolojik olarak tanımlamak mümkün değildir. Yapılan yorum ve yaklaşımlarla bu izotopsal bileşimde bir kükürtün; yöredeki volkanik ve volkanotortul kayaçlardan hidrotermal çözeltilerle çözülmüş $8^{34}S$ değeri sıfıra çok yakın magmatik kökenli kükürtün barit gibi ağır izotopsal bileşimde kükürt kullanan sülfat mineralleri ile daha hafif izotopsal bileşimde kükürt kullanan sülfat mineralleri ile daha hafif izotopsal bileşimde kükürt kullanan sülfürlü mineraller arasında izotopsal farklılaşma sürecine uygun olarak paylaşılması şeklinde geliştiği sonucuna varılmıştır. Belirtilen sülfürlü minerallerden

yalnızca sfalerit ve galenit arasında olasılıkla sınırlı bir izotopsal dengenin varlığı düşünülmüş ve kükürt izotopları aynınlanma jeotermometresine göre yapılan hesaplamalar ile ortalama oluşum sıcaklığı 327°C olarak saptanmıştır.

KARARLI İZOTOPLAR (OKSİJEN, HİDROJEN VE KARBON) JEOKİMYASI

Yöntem

İncelemelerde daha önce sıvı kapanım ve jeotermometre incelemeleri yapılmış örneklerden (Gökçe, 1990a ve 1990b) ayrılmış saf kuvars ayrımları kullanılmış olup, mineral ayırma işlemleri ağır sıvı ve stereo mikroskop yöntemleri kullanılarak yapılmıştır.

Hidrojen izotop incelemelerinde taneler şeklindeki kuvars kristalleri içindeki sıvı kapanımlar ısıtılarak parçalanmış ve kapanım içinden serbestleşen su buharı Hg gazına dönüştürülerek D/H oranı analiz edilmiştir.

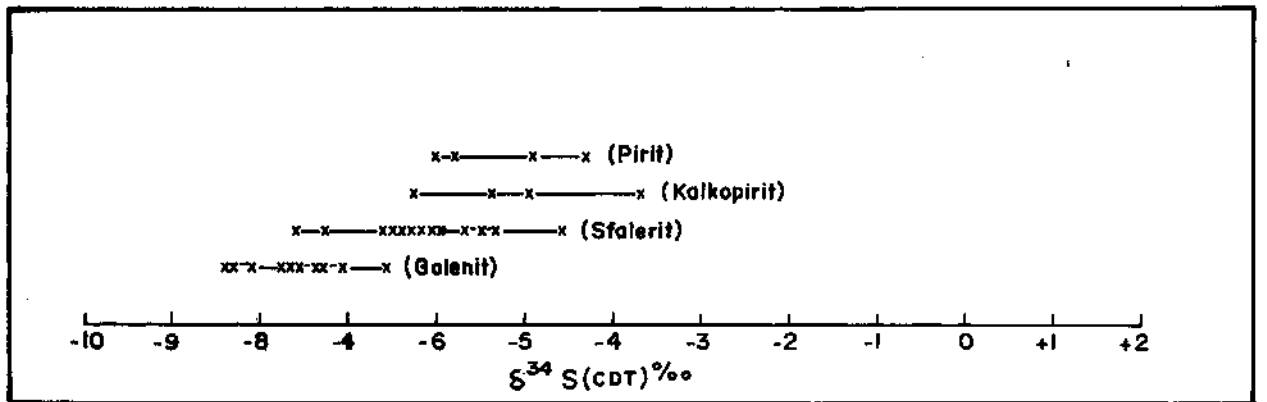
Karbon izotop analizleri hidrojen izotoplan incelemesi sırasında parçalanmış sıvı kapanımlardan serbestleşen CO₂ gazının ¹³C/¹²C oranı analiz edilerek yapılmıştır.

Oksijen izotop analizleri toz haline getirilmiş kuvars mineral ayrımları Clayton ve Mayeda (1963) tarafından geliştirilen ve florlu atak (florination)

yöntemiyle kuvarslardaki oksijenin serbestleştirilmesi, daha sonra grafit ile CO₂ gazına dönüştürülmesi esasına dayanan yöntemle yapılmış ve CO₂ gazı içinde ¹⁸O/¹⁶O oranı analiz edilmiştir.

Hidrotermal çözeltileri oluşturan suyun oksijen izotopları bileşimi kuvars kristallerine ait 5 ¹⁸O değerlerinden yararlanılarak kuvars ile denge halindeki suyun izotopsal aynınlanma faktörünü belirleyen (1000 ln) değerler ortalama oluşum sıcaklığı 181 °C kabul edilerek (jeotermometrik incelemelerde ölçülen sıcaklık değerlerinden hesaplanmıştır) çeşitli araştırmacılarca (Clayton ve diğ., 1972; diyagram Hugh ve Taylor, 1979'dan alınmıştır ve Friedman ve O'Neil, 1977 gibi) geliştirilmiş diyagramlardan yararlanılarak hesaplanmıştır.

izotop analizleri İngiltere'de Nere İzotop Jeokimyası Laboratuvarında (NIGL / Nere Isotope Geosciences Laboratory) yapılmıştır, analizlerde VG SIRA 10 model, izotop oran tipi kütle spektrometresi kullanılmıştır. Hidrojen ve oksijen izotop analizlerinde standart olarak okyanus suyu (SMOW / Standart Mean of Oceanic Water), karbon izotop analizinde ise Pee Dee Belemniti (PDB) kullanılmış olup analiz sonuçları 5 DSMOW, S ¹⁸OSMOW ve 8 ¹³cpD şeklinde ifade edilmiştir, oksijen ve hidrojen izotop analizlerinde hata payı ± 0.2 %, karbon izotoplarında ise ± 0.1 %'den daha azdır.



Şekil 2. Kurşunlu Pb-Zn-Cu yataklarında sülfürlü minerallerin kükürt izotop bileşimleri (Gökçe, 1990b'den hazırlanmıştır).

Figure 2. Sulfur isotopic composition of sulfide minerals in Kurşunlu Pb-Zn-Cu deposits (Prepared after; Gökçe, 1990b).

Analiz Sonuçları ve Değerlendirilmesi

incelemeler sırasında saptanan oksijen, hidrojen ve karbon izotoplarına ait analiz sonuçları çizelge 1'de toplu halde görülmektedir.

Kuvarslara ait 8^{18}O değerleri + 9.8 ile + 13.8 ‰ arasında değişmekte olup jeolojik bakımından önemli değişik kökenli örneklerle karşılaştırıldıklarında granitik ve bazaltik kayalara özgü değerlerle (Hoefs, 1987 ve Gökçe 1993) benzerlik gösterdiği ve yöredeki bu tür kayalardan çözülmüş oldukları söylenebilir.

Oksijen ve hidrojen izotoptan analiz sonuçları yörede mineral oluşturucu hidrotermal sıvıların kökeni açısından değerlendirildiklerinde; 5^{18}O değerlerinin - 5.4 ile -1.4 ‰ arasında, SD değerlerinin ise -31.4 ile - 70.4 ‰ arasında değiştiği görülmektedir (Şekil 3).

Bu izotopsal bileşimdeki su çeşitli araştırmalarda ısınma derecesine bağlı olarak magmatik ve metamorfik kayalarla izotopsal etkileşime uğrayarak 8^{18}O değeri

yükselmiş meteorik kökenli su olarak değerlendirilen alana (Sheppard, 1986) düşmektedir. Bu nedenle yöredeki yatakları oluşturan hidrotermal suların derinlere indikçe ısınmış, ve yöredeki magmatik kayalarla (olasılıkla volkanitlerle) izotopsal etkileşime uğramış yüzeysel kökenli meteorik kökenli sular oldukları söylenebilir.

Karbon izotopları bileşiminde saptanan ve iki değer dışında sıfıra çok yakın negatif işaretli 5^{13}C değerleri kapalımlar içindeki CO_2 gazının özellikle denizel ve tatlı su karbonatlarından (Hoefs, 1987) kaynaklandığını ve hidrotermal çözeltilerinin bu tür birimler içinden geçmiş olabileceğini düşündürmektedir. -22.1 ‰ şeklindeki yalnızca bir adet çok farklı değer organizmalara ve sedimanter organik malzemelere ait değerlere benzemekle birlikte yöredeki volkano tortul birimler içinde organik maddece zengin seviyelerin varlığından söz etmek mümkün gözükmemektedir.

Çizelge 1 : Kurşunlu Pb-Zn-Cu yataklarında kuvars ve sıvı kapalımlarındaki suyun O, H ve C izotopları analiz sonuçları.

Table 1 : Analytic results of O, H and C isotopes belongs to the quartz and inclusion water in Kurşunlu Pb-Zn-Cu deposits.

Örnek No:	Kuvarslarda $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ Değerleri	Kuvarslarla denge halindeki su için hesaplanmış $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ Değerleri (Ort. T=181°C için $1000 \ln \alpha = 15.2$)	Sıvı kapalımları içindeki suyun $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ ‰ değerleri	Sıvı kapalımları içindeki CO_2 'nin $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ ‰ değerleri
KS-13c	12.1	- 3.1	- 70.4	- 22.1
KS-31	10.7	- 4.5	- 45.1	- 4.0
KS-36	13.8	- 1.4	- 39.6	- 1.6
KS-39	10.9	- 4.3	- 31.4	- 2.8
KS-45	10.5	- 4.7	- 45.5	- 4.3
KS-52	10.6	- 4.6	- 50.7	- 10.7
KS-56	10.0	- 5.2	(-)	- 1.6
KS-58	9.8	- 5.4	(-)	- 4.8

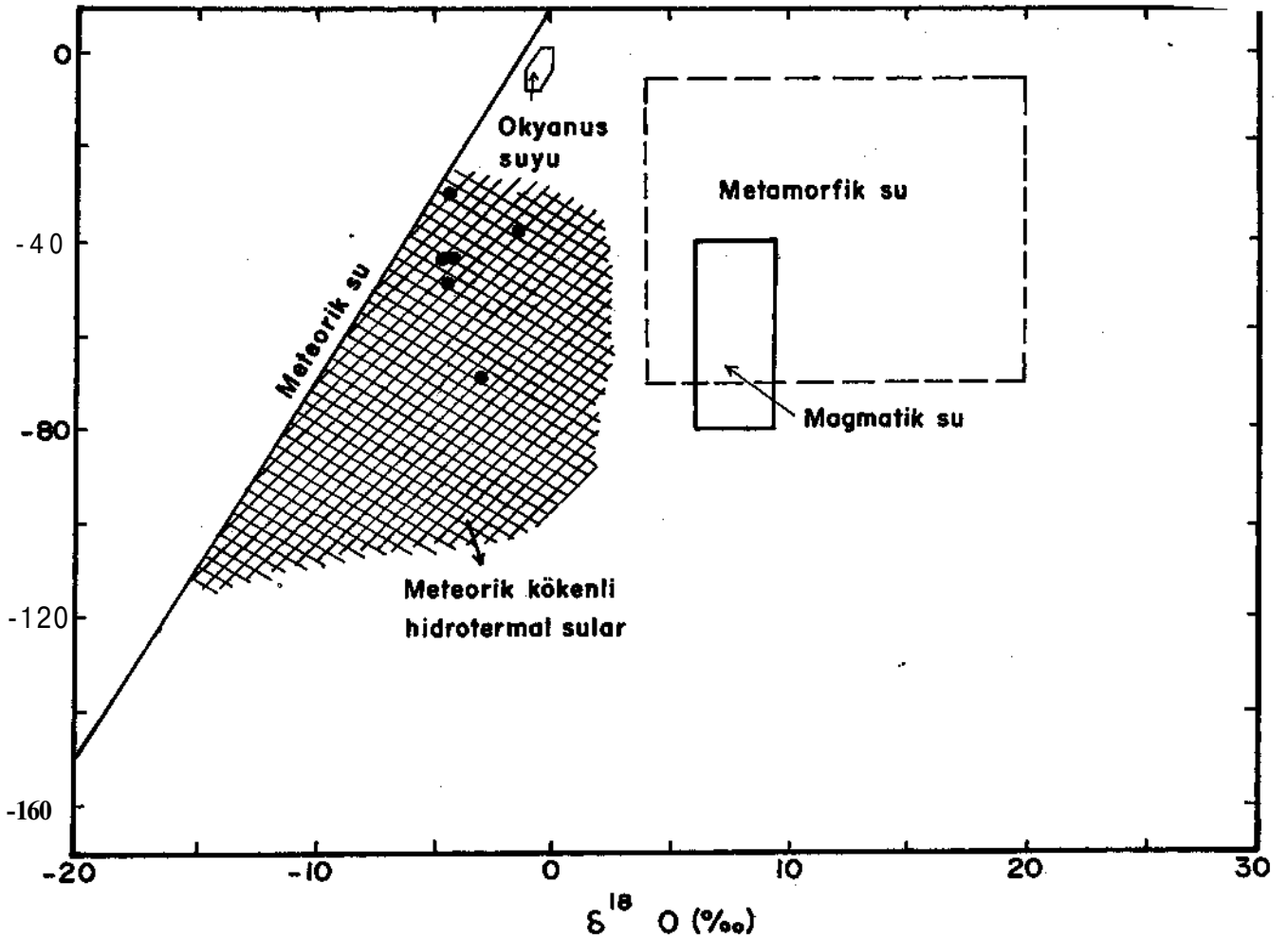
(-) : Analiz edilebilecek miktarda su elde edilememiştir.

TARTIŞMA VE YÖREDEKİ YATAKLARIN OLUŞUMUNA YAKLAŞIM

Gökçe ve Özgüneylioğlu (1988) ayrıntıları daha önce özetlenen saha gözlemleri ve laboratuvar sonuçlarını gözönünde bulundurarak yöredeki yatakların oluşum ve kökenleri için "Pb, Zn ve Cu elementlerinin yöredeki anılan ve bu elementlerce zengin, Üst Kretase - Eosen yaşlı yöredeki volkanik ve volkano - tortul kayalardan derinlere sızmış ve ısınmış yüzey kökenli sularca çözülüp, kırık ve faylar boyunca yukarı yükselirken yeniden çöktürmeleri şeklinde oluştuğu" şeklinde bir model önermişlerdir. Cevher oluşturu

çözeltilerin Seğgüneytepe granitoidinin artçı hidrotermal çözeltileri olamayacağı, ancak bu kültenin yerleşiminin yöredeki kırık hatlarının oluşmasında ve derine sızan yüzey kökenli suların ısınmasında etkili olabileceğini düşünmektedirler.

Sıvı kapanım ve kükürt izotop jeokimyası incelemeleri de Gökçe ve Özgüneylioğlu (1988) tarafından önerilen ve yukarıda anlatılan cevher damarlarındaki gelişimin hidrotermal sularca (olasılıkla derinlere indikçe ısınmış yüzeysel kökenli sularca) yöredeki volkanik yan kayalardan metallerin çözülerek kırık ve faylar boyunca yeniden çöktürülmesi şeklindeki oluşum mo-



Şekil 3. Çeşitli suların $\delta D - \delta^{18}O$ diyagramındaki konumları (Sheppard, 1986) ve Kurşunlu Pb-Zn-Cu yataklarındaki mineral oluşturu hidrotermal sıvılara ait değerlerin dağılımı (.)

Figure 3. Isotopic compositions and fields of various water on the $\delta D - \delta^{18}O$ diagram (Sheppard, 1986) and plotting of the values (.) belong to the mineralizing hydrothermal water in Kurşunlu Pb-Zn-Cu deposits.

delini destekler biçimindedir. Özellikle sülfürlü minerallerin bileşimindeki kükürtün magmatik kökenli oluşu cevher damarlarındaki malzemenin volkanik yan kayaçlardan yıkanma olasılığını mümkün kılmakta, sıvı kapanımlarında tuzluluğun genellikle düşük oluşu ve tuz cinsi olarak yalnızca NaCl (\pm KCl) içermeleri ise hidrotermal çözeltilerdeki suyun yüzeysel kökenli olabileceği şeklindeki düşüncüyü özgülneştirmektedir.

Belirlenen oksijen ve hidrojen izotopları bileşiminin meteorik kökenli hidrotermal sulara işaret etmesi de yukarıdaki oluşum modelini doğrudan desteklemektedir.

Sıvı kapanım incelemeleri sırasında tuzluluk ve içerilen tuzun bileşimi açısından iki farklı özellikte suyun etkili olduğu (karışmış sıvılar) ihtimal olarak düşünülmüş ve bunlardan tuzluluğu yüksek olan suyun deniz suyu kökenli hidrotermal su olabileceğine işaret edilmiş de (Gökçe, 1990a), 8 D değerlerinin deniz suyundan çok uzak negatif değerler vermesi bu olasılığı ortadan kaldırmaktadır.

Sonuç olarak saha gözlemlerine, mikroskopik incelemelere, sıvı kapanım çalışmalarına, kükürt izotopları bileşimine ve son olarak ta hidrotermal çözeltilerdeki suyun izotopsal bileşimine bakılarak yöredeki yatakların meteorik kökenli ve derinlere indikçe ısınmış hidrotermal sıvılarca bölgedeki volkanik yan kayaçlardan çözülen kükürt ve olasılıkla metal iyonlarının fay zonları boyunca yeniden çöktürmeleri şeklindeki bir oluşum modeli ağırlık kazanmaktadır.

KATKI BELİRTME VE TEŞEKKÜR

2. ve 3. yazarlar A.G.'nin NERC Isotope Geosciences Laboratuvarı'ndaki araştırmaları sırasında izotop analizlerinin yapımı için laboratuvar olanağını sağlamışlardır. Yazarlar izotop analizlerinin yapılmasına ve sonuçların yayınlanmasına müsaade eden NERC Isotope Geosciences Laboratuvarı Direktörlüğüne (İngiltere) teşekkür ederler.

DEĞİNİLEN BELGELER

Clayton, R.N. ve Mayeda, T.K., 1963. The use of bromine pentafluoride in the extraction of oxygen

from oxides and silicates for isotope analysis. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 27,43 - 52.

Clayton, R.N., (Weil, J.R. ve Mayeda T., 1972. Oxygen isotope exchange between quartz and water. *J. Geophys. Res.*, 77. 3057 - 3067.

Friedman, I. ve O'Neil, J.R., 1977. Compilation of stable isotope fractionation factors of geochemical interest; *Data of Geochemistry, Geological Survey prof. paper*, 440 - KK, 12 p.

Gökçe, A., 1990a. Kurşunlu (Ortakent - Koyulhisar - SİVAS) Pb-Zn-Cu yataklarında sıvı kapanım ve jeotermometre incelemeleri. *Türkiye Jeoloji Bül.*, 33,31-37.

Gökçe, A., 1990b. Kurşunlu (Ortakent - Koyulhisar - SİVAS) Pb-Zn-Cu yataklarında kükürt izotopları incelemesi *M.T.A. Dergisi*, 111, 111 - 118.

Gökçe, A., 1993. Hidrotermal maden yataklarının köken ve oluşum koşullarının araştırılmasında kararlı izotoplar jeokimyası incelemeleri ve Türkiye'den örnekler. *Jeoloji Mühendisliği Dergisi*, Sayı 42 (baskıda).

Gökçe, A. ve Özgüneylioğlu, A., 1988. Kurşunlu (ortakent - Koyulhisar - Sivas) Pb-Zn-Cu yataklarının jeolojisi, oluşumu ve kökeni. *Cumhuriyet Univ., Müh. Fak., Yerbilimleri Dergisi*, 5/1,23 - 36.

Hoefs, J., 1987. *Stable isotope geochemistry*. Springer Verlag, 241p.

Hugh, P. ve Taylor, J.R., 1979. Oxygen and hydrogen isotope relationships in hydrothermal mineral deposits. Barnes, H.L. (edt.); *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*, p. 236 - 277, Wiley, Newyork.

Sheppard, M.F., 1986. Characterization and isotopic variations in natural waters (In; Valley et all. (Edts.); *Stable isotopes in high temperature geological processes*, *Reviews in mineralogy*, V: 16,165 -183).

GEOLOGIC EVOLUTION OF THE ANATOLIAN SEGMENT OF THE TETHYAN BELT

Tetis Kuşağı Anadolu kesiminin jeolojik evrimi

Metin ŞENGÜN

MTA Maden Analizleri ve Teknoloji Dairesi, Ankara

ÖZ: Tetis kuşağının Jeolojik evrimi, Gondvana kuzeyinden kopan ince bir kıtasal parçanın coğrafik boyutunun belirlenmesi ve bu parçanın Avrupa'ya eklenmesine ilişkin sürecin kinematik parametrelerinin saptanması ile özdeşleşir. Bu makalede Tetis kuşağının Anadolu bölümüne ait jeolojik sınırlamalar tartışılmakta ve yayınlanmış paleomanyetik verilerle entegre edilerek bazı yeni görüşler kapsayan bir jeolojik evrim modeli önerilmektedir.

1. Gondvana kuzeyinden kopan kıtasal parçanın kuzeyi, Balıkesir - Bursa - Eskişehir - Ankara - Kastamonu - Tokat - Erzincan ve Kars'tan geçen Tetis keneti ile sınırlanır. Güney sınırı ise Bitlis/Pütürge masiflerinin hemen kuzeyinden geçerek kapanmasını henüz tamamlamamış Doğu Akdeniz'e bağlanır.

2. Neotetis'in kuzey kolu yoktur. Bu görüşü destekleyen üç temel veri ayrıntılı olarak tartışılmıştır, a. Pontidler'deki Mesozoyik magmatizma yay magmatizmasıdır. b. Yayıncı havzaya ait çökeller Liyas'ta başlar ve üste/kuzeye doğru derinleşen bir karbonat/fliş kaması ile temsil edilir. Bu çökel paketin altında ise üst doğru tane inceliği gösteren (regresif), serpantin kapsayan, granitlerle kesilmiş, esas olarak Triyas yaşlı, Tetis kenetine bitişik ve diğer bir anlatımla bu kenete jenetik olarak bağlı bir flişoid paket yer almaktadır, c. Kenetin güneyinde Triyas - Üst Kretase yaşlı, Triyas öncesi bir temel üzerinde uyumsuz, faunal ve sekansiyel olarak kenetin kuzeyinden tamamen farklı bir çökel paket vardır. Bu veri, tek başına, bu kenetin en azından tüm Mesozoyik süresince varolmuş bir okyanusa ait olduğunun somut kanıtıdır.

Zonguldak, Azdavay ve İstanbul Paleozoyiğinde Karbonifer ve Permiyen çoğunlukla karasal çökellerle temsil edilirken, kenetin kuzeyindeki kenete komşu alanda varolan denizel Karbonifer - Triyas güneye bakan bir paleomorfolojiye işaret eder. Diğer yandan Toroslarda Paleozoyik istiflerin kuzeye bakışlı olması Tetis'in sadece Mesozoyik'te değil, Paleozoyik'te de var olduğunu düşündürür. Diğer yandan, Atlantik okyanusuna ait verilerin, Gondwana ile Avrasya arasında çok büyük bir açıklığa işaret etmesi, yukarıdaki görüşü desteklemekte olup, Permo - Triyas'ta riftleşme olmadığını ve diğer yandan bu dönemde Gondvana - Avrasya çarpışmasının da söz konusu olamayacağını göstermektedir.

Batı Pontidler Triyas'ta saat yönünde dönerken, marjinal ofiyolitler aktif kıta kenarı üzerine itilmiş, yay önü havza sınırlı olarak yükselmiş ve Batı Karadeniz'de kabuk inceliği başlamıştır. Tetis'in kuzeye dalması Gondwana kuzeyinde gerilme rejimi yaratırken, Üst Permiyen'den itibaren gelişen çanaklarda (İzmir - Ankara zenu, Balıkesir yöresi ve Kütahya civarı) tüm Mesozoyik boyunca derinleşen istifler çökelmiştir. Gondvana kuzeyinde kabuk inceliği Üst Permiyen'de başlamış, ancak kıtasal parçanın kopması, paleomanyetik verilere göre, Liyas'a kadar gerçekleşmemiştir. Karakaya formasyonu içinde arakatlı olarak bulunan bazik volkanikler ile granitlerle kesilmiş gabroyik kayalar fraksiyonel kristallenmeye bağlı olarak biyotit ve/veya hornblendli granitler ve daha sonra da hololökokrat granitlerle devam etmiştir. Bu magmatizmanın üst yaş sınırı Liyas'tır. Erken Liyas'ta gerçekleşen dalma-batma zonu gerilmesi yay önü havzadaki sıkışma rejiminin okyanus tarafına göçüne neden olurken, yay-ardı havzaya ait gerilme rejimi de okyanus tarafına göç etmiş ve Liyas döneminin çukur alanları yayardı havza çökelleri ile transgresif olarak örtülmüştür. Bu dönemin pozitif alanları Portlandiyen - Berriazyen'den itibaren progresif olarak çökmüş ve kuzeye bakışlı Liyas - Lütesiyen yaşlı bir karbonat - fliş kaması ile örtülmüştür.

Kretase döneminde çarpışma başlamış ve pasif kıta kenarları şiddetle deforme olmuştur. Aktif kıta kenarında ise tüm Kretase öncesi deformasyonlan silen, 30 - 50 km. genişliğinde YB/DS metamorfizması gelişmiştir. Bu deformasyon kuzeye doğru aralığı genişleyen ritmik makaslama zonları ile devam etmekte ve Kimeriyen ile Kretase deformasyonlan yanyana görülebilmektedir.

Ofiyolitler, erken çarpışma döneminde pasif kıta kenarları üzerine itilmiş, imbrike bindirmelerle yükselmiş ve çarpışma döneminin rotasyonal süreçlerine bağlı olarak gelişen öncükurlara kaymıştır.

Neotetis'in Bitlis - Pütürge kuzeyindeki keneti Lütésiyen sonunda tamamen karasallaşmıştır. ancak, kıtasal parçaların tam olarak uyuşması Miyosen'e kadar tamamlanmamıştır. Kıtasal parçaların uyumunda doğrultu atımlı fayların önemi vurgulanmış ve Doğu Akdeniz'in kapanmasının sayısız sol atımlı fayla sağlanmakta olduğu görüşü getirilmiştir.

ABSTRACT: The geological constraints presented in this paper show that the northern strand of Neotethys is non-existent and the existing suture is actually of the Tethys (Paleotethys). Geologic and published paleomagnetic evidence has been integrated to the conclusion that this ocean has persisted for the entire Palaeozoic and Mesozoic and has been consumed through periodically recessing northward subduction between the Triassic and Lutetian in western and central Anatolia.

Western Pontides has been rotated dextrally during the Permo - Triassic, contributing to upwarp of the Triassic arc, initiation of rifting of the western Black Sea and obduction of marginal ophiolites onto the active margin. The enigma for the coeval Pontian and Gondwanian Karakaya formations is briefly discussed with emphasis on regressive nature of Triassic - Early Liassic sedimentation in Pontides versus the continuous fining - upward Mesozoic sequences of the passive margin.

The Jurassic (Late Triassic - Early Liassic) granitoids of the Pontides are suggested to correspond to the fractionated residue of the basic volcanism of the Triassic arc. These granites have intruded the Karakaya formation and have been transgressed by a carbonate - flysch wedge of the southward onlapping back - arc basin, the Black Sea, in liaison with oceanward shift of the respective compressive and dilatational systems of the fore-arc and back-arc basins due to a presumable recess of subduction. The deposition in the extensional basins has started in troughs of earlier collapse and the intervening areas have been subject to progressive submergence between Portlandian - Berriasian and the uppermost Cretaceous.

There has been an incipient collision during the Cretaceous with intense shearing of the fore-arc and the promontories of the passive margins of the intermediate and Arabian plates. A HP/LT deformation deletes all pre - Cretaceous deformations along the 50 km. wide Tethyan suture. The Cretaceous shear zones repeat with widening, towards the north, deformation being restricted to planes of movement when sufficiently away from the suture, enabling observation of juxtaposed Cimmerian and Cretaceous deformations.

Ophiolites have been obducted onto the passive margins of both Tethys and Neotethys during the early stages of the collisional period, uplifted by imbricate thrusting on the passive margin, finally gliding into foredeeps (exogeosynclines) that have been forming due to rotational processes.

The Neotethys has sutured along immediate north of Bitlis/Pütürge massives by Late Lutetian. However, the completion of collage has lasted until the Late Miocene in between these massives. The role of transform faults for acquisition of the fit of continental masses has been emphasised. Numerous left-lateral transforms are still active, aiming to push Western Anatolia southwards, onto the oceanic crust in the Eastern Mediterranean, the part of the Neotethys which has not completed its obliteration.

THE ANATOLIAN SEGMENT OF THE TETHYAN BELT

INTRODUCTION

The argumentation on the Tethyan systems is essentially based on comprehensive kinematic approaches of Smith (1971) and Pitman and Talwani (1972), leading to several plate-tectonic syntheses (Dewey et. al., 1973; Stocklin, 1974, 1977; Adamia et. al. 1977; Biju - Duval et. al., 1977; Zonenshain et. al., 1979; Şengör and Yılmaz, 1981; Livermoore and Smith, 1984; Robertson and Dixon, 1984; Dercourt et. al., 1986).

This paper will report evidence from Turkey, some of which have already been published in Turkish, to link Anatolian sutures to neighbouring areas, targeting a time-space synthesis for Tethyan sutures. The discussion will be based on the idea that a sliver of continental crust has started to rift, in Early Triassic, off northern Gondwana and accreted to Eurasia in the course of consumption of the westward narrowing gulf of the Panthalassa ocean, named as Tethys (Suess, 1904 - 1924) or Paleotethys (Stocklin, 1977). Evidence will be introduced to show that the northern strand of Neotethys of Sengor and Yilmaz (1981) is non-existent,

and the existing suture is the Paleotethyan's (Fig. 1). It will be defended that the Paleotethys had lied roughly between Pontides and Anatolids and had persisted through entire Palaeozoic and Mesozoic, having been consumed through progressively or periodically recessing northward subduction, suturing by Late Eocene in western and Central Pontides.

Topics of debate are so diverse that ambiguities arise in usage of related terminology. Thus, it is suggested that the reader should refer to Fig. 1 to avoid any misunderstanding of the sense in which the related terminology has been used in this text. Tethys is used for a long - lived Palaeozoic - Mesozoic ocean which separates roughly Anatolids and Pontides of Ketin (1966), omitting Paleotethys because of its time-space implications. Neotethys is used in the sense of Robertson and Woodcock (1981) for the Eastern Mediterranean, but it is suggested that it is linked to Zagrids not through the immediate south of (Hall, 1976), but immediate north of Bitlis Pütürge massives. The term Pontides is used to denote the area lying north of the Tethyan suture proposed in this text (Fig. 1).

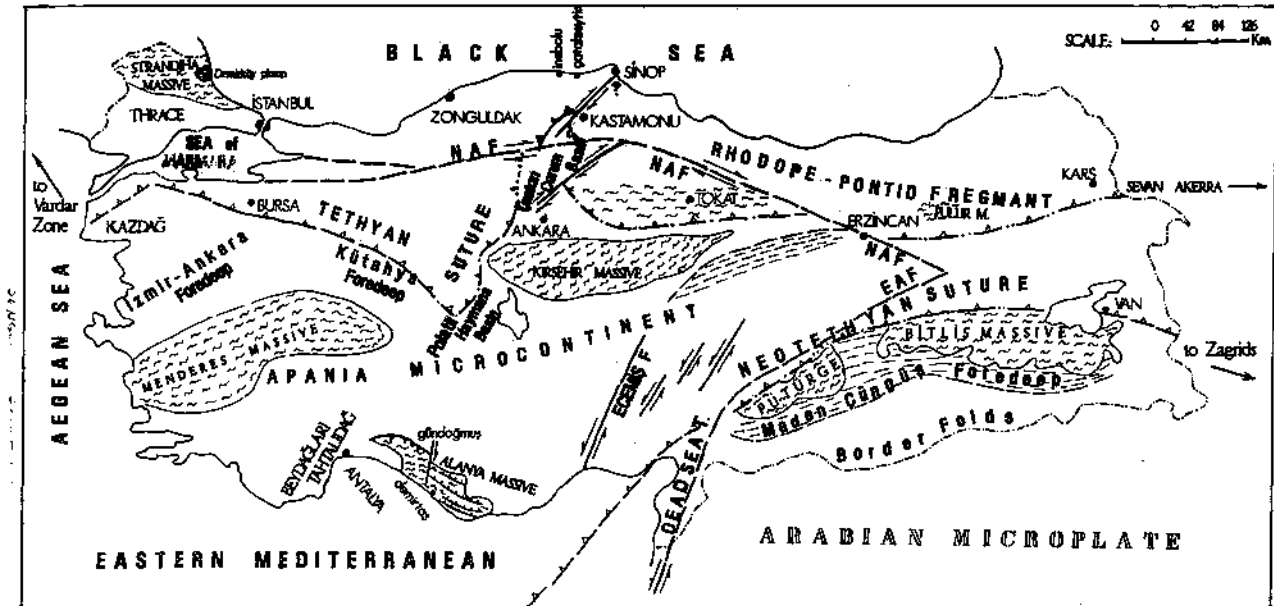


Figure 1. Map showing geographic locations of crystalline massives, important lineaments and sutures of Anatolia.

Şekil 1. Anadolu'nun kenetlerini, kristalin masiflerini, ve önemli çizgiselliklerini gösteren harita.

A new term "Apania" is proposed and used hereafter, to denote the intermediate microcontinent defined to be comprising of Apulia, part of Anatolia, Central Iran and Central Afghanistan.

CRITICAL REVIEW OF THE BACKGROUND RELATED TO NEOTETHYS

The proposal of Early Triassic rifting of the Pamphylian basin of Dumont et. al. (1972) and comprehensive plate - tectonic syntheses of Dewey et al, (1973) and suggestions of Stocklin (1974) for Iran have affirmed the idea that a sliver of continental crust has rifted off northern Gondwana, from Triassic onwards, to collide with the Eurasian margin (Stocklin, 1977; Adamia et al, 1977; Biju Duval et al, 1977; Şengör and Yılmaz, 1981; Robertson and Dixon, 1984). This idea was supported by Robertson and Woodcock (1980) with further suggestion that rifting, possibly caused by slab-pull, has created alternating strips of oceanic and thinned continental crust in the Eastern Mediterranean and that the Western Taurids had been a passive margin throughout the Mesozoic. On the other hand there has

been a strong and live opposition to this idea by Ricou et. al., (1974) and Delaune - Mayere et. al., (1977) that the Tauric platform had not detached off Africa before the Cretaceous (Ricou et. al., 1986; Dercourt et.al., 1986), implying that the Mediterranean ophiolites including Hatay, Troodos and Antalya originated from a northern root zone. Ricou et.al. (1974) have also accepted "Antalya nappes" of Lefevre (1967) as allochthonous units originating from the southern margin of Tethys, overriding the Tauric carbonate platform to a geographic position in between the Troodos massive and "Taxe calcaire du Taurus" of Ricou et.al. (1975). However, there are several locations in the Taurus belt where sedimentation is continuous from early Palaeozoic to Late Eocene (Demirtaşlı, 1967; Özgül et. al., 1973; Metin et. al., 1982; Şenel, 1986; Ayhan, 1987) so that ophiolite nappes cannot pass over and flyshoid sediments of "Antalya nappes" are laterally gradational to shallow marine carbonates deposited on relatively stable regions. This idea was thus opposed not only in the sense that "Antalya nappes" are more or less in situ (Şengün et.al., 1978), but they are related to break up of a passive margin (Robertson and Woodcock, 1981).

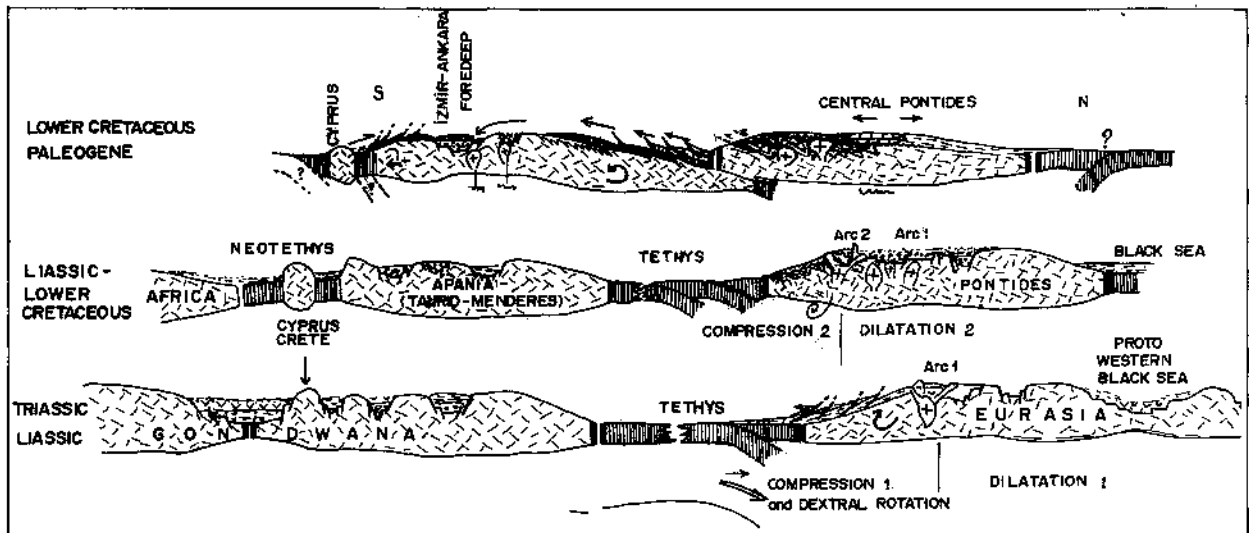


Figure 2. Geologic evolution of Anatolia: Tentative cross - sections through Western/Central Anatolia for three stages of evolution. A. Onset of Tethyan subduction and initiation of Neotethyan rifting. B. - Period of northward drifting of the intermediate plate (Apania). C. The collisional period.

Şekil 2. Anadolu'nun jeolojik evrimi: Evrimin üç safhası için Batı - Orta Anadolu'nun jeolojik kesitleri. A. Tetis'te dalma batma ve Neotetis'te riftleşme başlangıcı. B. Orta levhanın (Apania) kuzeye doğru sürüklenme dönemi. C. Çarpışma dönemi.

THE ANATOLIAN SEGMENT OF THE TETHYAN BELT

Alanya massive has been considered to be a helvetic type nappe originated from north of the Menderes massive in earlier discussions. However, a southern origin has later been proposed (Özgül, 1983) following investigations showing that stratigraphic relations do not allow a northern origin. Allochthonous nature of this massive has also been questioned (Şengün et.al., 1978). The western block of the left-lateral Eceemis fault (Central Taurids) was suggested (Şengün et. al., 1990 a) to have been rotated clockwise, so that the oceanic crust in the vicinity of Antalya gulf had been compressed and imbricately thrust onto the Beydağlan (Tahtalıdağ) platform (Robertson and Woodcock, 1981; Yılmaz, 1984) and western parts of the Alanya massive. There is a well marked imbricated northward thrusting in western parts of Alanya with diagnostic parageneses of blueschist facies. On the other hand, northward dipping ecailles of Central and Eastern Alanya, in contrast to northward thrusting of the west, displays a morphologically distinct dextral torsion, with a possible tear of limited extent east of Gündoğmuş (Fig. 1). This phenomenon is believed to have caused exposition of the Pan-African basement of the massive in the vicinity of Alanya township where the basement has been sliced with incipiently deformed Palaeozoic - Mesozoic sediments. The present author believes that the Alanya massive and the "Antalya nappes" are in situ and the latter is itself the substantial evidence for Triassic rifting (Şengün et al., 1978) and that Robertson and Woodcocks (1981) E-W trending basins and continental chips fit well into the regional geologic setting. However, juxtaposition of continental chips by strike - slip movements seems an alternative solution for the western half of the İsparta angle (Lycian nappes) so that only a few thin slivers may be preferable to many.

Eastern Taurids

The second major controversy is the geographic setting of Neotethys (southern branch of Sengor and Yılmaz, 1981) with respect to Bitlis/Pütürge massives. It was suggested that the Pamphylian basin of Dumont et. al. (1972) was linked to Zagrids through immediate south of Biüis (Hall, 1976; Şengör and Kidd, 1979). However, this idea was partly debated with the argument that Bitlis/Pütürge lied on the northward extension of the Arabian plate (Ricou, 1980; Özkaya,

1982; Yazgan et. al., 1983; Çağlayan et. al., 1983,1984) for the entire Mesozoic. It was further suggested that Neotethys lied immediate north of Pütürge (Yazgan, 1984) and Bitlis (Şengün, 1990). These massives represent the deformed passive margin of the north-facing Arabian platform, deformed by colage of Arabia with a sliver of continental crust (Apania) comprising Keban (Yazgan, 1984) and East Anatolia corresponding to westward extension of Central Iran. The following reasons were given (Şengün, 1990) to justify the northern position of Neotethys relative to Bitlis.

1. Mesozoic - Lower Tertiary sedimentary units are entirely undeformed throughout the northern margin of border folds, contrary to what one would expect along deformed passive margins.

2. A complete Mesozoic section south of Bitlis province, exactly the same as that of the Arabian platform (Çağlayan et. al., 1983), suggests not only in situ position of Bitlis during the Mesozoic, but also implies that Bitlis and border folds were on the same north - facing platform during the Mesozoic.

3. The northern segments of Bitlis were subject to intense Alpine deformation with complete Alpine zoning. On the other hand, Precambrian parageneses have been preserved either in the lithons/microlithons or cores of amphibolite lenses, towards the south, where Alpine deformation had been weak and had not completely eradicated the Precambrian parageneses of the infrastructure (Şengün, 1984). Alpine deformation of northern Bitlis resulted in formation of a coeval extensional basin (Maden - Çüngüş foredeep. Fig. 1) ascribed to block rotations to close up relicts of Neotethys (Şengün et. al., 1990 b).

4. There is an undeformed sequence of Cretaceous - Tertiary age, located north of Lake Van. It is incorrelatable with medial Eocene syndeformal sedimentation of northern Bitlis, suggesting conclusively existence of an oceanic domain immediately north of Bitlis, consistent with deformational aspects of Biuis and other relevant geological data (Özkaya, 1982; Yazgan, 1984; Çağlayan et. al., 1984; Göncüoğlu and Turhan, 1984).

On the basis of the preceding discussion, the

present author believes that there has been a second ocean (Neotethys) which is sutured north of Bitlis/Pütürge and Zagrids but its western extension (the Eastern Mediterranean) has not yet completed its obliteration.

GEOLOGIC CONSTRAINTS OF TETHYAN EVOLUTION

Non-existence of Northern Neotethys

The geographic setting of Paleotethys of the Anatolian segment has been an enigma. The northward polarity of subduction proposed by Stocklin (1974, 1977), Adamia et. al. (1977) and Biju-Duval et. al. (1977) was challenged by a plate tectonic model by Şengör and Yılmaz (1981) suggesting a southward polarity and a vague suture in medial Pontides. However, this model has met a strong opposition (Bergougnan and Forquin, 1982; Robertson and Dixon, 1985; Yılmaz and Boztuğ, 1986; Dercourt et. al., 1986; Şengün et. al., 1990 a). The objections were based mostly on island-arc type of geochemistry of the Mesozoic magmatic activity in the Pontides, with additional criticism based on paleomagnetic evidence and Eurasian affinity of the Zonguldak Palaeozoic (Kerey, 1982; Toprak, 1984; Robertson and Dixon, 1984; Dercourt et. al., 1986). Other geologic constraints were introduced (Şengün et al., 1990 a) to show that the northern strand of Neotethys had never existed and this suture was actually of the Paleotethys (Tethys).

1. It is widely accepted that Pontides is characterized by an intense Mesozoic - Cenozoic magmatic activity (Kazmin et al., 1986; Tokel, 1992), marking the active margin of Europe. Kastamonu granitoids of Central Pontides, also, point to an island-arc setting (Boztuğ et al., 1985). The granitic bodies are extremely shallow seated, and intrude a flyschoid sequence of essentially Triassic age (Karakaya or Akgöl formation) displaying wide aphanitic peripheries with incipient crystallization of the host rock, suggesting not only a slight upwarp and limited erosion, but also a cold country rock as typically expected in island arc settings. However, this is in discrepancy with Şengör and Yılmaz (1981) who ascribe these plutons to crustal thickening, for the

reason that these granites intersect mutually the nappes (Zonguldak Palaeozoic and the Akgöl formation) that they defend to have been piled up through collage of Europe with the Cimmerian continent. These granites have to postdate the Middle Jurassic collision (Şengör and Yılmaz, 1981), in contradiction to the large amount of granitic detritus feeding the conglomeratic base of the Liassic - Lutetian sedimentary wedge.

2. The pre - Liassic basement of Pontides is covered by an undeformed sedimentary wedge. The sedimentation started during the Liassic in locations of earlier collapse (Saner, 1980), forming the gradational base of a north-facing carbonate - flysch wedge which can be seen as a continuous fining upward sequence along the road section from Devrekani to Çatalzeytin (Fig. 1). The lowermost part of this section consists of a conglomeratic base and a gradational carbonate sequence of Portlandian-bemiasian age. The section grades into a flyschoid sequence with basaltic intercalations of Campanian - Maastrichtian age. The chemistry (Ercan and Gedik, 1983) and geologic setting implies a magmatism of the within - plate type generated by extensional tectonics in an island-arc setting or back-arc basin. The sequence continues with a turbiditic uppermost Cretaceous - Lutetian section along the Black Sea coast while the coeval sedimentation in inland areas is represented by a southward onlapping shallow marine carbonate sequence. The Liassic sedimentation has been ascribed to (Gorur et. al., 1983) rifting of the northern strand of Neotethys of Şengör and Yılmaz (1981). It is agreeable that this sedimentation is related to extensional tectonics (Gorur et. al., 1983), but, its northfacing nature shows conclusively that it is related to the Black Sea and not to the southward located northern Neotethys.

3. A continuous Triassic - Cretaceous sequence has been reported (Özcan et. al., 1988) from Kütahya region in northernmost Anatolids (Fig. 1), showing, very clearly, a chronologically and sequentially different sedimentation on each side of the suture.

Each item of the above presented evidence, on its own, or preferably complementing one another can logically be integrated to the conclusion that there has been an ocean separating the Anatolids from the Pontides for the entire Mesozoic, in place of the

THE ANATOLIAN SEGMENT OF THE TETHYAN BELT

proposed northern Neotethys of Şengör and Yılmaz (1981). Has this ocean been formed by a Late Palaeozoic or Permo - Triassic rifting? Permo - Carboniferous paleomorphology of Pontides, tectonostratigraphic features of Karakaya formation and published evidence on paleomagnetism, will be critically reviewed to come to the conclusion that this ocean, Tethys or Paleotethys has persisted throughout the Palaeozoic and Mesozoic.

Permo - Carboniferous Paleomorphology of Pontides

Palaeozoic sedimentation in Western and Central Pontides are represented essentially by shallow marine sequences of interfingering quartzites, shales and metacarbonates which are extremely uniform and incipiently deformed. The Zonguldak - Azdavay region has emerged by the Carboniferous and remained as a positive area until the Late Jurassic. A shallow marine Permo - carboniferous sequence exists towards the south and grades into a flyschoid sequence (Karakaya or Akgöl formation) of essentially Triassic age, which was reported (Şengün et. al., 1990a) to overlie unconformably a quartzite outcrop of Lower Palaeozoic age. On the other hand, the Kocaeli Triassic of northwesternmost Pontides is also a shallow marine to continental sequence. Its north-facing nature in contrast to the southward located and south facing Carboniferous - Triassic sedimentation implies existence of not only a Triassic ocean northeast of Pontides (Proto - Black Sea) as reported by Zonenshain and Le Pichon (1986), but also a Late Palaeozoic oceanic domain south of the Pontides. The continental Carboniferous cropping out in Bayburt region of Eastern Pontides is suggestive that the Proto - Black Sea is separated from the Tethys also by the Eastern Pontides during the Late Palaeozoic.

Karakaya Formation

At this point, tectonostratigraphic features of the Karakaya formation has to be outlined, because it is critical to testing of existing plate-tectonic interpretations of Tethyan evolution. The nomenclature, which is generally used for Triassic sedimentation, has first been defined by Bingöl (1968) and it has since become an enigma. The Triassic sedimentation is represented by a fining - upward sequence in northernmost Anatolids whereas it is invariably

regressive north of the Tethyan suture. The nomenclature has been applied to both of these flyschoid sequences, which are essentially Triassic in age, and comprise blocks of Permian limestones and intermittent basaltic lava flows. North of the suture, it has ultrabasic rock associations with sedimentary contacts at the top and sheared zones at the bottom. The ophiolite body in the Kure region of Central Pontides consists of dismembered units of ultrabasic rock followed by a sheeted dyke complex carrying an alternation of deep marine sediments and pillow lavas. This ophiolite was suggested (Sengün et. al., 1990 a) to correspond to the ocean floor between the Eurasian margin and the northward diving Paleotethys and has been retrocharraged onto the European margin coevally with deposition of the Triassic flysch. In summary,

1. Flyschoid sediments are imbricated with lenses of ophiolites of various size disfaouring deposition on a passive margin, in fact implying unavoidably, an active margin.

2. The Pontian Karakaya (Akgöl) formation is invariably regressive, also implying deposition on an active margin.

3. It ajoines the Tethyan suture, thus it is genetically related to the Triassic ocean separating the Anatolids and the Pontides.

4. While the Pontian Karakaya formation is regressive, the coeval sedimentation is represented by a fining - upward sequence in northernmost Anatolids. Thus, a passive margin of the south, versus an active margin of the north, disfavors rifting during the Triassic, in fact it is a conclusive evidence for a previously existing ocean.

5. Along the suture, there is a Cretaceous - Tertiary HP/LT deformation along a 30-50 km. wide belt with intense shearing and a well-developed tectonic fabric. This deformation weakens towards the outer Pontides, through rhythmic planes of shear which have a widening spacing towards the north where Cretaceous deformations are restricted to thrust planes while the lithons display deformations related to a previous episode (s). Recognition of Karakaya formation in the Pontides becomes difficult towards the south because of this southward intensifying

deformation. In other words, a belt with intense Cretaceous deformation is recognised along the suture with an adjoining terrain in the north with pre-Liassic deformations showing rhythmic and progressive southward augmentation of its Cretaceous imprint.

REVIEW OF PUBLISHED PALEOMAGNETIC CONSTRAINTS FOR ANATOLIA

Published evidence on the relative motions of Africa and Europe in the vicinity of Anatolia is indicative of a simpler convergence than that previously envisaged (Livermoore and Smith, 1984). However, the motions of the intermediate plate(s) must be more complex on consideration and analyses of the limited data on the Pontides and Taurides (Lauer, 1981; Westphal et. al., 1986).

If the argument given in the preceding pages is acceptable as conclusive evidence of the non-existence of the northern strand of Neo-Tethys, it may be concluded that there is no discrepancy between the geologic constraints and the paleomagnetic data with the implications that the Taurides has not detached off Africa until the Late Liassic and there was a well - marked separation between Europe and Pontides during the Jurassic. The intermediate plate is suggested to have collided, by Late Paleogene, with the Rhodope - Pontide fragment which might have started to separate from Europe as early as Late Permian, having been quite away from Europe during the entire Jurassic implying existence of a discrepancy (Sanbudak, 1989) between the paleomagnetic evidence and the suggested Middle Jurassic collage (Şengör and Yılmaz, 1981) of Europe and the Cimmerian continent. Paleomagnetic evidence implies also that there cannot be a Triassic rifting to separate Anatolids and Pontides, and that Arica (including Apania) was separated from Europe by at least a 4000 km wide ocean (Robertson and Dixon, 1984) during the Triassic.

The problem with Jurassic latitudes (Dercourt et. al., 1986) seems to have an interpretational character. The paleomagnetic data and geologic constraints are quite compatible on the basis of interpretation of geologic data used for the scenario of evolution herein presented. One of the discrepancies forwarded by

Dercourt et. al. (1986) is based on the suggestion that the Western Black Sea has not rifted until the Cretaceous (Zonenshain and Le Pchon, 1986), based on the reported existence of Upper Jurassic elastics derived from a southern province, in Crimea. However, this is not conclusive for non-existence of oceanic domains for the entire Western Black Sea during the Triassic - Jurassic because these sediments could have been derived from a stripe of E-W trending positive area separating the Black Sea from the Crimea, in consistency with back-arc extension during the Jurassic backed up by substantial evidence related to history of sedimentation (Yılmaz, 1979; Saner, 1980; Gedik et. al., 1984, Şengün et. al., 1990a) in the Pontides. The Jurassic separation of Pontides and Europe (Sanbudak, 1989) is also consistent with the left - lateral transform (Dercourt et. al., 1986) separating Eastern and Western Pontides. Furthermore this fault is compatible with ophiolite emplacement which may be ascribed to dextral rotation of Western Pontides during the Triassic. This rotation is believed to be the cause of the limited upward of the Triassic arc. The paleomagnetic and geologic data for the Taurides may be interpreted to be compatible with the suggestion that the crustal attenuation has started in Early Triassic (Robertson and Woodcock, 1981) and the intermediate plate has detached off Africa by Early Liassic. The Liassic detachment is in consistency also with intensification of the extensional regime that has coevally prevailed in the Pontides.

GEOGRAPHIC LOCATION OF THE TETHYAN SUTURE

The discussion presented so far, comprises conclusive evidence showing that a Palaeozoic - Mesozoic ocean has existed roughly between Pontides and Anatolides. However, an accurate location of the Tethyan suture in Anatolia, requires a discussion for its eastern and western ends. It is generally agreed on existence of a suture between Bursa and Ankara where the geologic parameters are different on each side. Towards the west, the geographic location of the suture becomes vague, and the present author believes that it passes through north of Kazdağ as shown in Fig. 1, for reasons outlined below. First of all, there is no

THE ANATOLIAN SEGMENT OF THE TETHYAN BELT

deformation in Mesozoic units of the İzmir - Bursa line of the İzmir - Ankara zone of Brinkmann (1972) and secondly a Triassic - Cretaceous fining - upward sequence existing in this zone in addition to several other locations reported from south of the suture line (Özcan et. al., 1988; Erdoğan, 1990; Koçyiğit and Altın, 1990) is conclusive evidence for invalidity of Liassic rifting along the İzmir - Bursa line. Therefore, the Tethyan suture has to be searched for somewhere north of Kazdağ which is an intensely deformed terrain (Bingöl, 19689) compatible with a deformed passive margin. The HP-LT metamorphism reported from north of Kazdağ mountains (Gözler, 1986) may implicitly be accepted as evidence supporting a location very close to southern coast of the Sea of Marmara. In the Central Pontides, the suture runs roughly N-S, possibly coinciding with the paleotransform fault proposed by Dercourt et. al. (1986). A repetition of the geology of the Daday - Devrekani, İlgaz and Tokat massives is recognisable in small scale geologic maps, so that an inferred set of paleo - transform faults have been proposed to explain the marked offsets of the suture, although further structural work is needed along the graben separating the İlgaz massive from Daday - Devrekani.

There is also a problem for connection of the suture line from Erzincan eastwards. If the triangular area in East Anatolia between Kars, Van and Erzincan represents a Cretaceous accretionary prism, as suggested by Şengör and Yılmaz (1981), then the northern branch of Neotethys should pass north of this prism, such that the accretionary prism should have been obducted onto the passive margin in conformity with formation of a thick crust in this region. This would imply a connection of Northern Neotethys to the Paleotethys which would not be logically possible on a time - space basis. Thus, the present author suggests that slicing of continental crust and ophiolites are restricted to the Erzincan - Sevan Akerra line. The deformation weakens towards the central part of East Anatolia where incipiently deformed Paleozoic sediments of Gondwanian affinity are seen. Further south, along the northern coast of Lake Van, it is possible to diagnose magmatic rocks in a geologic setting which is quite similar to that described by Yazgan (1984) and Asutay (1987) for the Baskil arc

(A Cretaceous arc set on the intermediate plate by the northward diving Neotethys). Thus following the proposition of Stocklin (1974, 1977) for Iran, Central Iran extends westwards between immediate north of Bitlis/Puturge and the suture line proposed herein for Tethys (Fig. 1).

The geologic and paleomagnetic constraints are in favour of a long - lived ocean separating the Pontides and Anatolids. Tectonostratigraphic features of the Karakaya formation is suggestive for an active margin coeval with the emplacement of the marginal ophiolites without obligation of a collage or an orogen during the Permo - Triassic. A Triassic orogen or rifting would imply a single Gondwanian - Eurasian continental mass during the Permo - Triassic which would be unacceptable on the basis of Atlantic ocean data showing that there has been a wide westward - narrowing Tethys during the Permo - Triassic.

GEOLOGIC EVOLUTION

Background

Paleozoic existence of the westward - narrowing gulf of the Panthalassa ocean, the Tethys of Suess (1904 - 1924), has been accepted as a working hypothesis in this paper. Recent tectonic models related to Tethys have exclusively defended that a sliver of continental crust has rifted off northern Gondwana (Stocklin, 1974, 1977; Biju - Duval et. al., 1977; Adamia et. al., 1977; Şengör and Yılmaz, 1981; Robertson and Dixon, 1984; Dercourt et. al., 1986) and has drifted to collide with Eurasia at the expense of Tethys. However, radical differences have arisen due to timing of events as well as several parameters of the detached sliver(s). Prior to presentation of a scenario of evolution for the Anatolian part of the Tethyan belt, controversial aspects of the evolutionary frame will be briefly discussed.

Plate tectonic models of the 1980's for the Tethyan evolution all had a common question. How is it that the Neotethyan active margin with Cretaceous deformations adjoins in its immediate north, a belt with Cimmerian deformations covered by an undeformed Jurassic deposition? The obvious answer has come from Şengör and Yılmaz, (1981) who emplaced the ophiolite root zone to north of a vague suture running through

northern Pontides. They have suggested a new ocean (northern branch of Neotethys) very close to the Paleotethyan suture, rifting more or less coevally with colage of the intermediate plate and Eurasia. However, this model has been opposed with the claim that it was incompatible with geologic and paleomagnetic constraints (Robertson and Dixon, 1984; Dercout et. al. 1986; Üşümezsoy, 1987; Şengün et. al., 1990a).

A long - lived ocean has been suggested by Robertson and Dixon (1984) with the intermediate plate having been torn into several fragments. The ones in the northernmost position have been suggested to collide with the Rhodope - Pontide fragment such that the Taurids had not been far from Africa during the Liassic and the wide Neotethyan ocean can be diffused between the suggested thin slivers. However, there is no evidence or indication of suturing of these tiny slivers of continental crust. In fact, the undeformed sedimentation of the Izmir - Ankara zone or Kütahya foredeep, with continuous deposition between the Triassic and Late Cretaceous not only shows that there is no suturing along this zone, but also presents comprehensive evidence for non - existence of Liassic initiation of rifting of Northern Neotethys. The continental fragment between Izmir - Ankara zone and the suture line proposed in this paper, cannot be accepted to correspond to the suggested fragments, for the reason that this theory would require a Cimmerian orogen followed by rifting along the same suture line for fulfillment of a Cimmerian deformation with a Cretaceous imprint. However, the idea that there has been extremely thin slivers masked by the Cretaceous deformations, cannot be proven wrong. Yet, it must be emphasised that the width of these slivers should never exceed the width of Cretaceous deformations (30-50 km) since the deformation displayed by the Karakaya formation is very uniform and no sign of Cimmerian suturing has been detected in the Pontides.

Dercout et. al. (1986) have accepted the idea of continental slivers which have been chipped off northern Gondwana with the exception of Anatolia. The present author agrees with debaters of this exclusion (Şengör and Yılmaz, 1981; Robertson and Dixon, 1984) and other argumentation by Robertson and Woodcock (1981) for initiation of a rifting passive margin south of

the Taurides during the Triassic and suggests that the detachment of the intermediate plate must have occurred in Liassic in accordance with published paleomagnetic data.

Collision of the Kırşehir block by Lower Cretaceous (Dercout et. al., 1986) will be debated on the basis of reported history of sedimentation for the Ankara melange (Çalgın et. al., 1973; Batman, 1978, Akyürek et. al., 1984; Norman, 1984 and Koçyiğit, 1991) which is suggestive for an incipient collision during the uppermost Cretaceous with dextral rotation of Kırşehir massive during the Paleogene until the closure of the Polatlı - Haymana basin and the deposition in the coevally extending Çankırı - Çorum basin.

Palaeozoic

A north - facing (Şenel, 1986, Ayhan, 1987) Palaeozoic sedimentation rests unconformably on the Pan -African basement. Precambrian rocks have been exposed on both the Gondwanian and European margins in relation to rotational processes (Menderes, Alanya, Kırşehir and Strandjha massives), thrusting along active margins (Daday - Devrekani, Pular, İlgaz and Tokat massives) and deformed passive margins (Bitlis/Puturge and Kırşehir massives) The Palaeozoic sedimentation on the continental margins have been incipiently deformed when sufficiently away from deformed passive or active margins. There is generally a rhythmic and gradual diminution of intensity of deformation away from the source of stress. The development of tectonic fabric is restricted to planes of movement or shear in weakly deformed terrains and the lithons generally preserve their primary features.

Triassic

Marked facies changes occur in the Taurides in relation to initiation of rifting in northern Gondwana. The Permian limestones grade into variegated marls of Schytian age followed by elastics forming a fining upward sequence which has been nomenclated as Karaova formation (Philipson, 1915), "Antalya nappes" (Lefevre, 1967) and Karakaya formation (Bingöl, 1968), all of the nomenclations being related to deposition in relation to extensional tectonics. With advance of crustal attenuation in northern Gondwana or Apania,

THE ANATOLIAN SEGMENT OF THE TETHYAN BELT

basic volcanics have started to erupt in subsiding troughs of Taurides during the Camian - Norian occurring along the entire Neotethyan suture (Fig. 1). The metabasic rocks intercalated with Permian marbles and Triassic metasediments, in northeast Bitlis massive, are also believed to be related to Neotethyan rifting. The cessation of the volcanism probably marks the onset of ocean-floor spreading in the Neotethyan basins and initiation of new eruptions in northern Taurides during the Liassic (Öztürk, 1990). The intervening areas have mostly been positive as the case is for Kemer (Antalya) and northwest of Alanya massive where the Palaeozoic basement has been transgressed in Liassic.

While there has been extension due to slab - pull in northernmost Gondwana during the Triassic, a flyschoid sedimentation has taken place on the south-facing continental slope of the Rhodope - Pontide fragment very likely marking the onset of northward subduction of Tethys. A regressive flysch, the Karakaya formation (anonymous correlation with that of the passive margin) has been laid down with blocks of Permian limestones and intercalations of basic lavas in the proximal part of the European (Pontides) continental slope. Features of the deeper segments have been destroyed by the Cretaceous deformations except for Küre and Elekdağ ophiolites. The Karakaya or Akgöl formation has been obducted by ophiolites which have been suggested to correspond to the ocean floor between the continental margin of Eurasia and the northward diving Tethys. The ophiolite emplacement is ascribed to dextral rotation of Western Pontides. This rotation is believed to be responsible also for the upwarp of the Triassic arc. The arc is represented by an initial basic volcanism followed by the fractionated granitoidic melt. The basic volcanism has been dated as pre-Lower Triassic for the Küre region (Şengün et. al, 1990a) and granitic rocks have intruded limestones of Middle - Upper Triassic age and have been covered by Upper Jurassic - Lower Liassic as this age is also constrained by the north - facing sedimentary wedge, and there is nowhere any sign of granitic magmatism after Liassic. The cessation of granitic magmatism may be ascribed to shift of the arc or subduction zone, possibly in relation to an increased rate of convergence, compatible with the suggestion of Liassic detachment of the intermediate

plate.

Jurassic

During the Jurassic, the rate of convergence of Apania and Europe must have exceeded the rate of ocean floor spreading at the Tethyan ridges resulting in northward drifting of Apania. There has been continuous Triassic - Cretaceous deposition along subsiding troughs of Apania while positive areas have started to be transgressed during the Liassic showing rapid facies changes perpendicular to axes of subsided troughs suffering progressive submergence during the rest of the Mesozoic and possibly Early Tertiary.

The back - arc sedimentation of Pontides during the Liassic has started along E - W trending depressions and the intervening areas have been subject to progressive submergence with onlap of the Black Sea, resulting in a north - facing fining - upward sequence. The granitic bodies of the pre - Liassic arc show wide aphanitic peripheries and incipient crystallization of the cold country rock, implying the granites are shallow seated compatible with a fore - arc setting. The Triassic arc has started to experience an extensional regime from Liassic onwards following a slight upwarp during the Late Triassic - Early Liassic. This implies an oceanward migration of the compressional phase, either caused by a shift in relation to recess of the subduction zone, or may be related to steepening of the subducting slab. However, the change is so sharp that the former solution seems more plausible. It is thus suggested that there had been a recess in Liassic resulting in cessation of magmatism and erosion of the upwarped Triassic arc. The Liassic arc reported to be exposed in the vicinity of Genek village (Akyürek et. al., 1979), within the Ankara melange, comprise basic volcanics cemented by pink carbonates (ammonitico rosso) with well - preserved ammonites. This location is closer to the suture than the previous arc. The ensimatic Cretaceous arc of Capan and Floyd (1985) lies on the suture zone backing up the suggestion that the island arcs and the genetically related compressional and distensional regimes periodically migrate oceanwards.

Cretaceous

Carbonates have been predominant in the passive

margins of Neotethys and Tethys during most of the Cretaceous period. The active margin of Tethys has been severely deformed into rocks of blueschist facies during the Upper Cretaceous so that primary features of sedimentation can hardly be recognised. In the proximal part of the fore-arc basin, the flyschoid sedimentation has been tightly folded and coevally sliced followed by refolding of the previous structures (Şengün et. al., 1986). In the outer Pontides, a widespread transgression has taken place during the Berriasian on positive areas which have been subject to progressive submergence in relation to extensional regime prevailing as a consequence of the northward subducting Tethyan slab. The initial clastic and carbonate deposition has been followed by a flysch sequence in the course of development and southward progression of the back - arc basin, the Black Sea.

The southern margin of Tethys has also been the site of carbonate deposition during most of the Cretaceous period as part of Lower Triassic - Late Cretaceous sedimentation. The continuity of Mesozoic sedimentation, a conclusive evidence for non - existence of the northern branch of the Neotethys, has been reported for the Kütahya foredeep (özcan et. al., 1988), Izmir - Bursa segment of the İzmir - Ankara zone (Akdeniz ve Konak, 1979; Akdeniz, 1985, Erdoğan, 1990) and the Balıkesir area (Koçyiğit and Altmer, 1990). These are believed to have been preserved in the extensional terrains of the deforming passive margin.

The southern margin of Neotethys (Bitlis/Pütürge and border folds) has been the site of continuous carbonate deposition during the Jurassic - Cretaceous. A complete and continuous Mesozoic sequence reported from southern Bitlis (Çağlayan et. al, 1983) has been claimed to be exactly the same as that of the border folds. This is a strong and conclusive evidence, as previously stated, not only for in situ position of Bitlis during the Mesozoic, but also for Bitlis/Pütürge massives and border folds¹ having been on the same north - facing Neotethyan platform of the Arabian plate.

On the northern margin of Neotethys, the Taurides, there has been a steady extensional regime after the detachment of Apania¹ from Africa in Early Liassic, resulting in deposition of carbonates. The rotational processes, possibly having started during the

Uppermost Cretaceous, have caused augmentation of tectonic activity so that carbonate deposition has been replaced by the flyschoid type. At the end of the Cretaceous period, many left-lateral transform faults have been initiated in relation to the left - lateral Dead Sea transform. The Ecemiş fault, an en echelon of the Dead Sea transform, has caused a dextral rotation of Central Taurides, causing a compression in the Antalya gulf which has led to obduction of the ocean floor onto Beydağlan (Tahtalıdağ) and western Alanya massive. While the western Alanya massive has been imbricately thrust northwards, the eastern segments have been thrust southwards in conformity with subduction of Neotethys beneath Cyprus. There must be many undefined paleo-transforms that must have played important roles in the initiation and fulfillment of amalgamation of oceanic and continental crust slivers (Robertson, 1990) in the Taurides. The transportation of Lycien nappes on undeformed strata seems inconvincing and the existing geology implies that the role of rotational processes has been underestimated in the amalgamation of slivers of continental and intervening oceanic crust (Robertson, 1990).

There has been a northward subduction of Neotethys as described by Yazgan (1984)¹ in the Malatya region of Southeast Anatolia. An island arc magmatism has been active for most of the Mesozoic which has ceased by the end of Cretaceous. The cessation has been ascribed to colage of the Arabian plate with East Anatolia (Yazgan and Chessex, 1991).

The Collisional Period

An incipient collision has taken place towards the end of the Cretaceous period between the Apania and Pontides as well as Apania and Arabia. The collision has been extremely effective on the premonitories of the downgoing plate with intense progressive multistage deformation and progressive southward diminishing of grade of metamorphism both in Kırşehir (Erkan, 1975; Seymen, 1982 and Tolloğlu, 1987) and Bitlis / Pütürge (Şengün, 1984; Yazgan, 1984). Pockets of unsubducted oceanic crust have been consumed through the aid of strike - slip faulting. Block rotations have occurred in areas juxtaposing the deformed segments of the downgoing plate, leading to formation of foredeeps in addition to partial

THE ANATOLIAN SEGMENT OF THE TETHYAN BELT

preservation of primary features of the deformed passive margin. The Paleocene granites of the passive margin, to the author's mind, can be ascribed to extensional tectonics, although there has been a general tendency to attribute these plutons to crustal thickening. However, these magmatic bodies may have been subject to subsequent deformation during the latest stage of the collisional period. Izmir - Bursa segment of the Izmir - Ankara zone of Brinkman (1972) is a good example of these foredeeps. There is a continuous Triassic - Upper Cretaceous sedimentation along this zone. The sequence is extremely well-preserved and gravitational gliding of Upper Cretaceous age has been reported (Erdoğan, 1990), implying that there is no suture along this zone and the Tethyan suture lies somewhere further north.

There has also been an incipient collision between the Arabian plate and the Apania during the Upper Cretaceous (Yazgan and Chessex, 1991). However, the collisional process has not been completed until the end of Eocene as indicated by the geologic data. It must be emphasised that sedimentation has not come to a complete stop until Late Eocene. In northern Bitlis, Eocene sediments have been tilted to acquire a dip of over 70 degrees. Eocene sedimentation in Kırşehir massive has been overturned underthrusting medium-high grade marbles and amphibolites. This sedimentation can only be possible along zones of collapse in a regionally uplifting domain.

There has been volcanism of Lutetian age along the Maden - Çüngüş - Kastel foredeep and transtensional segments of paleotransforms where feeders of this volcanism can be seen as extremely dense, N-S trending diabase dykes. The volcanism has the maximum density in the point of intersection between the Maden - Çüngüş foredeep and the paleotransform fault trending NNE in the medial segment of Bitlis massive. The sedimentation may be continuous between the Upper Cretaceous and Eocene along troughs of the collisional period as the case is in the Maden - Guleman region located between Bitlis and Pütürge massives. Although, there has been a general tendency to interpret Maden volcanism as an island arc of the north-diving Neotethys, it has been claimed (Şengün et. al., 1990 b) that the geologic constraints are suggestive for a within-plate (passive margin)

magmatism that can be ascribed to rotational processes of the collisional period. The following geologic constraints support this suggestion assuming that the suture line passes not through the immediate south of but north of Bitlis/Pütürge. 1. Maden volcanism and the related sedimentation are in situ relative to Bitlis/Pütürge. 2. The feeders tend N - S so that the volcanism is located on both extremities of Bitlis. The reasons suggested for geographic location of the suture and the preceding constraints can be integrated to the conclusion that the island arc interpretation is invalid. Feeders tending perpendicular to the E - W trending Neotethyan belt also supports that this magmatism is related to rotational processes of the collisional period rather than back-arc extension.

The geologic parameters of the Tethyan and Neotethyan passive margins is indicative of foredeep formation coevally with deformation of the passive margins, northward movements of the Menderes - Taurid block as well as the Arabian plate, have put a brake on rifting and caused low angle thrusting simultaneously with rotational processes targeting closure of pockets of unsubducted oceanic domains. The sedimentation has mostly ceased by the end of Eocene on the Neotethyan belt and central / western parts of the Tethyan suture. Although, this may be accepted as marker of the upper limit of the collisional period, the Miocene sedimentation which may be ascribed to the latest stage of rotations and post - Miocene thrusting are suggestive that the fit of continental slivers have not been completed until the end of Miocene as defended by Dewey et.al. (1986).

The role of strike - slip faulting and related block rotation is also prominent in the Ankara region of Central Pontides. There has been a collision in the Kalecik region followed by a dextral rotation in the Kırşehir massive. Right lateral transforms of the southern Strandjha massive (Çağlayan et. al., 1992) have played a role in creation of a pressure relief in that region leading to formation of the Demirköy granitoid and N-S extension in the westernmost Black Sea. Strike-slip faulting plays also a role in closure of Eastern Mediterranean. There are numerous left lateral faults paralleling the Dead Sea transform. The Ecemiş fault is responsible for dextral rotation of Central and

Western Taurides so that there have been compression in the Eastern Mediterranean and dilatation in the vicinity of the Salt Lake of Central Anatolia where there has been an extremely thick Plio-Quaternary sedimentation in addition to extensive alkaline basaltic magmatism of mantle origin.

CONCLUSION

The controversial aspects of Tethyan evolution has been partly discussed in this critical review. Conclusions are listed below.

1. There are two sutures passing through Anatolia. The Neotethyan or the southern Tethyan suture passes through immediate north of Bitlis/Puturge massives which represent the deformed edge of the passive margin, the Arabian plate.

2. Northern branch of Neotethys of Şengör and Yılmaz (1981) has never existed. The northern suture (Fig 1) is actually of the Tethys and partly coincides with Neotethys of Şengör and Yılmaz (1981). New suggestions have been made for its eastern and western ends (Fig. 1).

3. The Tethys, a Palaeozoic - Mesozoic ocean, has been consumed beneath Eurasia (Rhodope - Pontide fregmant) through periodically recessing northward subduction.

4. The collisional period is characterised by rotations to close up unsubducted pockets of oceanic domains, leading to extensions causing magmatism of the collisional period, followed by uplifting of the deformed passive margin.

5. The eastern segment of the Black Sea has been reported to be existing since the Permian (Zonenshain and Le Pichon, 1986). The Western Black Sea is suggested to have started to rift coevally with dextral rotation of Western Pontides. This rotation is believed to have caused obduction of ophiolites onto the south facing continental slope of Western Pontides synchronously with deposition of Karakaya formation of Triassic age.

REFERENCES

- Adamia, S.A., LordMpanidze, M.B. and Zakariadze, G.S., 1977, Evolution of an active continental margin as exemplified by the ALpine history of the Caucasus. *Tectonophysics*, 40, 183 - 189.
- Akdeniz, N., 1985, Akhisar, Gölarmarmara, Gördes ve Sındırđı arasının jeolojisi, Ph. D. Thesis (In Turkish) 254 p. (unpublished).
- Akdeniz. N. ve Konak, N., 1979. Simav - Emet - Tavşanlı - Dursunbey ve Demirci yörelerinin jeolojisi, MTA report No. 6547 (Unpublished).
- Akyürek, B., Bilginer, E., Dağer, Z., Sunu. O., 1979. Lower Triassic outcrop in the vicinity of Hacılar village (North of Cubuk - Ankara). *Bull. Geol. Soc. Turkey* 22, 169 - 174 (In Turkish).
- Akyürek, B., Bilginer, E. Akbaş, B. Hepşen N., Pehlivan S., Sunu O., Soysal, Y., Dağer, Z., Çatal, E., Sozeri, B., Yıldırım. H., Hakyemez, Y., 1984, Geology of the Ankara - Elmadağ - Kalecik region Bulletin of the Chambers of Geological Engineers. 20 : 31 - 46 (In Turkish).
- Asutay, H.J., 1987, Geology of the Baskıl (Elazığ) Area and the Petrology of Baskıl Magmatics, MTA Bull. 107 : 38 - 60.
- Ayhan, A., 1987, Geology of Kozan - Elmadağ region (Adana southern Turkey), Doctorate thesis, 160 p. (Unpublished).
- Batman, B., 1978, Geological evolution of northern part of Haymana region and study of melange in the area : Bulletin of Earth Science, application and research centre of Hacettepe University, 4: 95 -124 (In Turkish).
- Bergougnan, H. and Fourquin, C., 1982, Remnants of a pre - Late Jurassic ocean in northern Turkey: fregmants of Permian - Triassic Paleotethys. Discussion: *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 93: 929 - 932.
- Biju - Duval, B., Dercourt, J. and Le Pichon, X., 1977, From the Tethys Ocean to the Mediterranean Seas. A plate tectonic model of the evolution of the western Alpine system. In: B. Biju - Duval and L. Montadert (Editors). *Structural*

THE ANATOLIAN SEGMENT OF THE TETHYAN BELT

- History of the Mediterranean basins. Editions Technip, Paris, p. 143 -164.
- Bingöl, 1968, Contribution a l'etude geologique de la partie centrale et Sud est massif de Kazdağ, Turquie: These, Fac. Sci. Univ. Nancy, France (Unpublished):
- Boztuğ, D., Debon, F., Le Fort, P. and Yılmaz, O., 1985, Geochemical characteristics of some plutons from the Kastamonu granitoid belt (northern Anatolia, Turkey): Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen, 64 (3): 389 - 403.
- Brinkman, 1972, Mesozoic troughs and crustal structure in Anatolia. Geol. Soc. Am. Bull. 83 : 819 - 826.
- Çağlayan, M.A., Dağ, Z., Erkanol, D., İnal, R.N., Sevin, M., Şengün, M., 1983, Mesozoic rock units of Bitlis massive and correlation with that of the Arabian platform, 37. th Sci. and Tech. Cong. Geol. Soc. of Turkey. Abstracts 64-65.
- Çağlayan, M.A., İnal, R.N., Şengün, M. and Yurtsever, A., 1984, Structural Setting of Bitlis massive. In Geology of the taurus Belt Proceedings, special publication by MTA, Ankara 245 - 254.
- Çağlayan, M.A., Şengün, M. and Yurtsever. A., 1992, Structural Evolution of Strandjha Massive Thrace, Turkey, International Symposium on the Geology of the Black Sea Region, Ankara, turkey, Abstracts : 7.
- Çalgın, R., Pehlivanoğlu, H., Ercan, T. and Şengün, M., 1973, Geology of Ankara Region. MTA report No. 6487 (Unpublished).
- Çapan, U.Z. and Floyd, P.A., 1985, Geochemical and petrographic features of metabasalts within units of the Ankara melange, Ofioliti, 10/1 : 3 - 18.
- Delaune - Mayere, N., Marcoux, J., Parrot, J.F. et Poisson, A., 1977, Modele devolution Mesozoique de la paleo - marge tethysienne au niveau des nappes radiolaritque et ophiolitique du Taurus Lycien, d'Antalya ei du baer - bassit : 25. congress de la I.E.S.M. Split 1976, Ed. technip.: 79 - 94.
- Demirtaşlı, E., 1967, Lithostratigraphic units and petroleum potential of the region between Pinarbasi - Sariz and Mağara. MTA report (in Turkish) No. 4389. (Unpublished).
- Dercourt, J., zonenshain, L.P., Ricou, L.E., Kazmin, V.G., Le Pichon, X., Knipper, A.L., Grandjacquet, C, Sbornshikov, I. M., Geyssant, V., Lapurier, C, Perhersky, D.H., Boulin, J., Sibuet, J.C., Savostin, L.A., Sorokhtin, O., Westphal, M., Bazhenov, M., Lauer, J.P. and Biju - Duval, B., 1986, Geological evolution of the Tethys belt from the Atlantic to the Pamirs since the Lias. Tectonophysics, 123: 241 - 315.
- Dewey, J.F., Hempton, M.R., Kidd, W.S.F., saroğlu, F. and Sengor, A.M.C., 1986. Shortening of continental lithosphere : the neotectonics of eastern Anatolia - a young collision zone. In : Covard, M.P. and Ries, A.C. (eds.), Collision Tectonics, Geol. Soc. Lond. Spec. Publ., 19: 3-36.
- Dewey, J.F. Pitman, W.C., Ryan W.B.F. and Bonnin J., 1973 Plate tectonics and the evolution of the Alpine system : Geol. soc. Am. Bull. 84. 3137-3180.
- Dumont, J.F., Gutnic, M., Marcoux, J., monod, O et Poisson, A., 1972, Le Trias des Taurids occidentals (Turquie) Definition bu bassin pamphlien un nouveau domaine a ophiolites a la marge externe de la chaine Taurique. Zeits. deutsch. geol. Gessel., 123 : 385 - 409.
- Ercan, T. and Gedik, A., 1983, Volcanism in Pontides. Bulletin of Chambers of Geological Engineers (Turkey), 18 : 3 - 30 (In Turkish).
- Erdoğan, B., 1990, Stratigraphy and tectonic evolution of Izmir - Ankara zone between Izmir and Seferihisar. Int. Earth Sci. Cong. Aegean Region, Abstracts : 154 -155.
- Erkan, Y., 1975, Petrology of regional metamorphism in southwestern central Anatolian massive (Kırşehir) Dissertation (in Turkish), 147 p. (Unpublished).
- Gedik, A., Ercan, T. and Korkmaz, S., 1984, Geology of

- Central Black Sea Basin (Samsun - Sinop) and petrology of volcanic rocks. MTA Bull, 99, Ankara : 34 - 50 (In Turkish)
- Göncüoğlu, M.C. and Turhan, N., 1984, Geology of the Bitlis Metamorphic Belt. In: Geology of the Taurus Belt, Proceedings, special publication of MTA, Ankara: 237 - 244.
- Görür, N., Şengör, A.M.C., Akkök, R., Yılmaz, Y., 1983, Bull. Geol. Soc. Tur., 26/1 : 11 - 20.
- Gözler, Z., 1986, Geologic and petrographic investigation of Mıhlıdere valley (Kazdağ, northwest Turkey). Bull. Geol. Soc. Turkey, 29: 133 - 142. (in Turkish).
- Hall, R., 1976, Ophiolite emplacement and the evolution of the Taurus suture zone, Southeastern Turkey. Geol. Soc. America Bull. 87 : 1078 - 1088.
- Kazmin, V.G., Sbertshikov, I.M., Ricou, L.E., Zonenshain, L.P., Boulin, J. and Knipper, A.L. 1986, Volcanic belts as markers of the Mesozoic - Cenezoic active margin of Eurasia. Tectonophysics, 123 : 123 -152.
- Kerey, İ.E., 1982, Stratigraphical and sedimentological studies of Upper Carboniferous rocks in northwestern Turkey. Doctorate thesis, University of Keele (unpublished).
- Ketin, L, 1966, Anadolu'nun tektonik birlikleri, MTA Bull., 66 : 23 - 24.
- Kocyiğit, A., 1991, An example of an accretionary fore - arc basin from northern Central Anatolia and its implications for the history of subduction of Neotethys in Turkey. Geol. Soc. Am. Bull, 103: 22 - 36.
- Kocyiğit, A. and Altmer, D., 1990, Stratigraphy of the Halılar (Edremit - Balıkesir) area: Implications for the remnant Karakaya basin and its diachronic closure. Int. Earth Sci. Cong. Aegean Region, Izmir - Turkey, Proceedings, 2 : 339 - 352.
- Lauer, J.P., 1981, Origine meridionale des Pontides d'apres des nourex resultats paleomagnetiques obtenus en Turquie. Bull. Soc. Geol. Fr., 6 : 619-624.
- Lefevre, r., 1967, Un nouvel element dans le geologique du Taurus Lycienne : les nappes d'Antalya (Turquie). C.R. Acad. Sc. Paris, 265 : 1365 - 1368.
- Livermoore R.A. and Smith, A.G., 1984, Relative motions of Africa and Europe in vicinity of Turkey, In: Geology of the Taurus belt, MTA special publication, Ankara, Proceedings: 1 - 10.
- Metin, S., Papak, L, Keskin, H., Ozsoy, I., Polat, N., Altun, I. İnanç, A., Haznedar, H., Konuk, O. and Karabahk, N.N., 1982, Geology of Tufanbeyli - Sanz - Goksun and Saimbeyli area. MTA report, 7129, (unpublished).
- Norman, T., 1986, The role of ankara Melange in the development of Anatolia (Turkey), İn: The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean. Special publication of the Geological Society, No: 17 : 441 - 447, Blackwell Scientific publications, Oxford, 848 pp.
- Özcan, A., Göncüoğlu, C.M., Turhan, N., Uysal, S. and Şentürk, K., 1988, Late Palaeozoic evolution of the Kütahya - Bolcardağ Belt. M.E.T.U. Jour. Pure and Appl. Sc, 21, 1-3:211 - 220.
- Özgül, N., 1983, Geology of Alanya region. Ph.D.Thesis, Univ. İstanbul, 135 p. (unpublished).
- Özgül, N., Göğçer, E., Bingöl, I., Baydar. O and Erdoğan, B., 1973, Cambrian - Tertiary rocks of Tufanbeyli Region. Geol. Bull. Tur., 16/1: 82 - 100 (In Turkish).
- Özkaya, I., 1982, Marginal basin ophiolites at Oramar and Karadağ, S.E.Turkey. J. Geol., 90: 269 - 278.
- Öztürk, E.M., 1982, Geology of Balcikhisar - Karadilli (Afyon) and Derekoy (İsparta) region. In: Int. Earth Sci. Cong. Aegean Region, Abstracts: 125.
- Philipson, A., 1915, Reisen und Forschungen in Westlichen Klainasien, Pet. Mitt. Erg. M. 167: 177 -180.
- Pitman, W.C., and Talwani, M., 1972, Sea floor spreading in the North Atlantic. Geol. Soc. Am. Bull., 83 : 619 - 649.

THE ANATOLIAN SEGMENT OF THE TETHYAN BELT

- Ricou, L.E., 1980, Structure of Taurids between Hellenides and Zagrids (In Turkish). Bull. GeolSoc. Tur., 23/1: 201-211.
- Ricou, L.E., Argyriadis, I. et Lefure, R., 1974, Proposition d'une origine interne pour les nappes d'Antalya et le massif d'Alanya (Taundes occidentals Turquie) : Bull. Soc. Geol. France, 16: 107-11.
- Ricou, L.E., Argyriadis, I. et Marcoux, J., 1975, L'axe calcaire du Taurus, un alignement de fenetres arabo - africaines sous les nappes a materiel radiolaritique, ophiolitique et metamorphic. Bull. soc. Geol. France, 17 : 1024 -1044.
- Ricou, L.E., Dercourt, J., Geysant, J., Grandjacquet, C, Lepvrier, C, and Biju - Duval, B., 1986, Geological constraints on the evolution of the Mediterranean Tethys. Tectonophysics, 123 : 83 -122.
- Robertson, A.H.F., 1990, Tectono - sedimentary evolution of the Eastern Mediterranean Neotethys. Summaries, questions and answers. In : Int. Earth Sci. Cong. Aegean Region., İzmir - Turkey, Proceedings, No. 2 : 236 - 270.
- Robertson, A.H.F. and Dixon, J.E., 1984, Introduction : aspects of the geological evolution of the Eastern Mediterranean. In : Dixon, J.E. and Robertson, A.H.F. (eds). The evolution of the Eastern Mediterranean. Spec. Publ. geol. Soc, Lond., 17: 1 - 74.
- Robertson, A.H.F. and Woodcock, N.H., 1981, Gödene zone, Antalya Complex, S.W. Turkey : volcanism and sedimentation on Mesozoic marginal oceanic crust. Rdsch, 70 : 1177 - 1214.
- Saner, S., 1980, Plate - tectonic interpretation of basin formation in Western Pontides and neighbouring areas in northwestern Turkey. MTA Bull., 93/94 : 1 - 19.
- Sanbudak, M., 1989, Did the Black Sea open as a result of back - arc rifting? Or was it remnant of Early Mesozoic Tethys? A paleomagnetic approach. 43 th Geol Congr. Turkey, Abstracts: 31.
- Şenel, 1986, Geology of Tahtalıdağ and surroundings (Antalya - Kemer). Uni. İstanbul, Ph. D. thesis (in Turkish), 218p. (unpublished).
- Şengör, A.M.C. and Kidd, 1979, post - collisional tectonics of the Turkish - Iranian plateau and a comparison with Tibe . Tectonophysics, 55 : 361 - 376.
- Şengör, A.M.C. and Yılmaz, Y., 1981, tethyan evolution of Turkey : a plate tectonic interpretation. Tectonophysics, 75 : 181 - 241.
- Şengün, M., 1984, Geology and petrography of Tatvan region, Bitlis massive, SE Turkey. Ph. d. thesis (in Turkish), 157p. (unpublished).
- Şengün, M., 1990, Plate Mosaic of Turkey during the Mesozoic. IESCA, Int. Earth Sci. Congr. Aegean Regions Abstracts: 192 - 194.
- Şengün, M., Acarlar, M., Çetin, F., Doğan, Z.O. and Gök, A., 1978, Structural setting of Alanya massive. Bull. Geol. Eng. Turkey, 6 : 39 - 44 (In Turkish).
- Şengün, M., Akat, U., Akçören, F. and Keskin, H., 1986, Ophiolite emplacement around Dackıy Kastamonu. Geol. Congr. Turkey : Abstracts :27.
- Şengün, M., Keskin, H., Akçören, F., Altun, I., Sevin, M., Akat, U., Armağan, F. and Acar, S., 1990a, Geology of the Kastamonu region and geological constraints for the evolution of the Paleotethyan domain. Geol. Bull. Turkey, 33/1 : 1 - 16 (In Turkish).
- Şengün, M., Asutay, H.J., Ercan, T. and Metin, S., 1990b, Maden formation: sedimentation and volcanism on a synorogenic passive margin (Bitlis/Puturge), SE Turkey. IESCA, Int. E. Sci. Cong. Aegean Regions, Abstracts : 126-127.
- Smith, A.G., 1971, Alpine deformation and the oceanic areas of the Tethys, Mediterranean and Atlantic. Geol. Soc. Am. Boil, 82 : 2039 - 2070.
- Stocklin, J., 1974, Possible ancient continental margins In Iran. In : The Geology of Continental

- Margins, Springer, New York, p. 873 - 887.
- Stocklin, J., 1977, Structural correlation of the Alpine ranges between Iran and Central asia. Mem. Soc. Geol. France. Hors Ser., 8 : 333 - 353.
- Suess, E., 1904 - 1924, The Face of the Earth, 5 Vols., Clarendon press, Oxford.
- Tokel, S., 1992, Magmatic and geochemical evolution of the Pontide segment of the northern Tethys subduction system, ISGB - 92, Ankara - Turkey, Abstracts, p. 34.
- Tolluoglu, 1987, Petrographical features of Kırşehir metamorphites of Central Anatolian massive. Doğa, 11/3:344-361.
- Toprak, S., 1984, Coals of Westphalien A, Karadon region of Zonguldak, Turkey. M. Sc. Thesis, Univ. of Pittsburg, 78 p. (unpublished).
- Üşümezsoy, S., 1987, The NW Anatolian accretionary orogeny: western termination of Paleotethyan suture belt. Geol. Bull. Turkey, 30/2: 53 - 62.
- Westphal, M., Bazhenov, M.L., Lauer, J.P., Pechersky, D.M. and Sibuet, J.C., 1986, Paleomagnetic implications on the evolution of Tethys belt from the Atlantic ocean to the Pamirs since the Triassic. Tectonophysics, 123 : 37 - 82.
- Yazgan, E., 1984, Geodynamic evolution of eastern Taurus region. In : Geology of the Taurus belt, C.M. Goncuoğlu and O. tekeli (eds.), special publicattion of MTA, Turkey : 199 - 208.
- Yazgan, E, and Chessex, R., 1991, Geology and tectonic evolution of the southeastern Taurides in the region of Malatya (Turquie orientale) element de la suture sud - tethysienne. Bui. Soc. Geol. France, 15/1: 59 - 69.
- Yılmaz, P.O., 1984, The Alakırçay unit, Antalya complex : a tectonic enigma. In : C. M. Goncuoğlu and O. Tekeli (eds.), Geology of the Taurus belt, special publication of MTA, Turkey: 27 - 40.
- Yılmaz, O., 1979, Metamorphic petrology of nothwestern Daday - Devrekani massive, Thesis (in Turkish), Hacettepe Univ., Ankara, 176p. (unpublished).
- Yılmaz, O. and Boztuğ, D., 1986, Kastamonu granitoid belt of northern Turkey : First arc plutonism product related to the subduction of the Paleotethys. Geology, 14 : 179 - 183.
- Zonnenshain, L.F. and Le Pichon, X., 1986, Deep basins of the Black Sea and Caspian Sea as remnants of Mesozoic back - arc basins. Tectonophysics, 123 : 181 - 240.
- Zonenshain, L.P., Savostin, L.A., Volodina, A.N. and Varclapetyan, A.N., 1979, Cenozoic plate tectonics and geologic evolution of the middle part of the Alpine - Himalayan belt. In : L.P. Zonenshain (editor), Structure of Lithospheric Plates. Moscow, pp. 54 -124.

GÜRÜN OTOKTONU'NUN STRATİGRAFİSİ (GÜRÜN - SARIZ ARASI), DOĞU TOROSLAR - GB SİVAS *Stratigraphy of the Gürün autochthon (Between Gürün and Sarız), Eastern Taurus-SW Sivas (Turkey)*

Eşref ATABEY

M.T.A. Genel Müdürlüğü, Jeoloji Etütleri Dairesi, Ankara.

ÖZ: Bu çalışmada Gürün otoktonunun; Gürün ile Sarız arasında kalan bölümünün stratigrafi özellikleri incelenmiştir. Yörede Paleozoyik-Tersiyer yaş aralığında farklı 14 birim ayırtlanmıştır. Gürün otoktonu (görelî otokton) temelini Üst Devoniyen ve Üst Permiyen yaşdaki kaya birimleri oluşturur. Gümüşali formasyonu (Üst Devoniyen) kumtaşı, kuvarsit, kireçtaşı ve şeyi ile, Yığıltepe formasyonu ise (Üst Permiyen) kireçtaşı ve dolomitten oluşur. Karbonifer ile Alt Permiyen temsil edilmemektedir. Yığıltepe formasyonu ile, kristalize kireçtaşı, killi kireçtaşı, marn, kumtaşı ile temsil olunan Katarası formasyonu (Alt Triyas) arasındaki ilişki uyumsuzdur. Orta Triyas' in varlığı saptanamamıştır.

İlk defa ayırtlanan Üst Triyas ile Lias birimlerinden, Toycu Tepe formasyonu (Üst Triyas) algli kireçtaşı ve dolomit, Çukuryurt formasyonu ise (Lias) konglomera/breş, kumtaşı, algli-mercanlı kireçtaşı ve şeyi ile temsil edilmektedir. Çukuryurt formasyonu üzerinde Orta Jura-Senomaniyen yaştaki Yüceyurt formasyonu açılı uyumsuzlukla yer alır. Bu birim algli kireçtaşı, dolomitik kireçtaşı ve dolomitten oluşur. Yörede Türoniyen-Koniasiyen ve Santoniyen¹ in alt seviyeleri mevcut değildir. Üst Santoniyen-Kampaniyen (Yanıktepe formasyonu) konglomera/breş, rudistli kireçtaşı ile temsil edilir.

Yanıktepe formasyonu ile geçişli olan Akdere formasyonu (Üst Kampaniyen-Mestrişiyen) eş değeri olan konglomera/breş, kalkarenit, killi kireçtaşından oluşmuştur. İnceleme alanında Tersiyer birimlerinden Abdalman formasyonu (Paleosen-Alt Eosen) Akdere formasyonu üzerinde yer yer geçişli olup, içerisinde konglomera/breş, kalkarenit, killi kireçtaşı, çört yumru lu marn, çakıllı kumtaşı egemen kaya topluluğudur. Bu birim üzerinde yer yer geçişli yer alan Demiroluk formasyonu (Lütesiyen) konglomera/breş, nummulitesli kireçtaşı ve marndan oluşur. Tüm bu birimleri açılı uyumsuzlukla örten en genç kaya birimleri, Üst Eosen-Alt Miyosen yaşında olanı (Gövdelidağ formasyonu) konglomera ile, Miyosen ise (Gürün formasyonu) kumtaşı, marn ve kireçtaşı ile temsil edilmektedir.

ABSTRACT: In this study the stratigraphical aspects of the Gürün autochthone between Gürün and Sanz part have been investigated. In the area, between time interval of Paleozoic and Tertiary, the 14 different units have been differentiated. The lower part of the Gürün autochthone (relative autochthone) is represented by rock units of the Upper Devonian and Upper Permian. Gümüşali formation (Upper Devonian), is composed of sandstone, quartzite, limestone, dolomite and shale and Yığıltepe formation (Upper Permian) consist of limestone and dolomite. The Carboniferous and Lower Permian is not represented by any units. The boundary relation between Yığıltepe formation and, recrystallized limestone, clayey limestone, marl, sandstone of Katarası formation (Lower Triassic) is an unconformity. The presence of Middle Triassic has not been detected.

The firstly differentiated units of the Upper Triassic and Lias, rock units; The Toycu Tepe formation (Upper Triassic) is composed of algae limestone and dolomitic limestone while the Çukuryurt formation (Lias) is represented by conglomerate/breccia, sandstone, algaecoral limestone, and shale. Yüceyurt formation of Middle Jurassic-Cenomanian age is overlying the Çukuryurt formation with an angular unconformity. This unit consists of algae limes-

tone, dolomitic limestone and dolomite. The lower levels of Turonian-Coniacian and Santonian are not present. The Upper Santonian-Campanian (Yaniktepe formation) is represented by conglomerate/breccia, rudist limestone.

The Akdere formation (Upper Campanian-Maastrichtian) transitional to Yaniktepe formation is composed of conglomerate/breccia, calcarenite and clayey limestone.

In the study area, The Adalıpman formation (Paleocene-Lower Eocene) locally transitional with underlying Akdere formation and is composed of dominant pebbly sandstone whose pebbles are conglomerate/breccia, calcarenite, clayey limestone, cherty nodule marl, Demirogluk formation (Lutetian) locally transitional with Adalıpmari formation is represented by conglomerate/breccia, Nummulite bearing limestone and marl. These rock units are overlain by an angular unconformity, which the youngest overlying units are conglomerates of Gövdelidağ formation (Upper Eocene-Lower Miocene) and sandstone, marl and limestone of the Gürün formation (Miocene).

GİRİŞ

İnceleme alanı Doğu Toros Kuşağı'nın kuzeybatısında, Gürün ilçesinin (Sivas) 30 km. batısındaki Akdere, Bozhöyük ve Beypınan köyleri arasında bulunmaktadır (Şekil-IA). Bu alan 1/25.000 ölçekli K37-CL C2, C3 ve C4 paftalarını kapsamaktadır. Çalışmanın konusunu Gürün otoktonunun stratigrafisi, oluşturur.

Yörede en eski çalışmalar Blumenthal (1944) ve Baykal (1944, 1966) tarafından gerçekleştirilmiştir. Genel jeoloji amaçlı ilk defa Demirtaşlı (1967) stratigrafisi adlama ve yaşlama yapmıştır. Jeotektonik konum ve tektonik amaca yönelik olarak Tekeli (1980), Perinçek ve Kozlu (1983), Kozlu ve diğ. (1990), petrol amaçlı olarak; Canik (1964), Akkuş (1963, 1971), Kurtman (1963, 1978), Yoldaş (1972), Aziz ve diğ. (1979, 1982), Aziz ve Erakman (1980) araştırmalarda bulunmuşlardır. Kazancı ve diğ. (1985), Varol ve diğ., (1987 a ve b), Varol ve Magaritz (1992) ile Varol (1992) otoktonun sedimentolojik özelliklerine yönelik çalışmalardır.

Özgül (1976)'ün Geyikdağı Birliğine dahil edilen Gürün otoktonu, Paleozoyik-Tersiyer aralığında farklı kaya birimleri ile temsil edilmektedir. Önceki çalışmalarda bu kaya birimlerin stratigrafisi yeterli ayrıntıda verilmemiştir. Yörede yüzeyleyen Üst Triyas, Liyas ve Paleosen-Eosen kayaları ayırtlanmayarak geniş zaman dilimlerini kapsayacak şekilde değişik formasyonlar içinde tanımlanmıştır.

Bu çalışmada ise Gürün otoktonunun ayrıntılı stratigrafisinin incelenmesi amacıyla 1/25.000 ölçekte jeoloji haritası yapılmış ve lito-stratigrafik tip ve yardımcı kesit yerleri belirlenmiştir. Belirlenen kesit yerlerinden ölçülü stratigrafik kesitleri alınmıştır. Daha önce yapılan lito-stratigrafik adlamalardan uygun olan-

ları aynen benimsenmiştir. Çalışılan alanda 14 kayabirimi ayırtlanmış olup, bunlardan Üst Triyas, Liyas ve Paleosen-Alt Eosen kayaları ilk defa haritalanmış ve tanımlanmıştır.

Yazarın yapmakta olduğu Doktora çalışmasının bir bölümü olan bu çalışma, sedimentoloji yönünden bir başka yazı ile desteklenecektir*.

STRATİGRAFİ

Gürün otoktonunda, Üst Devoniyen' den günümüze kadar uzanan değişik kaya birimleri yüzeylemektedir. Bu kaya stratigrafik birimleri ayrıntılı olarak aşağıda açıklanmıştır (Şekil-IB ve 2).

Gümüşali Formasyonu (Dg)

Tufanbeyli yöresinde Üst Devoniyen yaşlı kumtaşı, kireçtaşı ve şeylden oluşan kaya birimi Demirtaşlı (1967) tarafından Gümüşali formasyona adı altında tanımlanmıştır.

İnceleme alanında K37-cı paftasının Beypınan köyü ile Mağara Tepe arasında dar bir alanda yüzeyler. Birimin tip kesiti Gümüşali köyünde ölçülmüş (Demirtaşlı, 1967) olup, Memiş tepede yardımcı kesit yeri bulunmaktadır (Şekil-IB).

Burada gri-esmer, ince tabakalı kumtaşı, sarımsı-kahverengi kuvarsit düzeyleri, şeyl-çamurtaşı, ince-orta tabakalı brakiyopod kavkılı kalkarenit ve mercanlı kireçtaşı aralanımlı bir istif ile temsil edilir (Şekil-2). Şeyli düzeyleri 1-2 m. kalınlığında olup, yer yer kömür ve seyrek jips kristalleri içermektedir. Çamurtaşı düzeylerinde kurtçuk izi (kalıbı) gelişmiştir. Kalkarenit ve kumtaşında küçük ölçekli çarpaz tabaka yapılan boldur. Bu tabakaların üstlerinde brakiyopod kavkılıları ve

GÜRÜN OTOKTONU'NUN STRATİGRAFİSİ

kalıplan bulunur. Kireçtaşı tabakaları içerisinde mercan kolonileri yaygındır. Ayrıca kumtaşlarında hematit-yumruları ve limonitti zonlar gelişmiştir. Birimin Mağara tepe kuzey yamacındaki mostrada, kireçtaşı ile geçişli, koyu gri-siyahımsı, çatlaklı ve kovuldu dolomit düzeyi yer almaktadır.

Gümüşali Formasyonu, Üst Permiyen yaşlı Yığıltepe Formasyonu tarafından uyumsuzlukla üstlenir. Bazı yerlerde bu ilişki faylara sınırlıdır. Ölçülen kalınlığı Memiş tepede 200 m dir.

Formasyonu oluşturan kalkarenit ve kireçtaşı düzeyleri bol brakiyopod ve mercan faunası içerir. Bu fosiller ile yaş tespiti yapılmamıştır. Ancak Tufanbeyli yöresinde birimin benzer isüflerindeki brakiyopod ve mercanların Üst Devoniyen yaşlı olduğu Metin ve diğ. (1982) tarafından belirtilmiştir. İnceleme alanında kireçtaşı düzeylerinden Umbelia sp., NanieeHa sp., **Tentaculites** sp., Earlandia sp., Eonodosaria sp. ve **Girvanella** sp. fosilleri tayin edilmiştir. Bu fosil topluluğuna göre Gümüşali Formosyonunun yaşlı Üst Devoniyen¹ dir.

Birimi temsil eden kumtaşı ve kuvarsit düzeyleri gelgit düzlüğü, kömürlü ve jipsli düzeyler lagünel ya da bataklık, gelgütüstü ortamı, algli-mercanlı kireçtaşı ise gelgitarası-gelgitaltı ortamı işaretler.

Gümüşali Formasyonu, Tekeli ve diğ. (1983)' nin Aladağlarda tanımladığı Siyah Aladağ Formasyonu, Erkan ve diğ. (1978)' nin Pınarbaşı yöresinde tanımladığı Ekşimenlik formasyonu ile denestirilebilir.

Yığıltepe Formasyonu (Py)

Tufanbeyli, Katarası köyünün 1 km güneyinde kireçtaşı ile temsil edilen Üst Permiyen yaşlı kaya birimi Demirtaşlı (1967) tarafından Yığıltepe formasyonu adıyla tanımlanmıştır.

İnceleme alanının KB' sında Arapmuslu tepe güney yamacında, Mağara tepe ile Memiş tepe arasında (K37-C1 paftası) yüzeylemeleri mevcuttur (Şekil-IB) Tip kesiti Katarası köyünün 1km güneyindeki Yığıltepede ölçülmüştür (Demirtaşlı, 1967). İnceleme alanında faylarla sınırlandırılmış mostralara nedeniyle kesit ölçümü oldukça zordur. Ancak dar aralıklı kesitler ölçülebilmektedir.

İstifin alt ve orta bölümleri esmer, orta-kalın ta-

bakalı kireçtaşı ve şeylle, üst bölümleri kalın tabakalı algli kireçtaşı, dolomitik kireçtaşı ve dolomit ile temsil edilir (Şekil-2). Dolomit düzeyleri gri-esmer, beyaz, çatlaklı olup, yanal yönde kireçtaşı ile geçişlidir. Bazı yerlerde istifin üst düzeyinde 50cm zonlara rastlanmaktadır. Üzerine Alt Triyas yaşında olan Katarası Formasyonu uyumsuzlukla gelir. İstifin üst düzeyinde bulunan boksitik zonlar bu uyumsuzluğun belirtisi olarak yorumlanmıştır.

Tipik yüzeylemesinin olduğu Memiş tepede 250m. kalınlık ölçülmüştür.

Formasyonun, kireçtaşı düzeyleri alg ve foraminifer türü fosiller kapsamaktadır. Foraminiferler: Frondilina sp., Staffella sp., Hemigordius sp., Globivalvulina sp., Agathammina sp., Dunbarula sp., Geinitzina sp., Pachyphloia sp., Nankinella sp. ve Climaeamina sp. Algler: Vermiporella sp., Pseudovermiporella sp., Mizzia velebitana, Permocarculus sp., Gymnocodium sp.. Bu fosillere göre birimin yaşlı Üst Permiyen' dir.

Birimin algli kireçtaşları lagünel ortamı, dolomit düzeyleri ise zaman zaman bu lagünel alanda su dolaşımının kısıtlandığını işaretler. Üst düzeyinde yer alan boksitik oluşumlar da atmosferik koşulları göstermektedir.

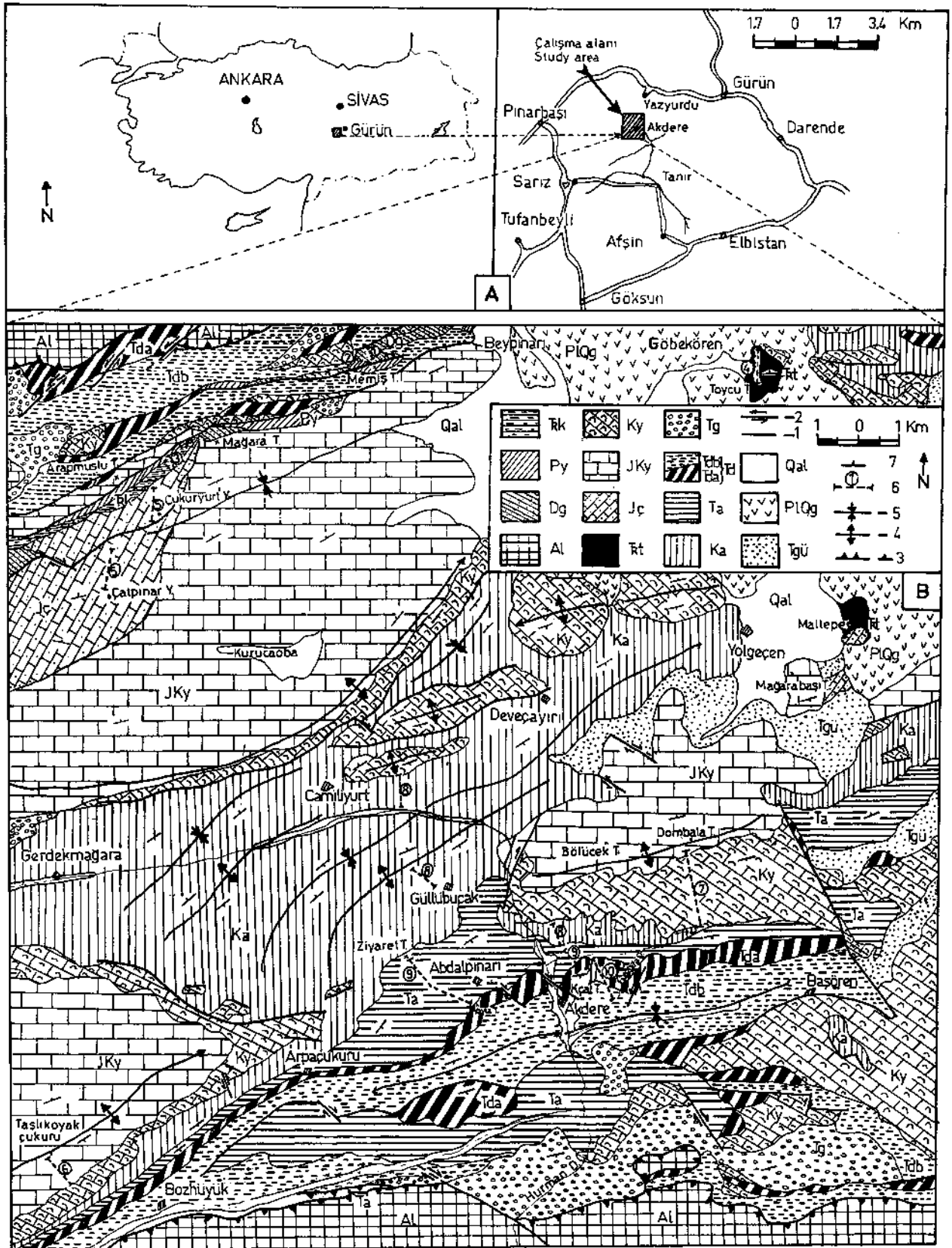
Yığıltepe formasyonu, Kurtman (1978)' m Gürün yöresinde tanımladığı Üçkoyak formasyonu, Altmer (1981) Pınarbaşı' nda tanımlanan Sarpkaya tepe ve Taşlıgüney sırtı formasyonları, Erkan ve diğ. (1978)' nin aynı yörede tanımlanan Geyikpınar formasyonu ve Tekeli ve diğ. (1983)' nin Aladağlarda tanımladığı Arkaçça formasyonu ile denestirilebilir.

Katarası Formasyonu (Tk)

Formasyonun adı Tufanbeyli, Katarası köyünden alınmıştır (Demirtaşlı, 1967).

Tip yeri aynı yörede olup, Naltaş mahallesi 2km.güneyinde Bozoğlan tepesinin kuzey yamacında tip kesiti vardır. İnceleme alanında ise Arapmuslu tepe (K37-C1 paftası) güney yamacında KD-GB yönünde sınırlı alanda yüzeylemeleri mevcuttur (Şekil-IB).

Formasyon, altta orta tabakalı, şarabi, kristalize kireçtaşı, üstte ince tabakalı killi kireçtaşı, sanmsı-gri lamine killi kireçtaşı, kalkarenit, yeşilimsi marn ve



şeyi ardalanımh bir istifle temsil edilmektedir. Kalkarenit ve killi kireçtaşı düzeyleri bol gastropod ve lamellibrans kavkısı ve iz fosiller içermektedir. Yer yer düzlemsel çakıllı formasyon içi konglomera mercekleri bulunmaktadır. Marn ve şeyi düzeyleri ise bitki kökü ve yaprak izi içerir.

Tipik olarak yüzelediği Arapmuslu tepe güney yamacında üst birim olan Üst Triyas yaşlı Toyçu Tepe formasyonu görülmemektedir. Burada Liyas yaşlı Çukuryurt formasyonu tarafından uyumsuzlukla üstlenir. Yanal yönde kalınlık değişimi gösteren formasyon, Arapmuslu tepe güney yamacında 210 m kalınlıkta bir istifle temsil edilir.

Katarası formasyonu mikrofossil bakımından fakirdir. Ancak, derlenen örneklerden saptanan aşağıdaki fosil türleri formasyonun Alt Triyas olduğunu göstermektedir. Bu fosiller, Meandrosira sp., Earlandia sp., Ammodiscus parapriscus, Glomospira cf. sinensis' dir.

Birim içerisindeki kısıtlı denizel fauna ve bitki kökleri çok sığ denizel şartları yansıtır. Ayrıca düzlemsel çakıllı formasyon içi konglomeralar da gelgit kanalındaki depolanmayı işaretler.

Formasyon, Altiner (1981)' in Pınarbaşı yöresinde tanımlandığı Kokarkuyu formasyonu ile Tekeli ve diğ. (1983)' nin Aladağlarda tanımladığı Küçükku formasyonu ile denestirilebilir.

Toyçu Tepe formasyonu (Tk)

İnceleme alanında Göbekören köyünün (K37-C2 paftası) 1,5 km doğusundaki Toyçu Tepede kireçtaşı ile temsil edilen kaya birimi ilk defa bu çalışmada aynı yere atfen Toyçu Tepe formasyonu adı altında tanımlanmıştır. Tip yeri ve tip kesiti Toyçu tepededir (Şekil-IB, 3). (Koordinatı, Y1:89800, X1: 21750, Y2: 90400, X2: 21700). Ayrıca Yolgeçen köyü 2 km doğusundaki Maltepede sınırlı bir alanda yüzeyler.

Birim, altta esmer-gri, çatlaklı ve kmlı, orta tabakalı algli kireçtaşı ile üstte ise dolomitik kireçtaşı ile temsil edilir. Maltepede ise dolomitik kireçtaşı ve dolomit düzeyleri bulunmaktadır,

Toyçu tepede üstte Yanıktepe formasyonu (Üst Santoniyen-Kampaniyen) ile açığı uyumsuzdur. Maltepede ise Çukuryurt formasyonu (Liyas) tarafından uyumsuzlukla üstlenir.

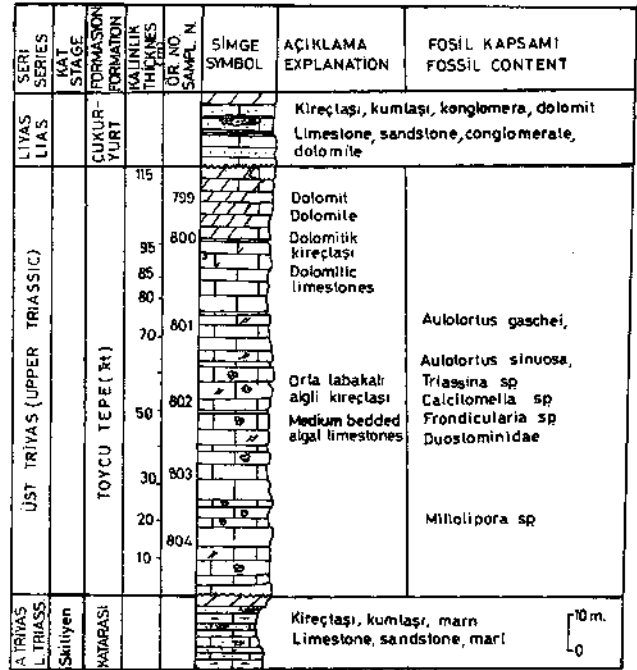
Kireçtaşı düzeyleri; Aulotortus gaschei (Koehn-Zaninetti-Brönniman), Aulotortus gr. sinuosa (Weyschenk), Glomospira sp., Triassina sp., Frondicularia sp., Milioipora sp., Calcitonella sp. ve Doustominiidae fosilleri kapsamaktadır. Bu fosil topluluğu ile Toyçu Tepe formasyonunun yaşı Üst Triyas' ır.

Birim zaman zaman dolomitleşmeye açık olan sınırlı su dolaşımı gelgitüstü-arası ortam koşullarını yansıtır.

Birim Tekeli ve diğ. (1983)' nin Aladağlarda tanımladığı Orta Üst Triyas yaşlı kaya birimlerinden EmH kireçtaşı, Minaretepeler formasyonu ve Horozkaya dolomiti ile benzer özellikler taşır. Aynı zamanda Varol ve diğ. (1987 b) Sanz yöresinde tanımladığı "Ayvat Resifal Kireçtaşı" ile denestirilebilir.

Çukuryurt formasyonu (Jç)

K37-C1 paftasının kuzeyinde, Çukuryurt yaylasında konglomera/breş, kumtaşı, kalkarenit ve kireçtaşmdan oluşan kaya birimi Çukuryurt formasyonu adı altında ilk defa bu çalışmada tanımlanmıştır.



Şekil 3. Toyçu Tepe formasyonu ölçülü stratigrafi kesiti.

Figure 3. Measured stratigraphic section of the Toyçu Tepe formation.

GÜRÜN OTOKTONUNUN STRATİGRAFİSİ

Çatpınar yaylası, Çukuryurt yaylası ve Küçüksü dere ve ayrıca Yolgeçen köyü doğusundaki Maltepe ve Mağarabaşı tepede tipik mostraları mevcuttur (Şekil-1B). Tip kesiti Çukuryurt yaylasında (Koordinatı, Y1: 86300, X1: 07500, Y2: 87700, X2: 08000), yardımcı kesiti ise Çatpınar yaylasında ölçülmüştür (Şekil-4).

Birim, altta ince tabakalı algli-mercanlı kireçtaşı, kalkarenit, orta tabakalı çakıllı kumtaşı, merceksi konglomera/breş ardalanmasından oluşmuştur. Bunlar arasında killi kireçtaşı ve şeyi düzeyleri bulunmaktadır. Fosilli kireçtaşı tabakaları asfaltit içermektedir. Konglomera/breş çakılları köşeli, az yuvarlak olup, Üst Triyas ve Permiyen yaşlı kaya birimlerinden taşınmıştır.

Üstte Yüceyurt formasyonu ile uyumsuz ilişkili olup, bu ilişki Çukuryurt yaylada faylarla sınırlandırılmıştır.

Tip kesit yerinde 425 m kalınlık ölçülmüştür (Şekil-4).

Kireçtaşı ve kalkarenit düzeylerinden derlenen örneklerden, *Haurania amiji* Henson, *Siphovalvulina* sp., *Haurania* sp., *Pseudocyclammina* sp., *Vavulinidae* fosilleri saptanmıştır. Bu fosil topluluğuna göre birimin yaşı Liyas'tır.

Formasyon deniz seviyesi değişimlerinin oldukça etkili olduğu bir ortamda çökelmiştir. Sığ denizel fasiyesler zaman zaman derinleşmeyi simgeleyen şeyi, denizaltı yelpazeler ile ardalanmıştır.

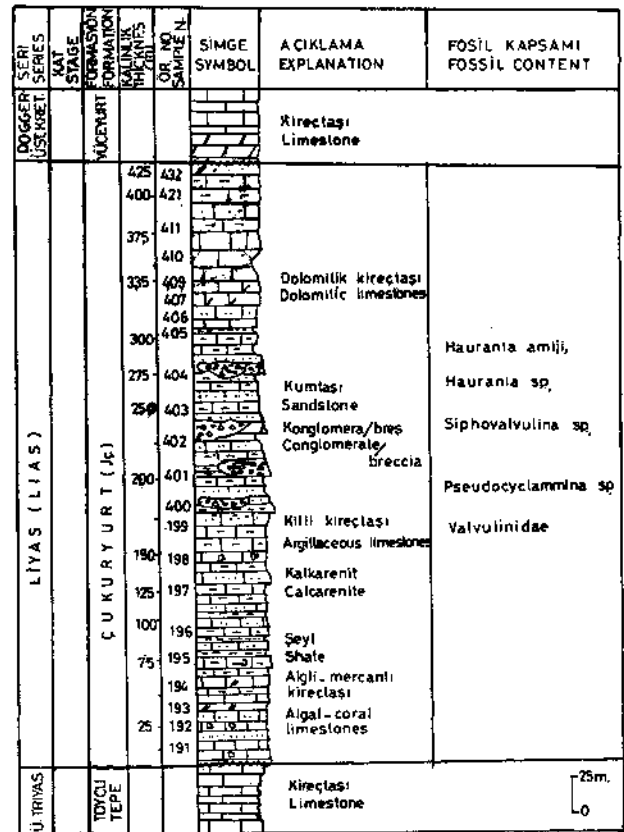
Birim, Aladağlarda Blumenthal (1952) ile Tekeli ve diğ. (1983, 1987) tarafından tanımlanan ve gastropodlu, algli kireçtaşı ile temsil edilen Beyaz Aladağ Formasyonu ve Kozlu ve diğ. (1990) Sanz yöresinde tanımladığı Keçilidağ formasyonunun üst düzeyleri ile denestirilebilir. Ayrıca Al tiner (1981)'in Pınarbaşında tanımladığı Karaçatderc formasyonu ve Özgül ve Turşucu (1983) Munzur dağlarında tanımladığı Kurudere formasyonu ile benzer özellikler sunmaktadır.

Yüceyurt Formasyonu (JKy)

Tufanbeyli yöresinde kireçtaşıdan oluşan kaya birimi, ilk defa Demitaşlı (1967) tarafından Köroğlutepesi kireçtaşı adı altında tanımlanmıştır. Daha sonra ise aynı birim tipik kesit yerinin olduğu Yüceyurt yaylasına (Sanz) atfen Yüceyurt formasyonu adı altında Aziz ve Erakman (1980) tarafından yeniden tanımlanmıştır.

Tipik yeri adını aldığı Yüceyurt yayladadır (Aziz ve Erakman, 1980) Tip kesit yeri de burada bulunmaktadır. İnceleme alanında ise birim yaklaşık 110km² bir alanda yüzeyler (Şekil-1B). Kurucaoba ile Çukuryurt yaylası arasında ve Taşlıkoyak çukuru ile Bozhüyük köyü arasında yardımcı stratigrafi kesiti ölçülmüştür (Şekil-5).

Yüceyurt Formasyonu, altta gri-beyazımsı ve sanmsı renkli, masif dolomit ve kalın tabakalı dolomitik kireçtaşı ile temsil edilmektedir. Bunun üzerinde griesmer, ince-orta tabakalı ve yer yer kalın tabakalı kireçtaşı ve kireçtaşı ile ardalanmalı dolomitik kireçtaşıdan oluşan platform tipli kalın bir istif yer almaktadır. Dolomitik kireçtaşı düzeyleri daha çok Üst



Şekil 4. Çukuryurt formasyonu ölçülü stratigrafi kesiti.

Figure 4. Measured stratigraphic section of the Çukuryurt formation.

Jura-Alt Kretase geçişinde (100-150 m) yer almaktadır (Şekil-5)

Üstte Yanıktepe formasyonu ile yerel uyumsuz ilişkili olup, bu ilişki Bölücek tepede (K37-C2 paftası) açık olarak görülebilir. Burada iki birim arasında 3-7 kalınlığında ve akarsu yelpazesi niteliğinde konglomera/breş düzeyi yer almaktadır. Özgül ve diğ. (1973) ile Metin ve diğ. (1987) çalışmalarında, bu çalışmada tanıtılan Yüceyurt formasyonunun karşılığı olan Köroğlutepesi kireçtaşı ile Yanıktepe formasyonu arasındaki ilişkinin uyumlu olduğu belirtilmiştir. Bu ilişkiler, belirtilen uyumsuzluk ve uyumsuzlukların yerel özelliklerde gelişmiş olduğunu işaretler.

Taşlıkoyak çukuru ile Bozhüyük köyü arasında ölçülen yardımcı kesitte 750 m kalınlık saptanmıştır. Bu kalınlık Kurucaoba ile Çukuryurt yaylası arasında ise 900 m'ye ulaşmaktadır.

Yüceyurt formasyonunu oluşturan platform türü kireçtaşı istifleri Pfenderina sp., Clypeina jurassica Favre, Praekurnubia sp., Arzonella sp., Salpingoporelia dinarica, Praechrysalidina infracretacea Luperdo Sinni, Pseudocyclammina sp., Debarina sp., Cuneolina sp., Dicyclina sp., Barkerina sp., Nezzzata sp., Ovalveolina sp., Nummoluculina sp., Cunelina pavonia d* Orbigny fosilleri kapsamaktadır. Bu fosil topluluğuna göre birimin yaşı Orta Jura-Senomaniyen¹ dir.

Kalın bir kireçtaşı istifiyle temsil edilen bu formasyon, gelgitüstü-gelgitaltına kadar değişen ortamsal koşulların egemen olduğu bir platformu yansıtır.

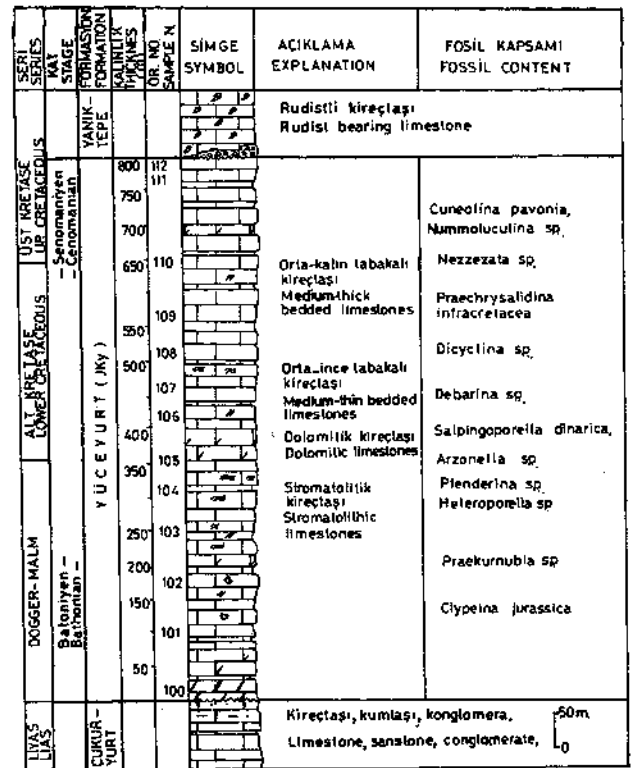
Birim, Akkuş (1971)' un Gürün yöresinde tanımladığı Geniz kalker ve Kurtman (1978)' in tanımladığı Harasançal formasyonu, Demirtaşlı (1967)' nm Tufanbeyli yöresinde tanımladığı Köroğlutepesi kireçtaşı ile denestirilebilir.

Yanıktepe Formasyonu (Ky)

Tufanbeyli yöresinde, rudistli kireçtaşı fasiyesiyle bilinen kaya birimi Özgül ve diğ. (1973) tarafından Yanıktepe kireçtaşı adıyla, aynı birim Sanz yöresinde ise Kazancı ve diğ. (1985) tafından Yanıktepe formasyonu adıyla tanımlanmıştır. Bu çalışmada rudistli kireçtaşı ile temsil edilen birim de Yanıktepe formasyonu olarak alınmıştır.

Tip yeri Mirzağa köyü (Tufanbeyli) 3,5 km güneybatısındaki Yanıktepede olup, tip kesiti de burada bulunmaktadır, inceleme alanında tipik olarak Bölücek tepede, Başören köyü güneyinde yüzeylenmektedir (Şekil-1B). K37-C2 paftasındaki Dombalı tepeden güneye doğru yardımcı kesit ölçülmüş olup, kestiği stratigrafi kalınlığı 280 m dir (Şekil-6)

Birim, altta 3-7 m kalınlığında ve yanlara doğru kamalanan konglomera/breş düzeyiyle temsil edilir. Konglomera çakılları sıkı tutturulmuş, köşeli, az yuvarlak olup, Üst Permiyen, Üst Triyas ve Orta Jura-Alt Kretase yaşlı kaya birimlerinden aktarılmıştır. Bu konglomeratik düzeyi 200 m kalınlığında tabakalı ve masif rudistli kireçtaşı üstlenmektedir. İstif üstte ince tabakalı kireçtaşı ile son bulur. Beynpan köyü 2 km batısında



Şekil 5. Yüceyurt formasyonu ölçülü stratigrafi kesiti.

Figure 5. Measured stratigraphic section of the Yüceyurt formation.

GÜRÜN OTOKTONU'NUN STRATİGRAFİSİ

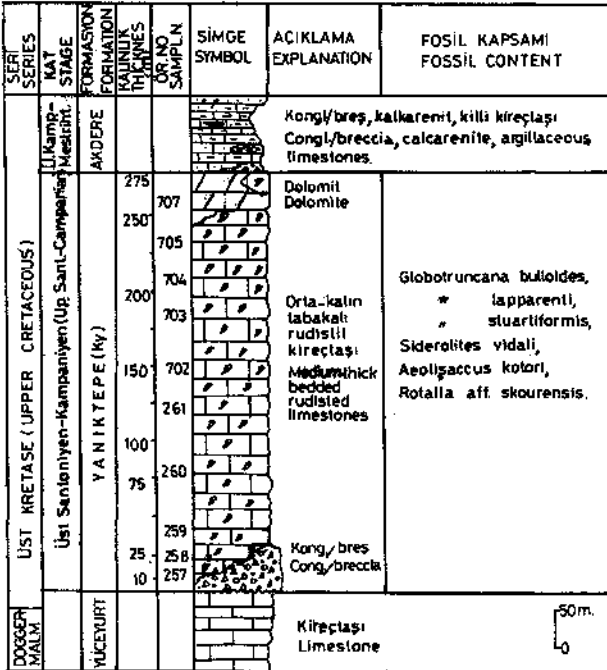
(K37-C1 paftası) ise birim yalnızca rudistli dolomitik kireçtaşı ve dolomit ile temsil edilmektedir.

Formasyonun üst düzeylerini oluşturan ince tabakalı kireçtaşları, üstte Akdere formasyonunun killi kireçtaşı ve kalkarenitli düzeyleri ile geçişler oluşturur.

Derlenen örneklerden, *Hippurites sp.*, *Globotruncana stuartiformis* Dalbiez, *Globotruncana bulloides* Vogler, *Globotruncana lapperenti*, *Siderolites vidali* Schlumberger, *Aeolisaccus kotori* Radocic, *Rotalia aff. skourensis* Pferender, türü fosiller saptanmıştır. Bu fosil topluluğuna göre birim Üst Santoniyen-Kampaniyen yaşı vermektedir.

Birimi temsil eden rudistli kireçtaşı resif ve resif önü, üstte yer alan ince tabakalı pelajik kireçtaşları yamaç-havza kenarı geçişini yansıtır.

Yanıktepe formasyonu, Akkuş (1971)* un Darende yöresindeki Tohma resif formasyonunun rudistli kireçtaşı düzeyiyle, Özgül ve Tuşucu (1983) Munzur yöresinde tanımladığı, Munzur kireçtaşının Kabataş üyesi ile denetirilebilir.



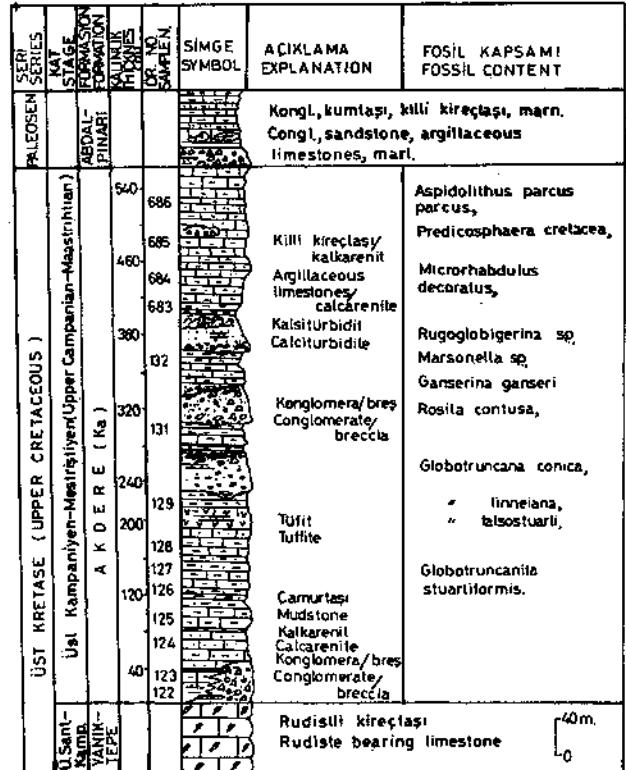
Şekil 6. Yanıktepe formasyonu ölçülü stratigrafi kesiti.

Figure 6. Measured stratigraphic section of the Yanıktepe formation.

Akdere Formasyonu (Ka)

İnceleme alanının orta ve güneyinde yüzeyleyen Üst Kretase-Alt Eosen yaşlı kalkarenit, kireçtaşı ve globotruncanalı mitritli istif Aziz ve diğ. (1979) tarafından Akdere formasyonu olarak isimlendirilmiştir. Daha sonra Kozlu ve diğ. (1990) ile Atabey (1993) çalışmalarında aynı yaş ve adla tanımlanan birim, bu çalışmada kaya türü ve fosil kapsamı değerlendirilerek yeniden haritalanarak detay olarak çalışılmıştır. Buna göre birimin Kampaniyen-Mestrişiyen yaşlı olan bölümü Akdere formasyonu, Paleosen-Alt Eosen yaşlı olan bölümü ise Abdaipmarı formasyonu şeklinde ikiye ayrılmıştır.

Tip yeri ve tip kesit yeri Akdere köyü kuzeyinde Hurman dere doğu yamacında bulunmaktadır (Şekil-1 B, 7). Akdere, Yolgeçen, Camiliyurt, Arpaçukuru köyleri arasında geniş bir alanda yüzeyler. Camiliyurt ile Güllübucak köyü arasında (K37-C1 paftası) ölçülmüş yardımcı kesit yeri bulunmaktadır.



Şekil 7. Akdere formasyonu ölçülü stratigrafi kesiti.

Figure 7. Measured stratigraphic section of the Akdere formation.

Hurman dere doğu yamacındaki tip kesitinde altta, rudistli kireçtaşı üzerine 50 cm kalkarenit, 1-2 m kalınlığında ve merceksi konglomera/breş, ince tabakalı kalkarenit, killi kireçtaşı ardalanmasıyla temsil edilmektedir. Bu kaya türü 40 m devam ettikten sonra ince tabakalı killi kireçtaşı ve bunlarla ardalanmış kalkarenit bölümü yer alır. En üstte ise istif şarabi çamurtaşı, sarımsı-gri ve yer yer çört yumruklulu killi kireçtaşı ile son bulmaktadır. Camiliyurt-Güllübucak köyü arasındaki yardımcı kesit yerinde (K37-C1 paftası) istif, altta killi kireçtaşı, mor-yeşilimsi, çamurtaşının egemen olduğu (250 m) bir bölüm ile başlar. Bu bölümün üst düzeylerinde kalkarenit ardalanmalı ve bunlarla yanal geçişli tüfit düzeyi (12 m) bulunmaktadır. Daha sonra kalkarenit, apron tip konglomera/breş (2-7m) ve laminalı killi kireçtaş ardalanımlı bir dizilim ortaya çıkar. Bu kaya türü Hurman dereye kadar devam eder. Buradan 1km güneye kaydırılarak devam ettirilen kesitte ise üst bölümleri killi kireçtaşı, ince tabakalı kalkarenit, kalsitürbidit, yer yer bunlar arasında merceksi konglomera/breşli temsil edilmektedir. İstif içerisinde Ta-e Bouma istifi gelişmiş olup, ayrıca slump yapılan mevcuttur.

Birimi oluşturan kalkarenit ve killi kireçtaşı düzeyleri üstte Paleosen-Alt Eosen yaşlı (Abdalpman formasyonu) killi kireçtaşı ve marn düzeylerine geçişler oluşturur. Ancak bu geçiş yer yer kalın konglomera/breş seviyeleri ile kesilmiştir.

Tip kesit yerinde 350 m, yardımcı kesit yerinde ise 600 m bir kalınlık ölçülmüştür.

Formasyonu temsil eden kalkarenit, killi kireçtaşı ve çamurtaşı düzeyleri foraminifer ve nannoplankton bakımından zengindir. Foraminiferler: **Globotruncana falsostuarti** Sigal, **Globotruncana stuarti** de Lapparenti, **Globotruncana linneiana** d' Origny, **Globotruncanita sutuartiformis** Dalbienz, **Globotruncana conica** White, **Globotruncanita subspinose** Pessagno, **Globotruncana cf. arca** Cushman, **Ganserina ganseri** Bolli, **Rosita contusa** Cushman, **Rugoglobigerina** sp. ve **Orbitoides** sp. Nannoplanktonlar: **Aspidolithus parvus parvus** Stradner, **Predicosphaera cretacea** Arkhangel'sky, **Eiffellithus turriserfelli** Deflandre, **Quadrum tridum** (Stradner ve Papp), **Quadrum gartneri** Prins ve Perch-Nielsen, **Calcugites obscurus** (Deflandre), **Arkhangel'skiella cymbiformis** Vekshine. **Microrhob-**

dulus decoratus Deflandre. Bu foraminifer ve nannoplankton türlerine göre birimin yaşı üst Kamyen-Mestrintiyen¹ dir.

Formasyonu temsil eden pelajik istifler havzayı, buna karşın agron tip konglomera/breş, kalkarenit ve kalsitürbidit istifleri ise havza yamacı depolanma koşullarını işaretlerler.

Kaya türü özellikleri yönünden Metin ve diğ. (1982) ve Kazancı ve diğ. (1985) Tufanbeyli-Sanz yöresinde tanımlanan Elmaçat formasyonu, Gürün yöresinde tanımlanan Ulupınar formasyonu (Akkuş, 1971) ve Düğünürdu formasyonu (Kurtman, 1978); Özgül ve Turşucu (1983)' nun Munzur dağlarında tanımladığı Munzur kireçtaşının Ayıkayası üyesi ve Afşin-Elbistan-Doğanşehir bölgesinde tanımlanan Kırmızıkanlı formasyonu (Perinçek ve Kozlu, 1983) ile deneştirilebilir.

Abdalpman formasyonu (Ta)

İnceleme alanı içerisinde (K37-C1 ve C4 paftalarında) Canik (1964)¹ in çalışmasında Paleosen-Eosen yaşlı kayalar "Paleosen-Eosen İlişi" olarak ayırtılmış ve haritalanmıştır. Daha sonra Aziz ve diğ. (1979) aynı kayaları tüm yörede yüzeleyen yarı-pelajik ve pelajik istifleri kapsayacak şekilde ve Üst Kretase-Alt Eosen yaş aralığında Akdere formasyonu adıyla tanımlanmış olup, bu çalışmada ise Paleosen-Alt Eosen yaşlı kalkarenit, konglomera/breş, çakıllı kumtaşı, killi kireçtaşı ile temsil edilen kaya birimi Abdalpman formasyonu adı altında yeniden tanımlanmıştır.

Tipik yüzelediği yer Abdalpman köyünde olup, Akdere ile Bozhüyük köyü arasında dar bir koridor boyunca mostralın mevcuttur (Şekil-IB). Abdalpman köyü 700 m kuzeyindeki Ziyaret tepe ile köyün 500m güneyindeki Yayla tepe arasında tip kesit yeri bulunmaktadır. Koordinatı, Y1: 77750, X1: 13700, Y2: 75800, X2: 14800). Ayrıca Bölücek tepe güneyinde Mağara dere boyunca yardımcı kesit ölçülmüştür (K37-C3 paftası)

Ziyaret tepede istif altta konglomera/breş (3-7 m) ile temsil edilir. Bu konglomera/breş çakılları sıkı tutturulmuş, köşeli, az yuvarlak olup, daha yaşlı kaya birimlerinden türemiştir. Bunu kalkarenit, killi kireçtaşı ve yer yer algli kireçtaşı düzeyleri takip eder. İstifin orta

GÜRÜN OTOKTONU'NUN STRATİGRAFİSİ

bölgeleri ise kalkarenit, killi kireçtaşı, çört yumrulu marnla geçildikten sonra en üstte istif kumtaşı, konglomera/breş ve nummulitesli yumrulu kireçtaşı ile son bulmaktadır (Şekil-8). Mağara derede ölçülen yardımcı kesitte ise birim, altta breşik kalkarenit ve killi kireçtaşı aralanmasıyla başlar. Daha sonra ise killi kireçtaşı ve koyu gri, çört yumrulu marnlara geçer.

Üst düzeylerde kumlu marn, bitki ve kömür kırıntılı marn, kalkarenit, kumtaşı, çakıllı kumtaşı ve küçük foramlı nummulitesli kireçtaşı egemen kaya türleridir. Bu kaya türleri üstte Lütesiyen yaşlı Demiro-luk formasyonunun konglomera/breş, kumtaşı ve kalka-renitli düzeyleriyle geçişlidir. Bu geçiş iki birim arasındaki sınır boyunca her yerde izlenmemektedir.

Tip kesit yerinde 450 m, buna karşın yardımcı kesitte 300 m kalınlık ölçülmüştür.

Birimi oluşturan kalkarenit, killi kireçtaşı, kumlu marn ve marnlı düzeyler foraminifer ve nannoplankton bakımından oldukça zengindir.

Foraminiferler: **Planorotalites cf. compressa** Plummer, **Morozovella cf. aequa** Cushman-Renz, **Morozovella cf. pseudobulloides** Plummer, **Morozovella cf. abundocemata** Bolü, **Globorotalia cf. veloscoensis** Cushman, **Planorotalites pseumenardi** Bolli, **Distichoplax biceralis** Dietrich, **Kathina cf. selveri** Smooth, **Assilina cf. pustulosa** Donceux, **Alveolina cf. oblonga** d'Orbigny, **Lockhartia cf. hunti** Ovey, **Nummulites cf. globulus** Leymerie, **Opertorbitolites sp.**, **Ranikothalia sp.**

Nannoplanktonlar: **Discoaster multiradiatus** Bramlette ve Riedel, **Ericsonia supertusa** Hay ve Mohler, **Cruciplacolithus tenuis** (Stradner), **Fasciculithus tymponiformis** Hay ve Mohler, **Ericsonia cava** (Hay ve Mohler), **Ericsonia ovalis** Black, **Sphenolithus radians** Deflandre, **Cocolithus eopelagcus** (Bramlette ve Riedel), **Transverpontos pulcher** (Deflandre).

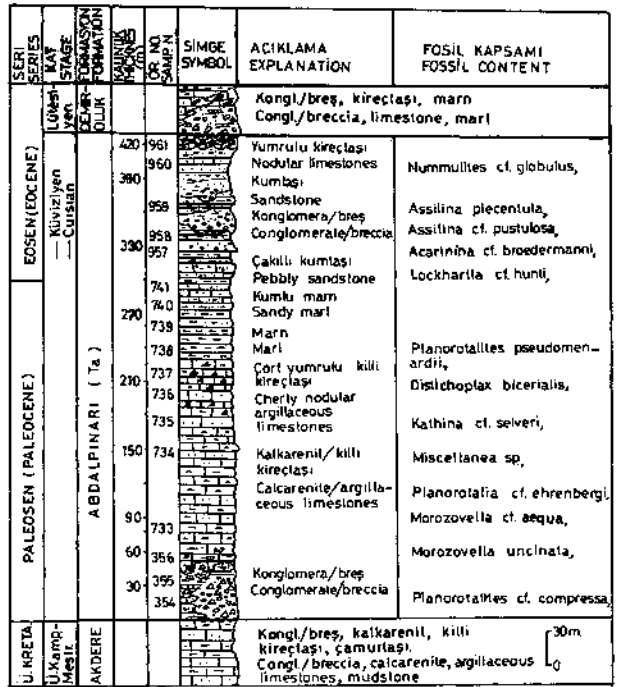
Bu fosil türlerine göre Abdalpinan formasyonun yaşı Paleosen-Alt Eosen¹ dir.

Birimin fosil ve kaya türü değişen bir deniz karakterini yansıtmaktadır. Alttan üste doğru sığ şelf-açık şelf, kısmen derin deniz ve sığ şelf şeklinde ortamsal değişimler sunar.

Formasyon, Erkan ve diğ (1978)' in Pınarbaşı yöresinde tanımladığı Malakköy Formasyonu ile deneştirilebilir.

Demiro-luk Formasyonu (Td)

Turfanbeyli yöresinde, konglomera, kireçtaşı ve marnla temsil edilen Lütesiyen yaşlı kayalar Özgül ve diğ. (1973) tarafından Demiro-luk formasyonu adıyla tanımlanmıştır. Daha sonra Aziz ve diğ.(1982) inceleme alanını da içine alan bölgedeki çalışmasında, konglomera, kumlu kireçtaşı ve marn'dan oluşan birimi Başören formasyonu adıyla ve bu birimin kumlu kireçtaşı ve konglomera bölümünü de Arpaçukuru üyesi olarak yeniden tanımlanmıştır. Bu çalışmada ise inceleme alanında konglomera/breş, kalkarenit, çakıllı kumtaşı, nummulitesli kireçtaşı ve marn'dan oluşan istif Özgül ve diğ. (1973)' nin tanımına uygun olarak Demiro-luk formasyonu adı altında, bu birimin konglomera/breş, kalkarenitli bölümü de Arpaçukuru üyesi, marnlı bölümü ise Başören üyesi adı altında yeniden isimlendirilmiş ve haritalanmıştır.



Şekil 8. Abdalpinari formasyonu ölçülü stratigrafi kesiti.

Figure 8. Measured stratigraphic section of the Abdalpinari formation.

Arpaçukuru Üyesi (Tda)

Aziz ve diğ. (1982) tarafından Arpaçukuru köyüne atfen adlandırılmış olup, tip kesit yeri belirtilmemiştir. Birimin tip kesit yeri Akdere köyü Kırmızıçaltepededir (Şekil- 1B, 9).

Birim, altta konlomera/breş, kalkarenit, çakıllı kumtaşı düzeyleriyle temsil edilir. Bu litoloji 100 m devam ettikten sonra breşik ve yer yer kumlu, ince-orta tabakalı kireçtaşına geçer. Üstte ise sarımsı-beyazımsı, orta tabakalı ve masif, yamalar şeklinde Nummulitesli ve Aveolinli kireçtaşı bankları yer almaktadır (Şekil-9). Bu kaya türleri üstte Başören üyesinin marnları ile geçişli olup, bu ilişki yer yer de eğim ve doğrultu aümlü faylarla sınırlandırılmıştır.

Birimin kalınlığı Kırmızıçal tepede 150 m., Arapaçukuru köyünde ise (K37-C4 paftası) 90 m ölçülmüştür.

Arpaçukuru üyesini oluşturan kalkarenit ve kireçtaşı düzeyleri aşağıda verilen Lütésiyen yaşlı fosil topluluğunu kapsamaktadır. Bu fosiller: Nummulites cf. helveticus Kaufman, Nummulites cf. perforatus Motfort, Fabiana cassis Oppenheim, Globorotalia cf. as-

penis, Globigerina cf. senni Beckman, Assilina aspera Donceux, Assilina exponens Sowerby, Assilina spira d' Orbigny, Halkyardia sp., Linderina sp. ve Alveolina sp. olarak saptamıştır.

Yukanda tanımlanan kaya türleri Nummulites banklarının yaygın olarak geliştiğı açık şelf ortamını yansıtır.

Arpaçukuru üyesi, Gürün yöresinde tanımlanan Yukansazçağız formasyonunun konglomera düzeyiyle (Kurtman, 1978) ve Korgantepe konglomerası (Akkuş, 1971) ile denestirilebilir.

Başören üyesi (Tdb)

Aziz ve diğ. (1982) tarafından yörede yüzeyleyen Lütésiyen yaşlı kayalar Başören formasyonu olarak tanımlanmış olup, bu çalışmada ise Demirouluk formasyonunun marnlı düzeyleri Başören üyesi adı altında yeniden haritalanmış ve tanımlanmıştır.

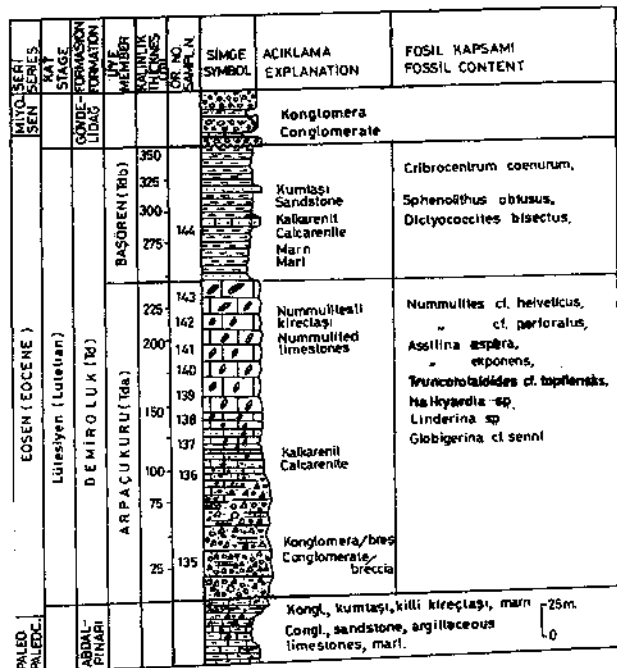
Tip yeri ve tip kesiti Başören köyü ile Akdere köyü arasındadır (Şekil-1B). Burada birim, tamamen yeşilimsi-gri marn ve marnla yer yer ardalanmalı sarımsı kumtaşı ile temsil edilmektedir. Üstte Gövdelidağ formasyonu (Üst Eosen-Miyosen) ile açılı uyumsuzdur.

Marnlı düzeylerden alınan yıkama örnekleri içerisinde; Oibrocentrum coenurum Reinhardt, Cribrocentrum reticulatum Gartner-Smith, Dictyocites bisectus Hay-Mohler-Wade, Sphenolithus obtusus Bukry türü nannofosiller saptanmıştır. Bu fosillere göre birimin yaşı Üst Lütésiyen' dir.

Marnlı pelajikler zaman içerisinde ortamın derinleştiğini işaretler. Gürün yöresinde tanımlanan Yenice formasyonunun üst bölümüyle (Akkuş, 1971) ve Aşağısazçağız formasyonu (Kurtman, 1978) ile benzer özellikler taşır.

Gövdelidağ Formasyonu (Tg)

İlk defa Aziz ve Erakman (1980) tarafından tanımlanmış olup, ancak tip yeri ve kesiti belirtilmemiştir. İnceleme alanı güneyinde doğu-batı yönünde (K37-C3 ve C4 paftası) ve kuzeyinde Gövdelidağın güney yamacında (K37-C1 paftası) dar bir alanda yüzeyler. Tip kesit yeri Akdere köyü 3km güneyinde Hurman derededir. Burada kalın tabakalı ve yer yer masif konglomera ve ince tabakalı kumtaşı/marn arda-



Şekil 9. Demirouluk formasyonunun ölçümlü stratigrafi kesiti.

Figure 9. Measured stratigraphic section of the Demirouluk formation.

GÜRÜN OTOKTONU'NUN STRATİGRAFİSİ

lanımlı bir istifle temsil edilir. Konglomera çakılları kötü boylanmalı, köşeli, az yuvarlak ve polijenik karakterlidir.

Üstte Gürün formasyonu ile uyumsuz olup, yer yer de geçişler oluşturur. Yaklaşık kalınlığı 250 metredir.

Birimin yaşını verebilecek paleontolojik verilere rastlanmamıştır. Ancak alt ve üstünde yer alan kaya birimlerine göre görel olarak Üst Eosen-Miyosen yaşlı olmalıdır. Konglomera ve merceksi çamurtaşları alüvyal yelpaze ortamında depolanmıştır. Birim, Akkuş (1971)' un Darende yöresinde tanımladığı Tantalıdağ formasyonu, Tufanbeyli yöresinde tanımlanan Evciköy formasyonu (Özgül ve diğ., 1973) ve Metin ve diğ. (1987)¹ nin Sümbüldağı formasyonu ile denestirilebilir.

Gürün Formasyonu (Tgü)

İlk defa Kurtman (1978) tarafından en iyi görüldüğü yer olan Gürün yöresine atfen Gürün formasyonu adıyla tanımlanmış olup, ancak tip kesit yeri belirtilmemiştir. İnceleme alanında Yolgeçen köyü güney ve güney-batısında sınırlı alanda yüzeyler (Şekil-IB).

Formasyonun alt düzeyleri ince tabakalı kumtaşı, kalkarenit, marn ve çamurtaşı, üst düzeyi ise gri-beyaz, orta tabakalı ve masif, bol gastropodlu kireçtaşı ile temsil edilmektedir. Yaklaşık kalınlığı 10-30 m olup, üstte Göbekören bazaltı ile örtülmektedir.

Birim büyük ölçüde gösel depolanma koşullarını yansıtır. Yaş tayini yapılmamıştır. Ancak kireçtaşı düzeyi içindeki gastropodlu seviyeler bölgesel ölçekte Miyosen birimleriyle korele edilebilmiştir. İnceleme alanı dışında, Gürün¹ ün güneyinde aynı birimin alt bölümünden, Alt Miyosen yaşı (Ayan, 1963), Gövdelidağın kuzeyinde ise Sarmasiyen katı Canik (1964) belirlenmiştir.

Göbekören bazaltı (PIQg)

İnceleme alanında Göbekören köyü çevresinde yüzeylemeleri olan bazaltik lav akıntıları, Göbekören bazaltı adıyla ilk defa bu çalışmada tanımlanmıştır. Yaklaşık 10m kalınlığında olup, olivin bazalt özelliğinde, sütunsu ve eklemli yapılıdır. Pliyo-Kuvaterner yaşlıdır. (Şekil-IB).

Alüvyon (Qal)

Göbekören ve Yolgeçen köyleri arasında ve Hurman dere boyunca çakıl, kum ve çamurdan oluşan alüvyon çökelleri yüzeylemektedir (Şekil-IB).

TARTIŞMA VE SONUÇLAR

Bu çalışma ile Gürün görel otoktonunun stratigrafisi, genel stratigrafi kesitiyle açıklanmış ve ayrıca Üst Triyas-Lütesiyen yaş aralığında tanımlanan birimlerin ölçülü stratigrafi dikme kesitleri verilerek, aşağıdaki sonuçlara varılmıştır.

1) İnceleme alanı içerisinde yüzey ley en kaya stratigrafisi birimleri 12 formasyon ve iki üyeye ayrılarak haritalanmıştır.

2) Yörede, Paleozoyik; Üst Devonyen ve Üst Permian ile temsil edilmektedir. Karbonifer ile Alt Permian saptanamamıştır. Bu zaman dilimi bir çökelmezliğe yorumlanmıştır.

3) Mesozoyik; ise Alt Triyas, Üst Triyas, Liyas, Orta Jura-senomaniyen, Üst Santoniyen-Kampaniyen ve Üst Kampasiyen-Mestriştien ile temsil edilir.

4) Önceki çalışmalarda tek formasyon altında tanımlanan yöredeki Üst Triyas ve Liyas yaşlı kayalar, bu çalışmada ayırtılarak ilk defa ayrı adla tanımlanmıştır.

5) Türoniyen-Koniasiyen ve Santoniyen'in alt seviyeleri saptanamamıştır. Yüceyurt formasyonu (Orta Jura-Senomaniyen) ile Yanıktepe formasyonu (Üst Santoniyen-Kampaniyen) arasında yer alan polijenik karakterli merceksi konglomera/breş düzeyleri yörede Türoniyen-Koniasiyen-erken Santoniyen dönemindeki bir aşınmanın ürünleri olarak yorumlanmıştır (Atabey, 1993).

6) Aziz ve diğ. (1979, 1982), Kozlu ve diğ. (1990) ile Atabey (1993) çalışmasında yan-pelajik ve pelajik istiflerle temsil edilen ve Kampaniyen-Alt Eosen yaş aralığında kabul edilen Akdere formasyonunun yaşı bu çalışmada Üst Kampaniyen-Mestriştien ile sınırlandırılmış olup, Paleosen-Alt Eosen yaşlı olan bölümü de Abdalpınan formasyonu adıyla ilk defa tanımlanmıştır,

7) İnceleme alanında Tersiyer birimlerinden Demirolok formasyonu (Lütesiyen), Gövdelidağ formasyonu (Üst Eosen-Alt Miyosen), Gürün formasyonu (Miyosen) tanımlanmıştır. Yörede ayrıca Pliyo-Kuvaterner yaşlı bazaltik lav akıntıları (Göbekören bazaltı) yer alır.

8) İnceleme alanında, Üst Devonyen ile Üst Permiyen arasında, Üst Permiyen ile Alt Triyas arasında, Alt Triyas ile Üst Triyas arasında, Üst Triyas ile Orta Jura arasında, Senomaniyen ile Üst Santoniyen arasında, Lütesiyen ile Üst Eosen arasında başlıca uyumsuzluk düzlemleri saptanmıştır. Ayrıca Mestriştiyen ile Paleosen arasında ve Alt Eosen ile Lütesiyen arasında yerel uyumsuzluk düzlemleri bulunmaktadır.

KATKI BELİRTME

Makalenin yayına hazırlanmasındaki katkı ve desteğini esirgemeyen Sn. Prof. Dr. Baki Varol¹ a (Ankara Üniversitesi) teşekkürü bir borç bilirim.

Çalışmalarım sırasında olanaklarından yararlandığım MTA Genel Müdürlüğüne ve Jeoloji Etütleri Daire Başkanlığına teşekkür ederim. Ayrıca, Paleozoyik fosil belgilemelerini yapan Sn. Münevver Güner* e Mesozoyik fosil belgilemelerini yapan Sn. Ayşe Ayaroglu ve Sn. Afet Kallıoğlu' na, Tersiyer fosil belgilemelerini yapan Sn. Erdoğan İnal' a, nannoplankton tayinlerini yapan Sn. Hatice Karakullukçu ve Sn. Emin N. Erkan' a, planktonik foraminifer tayini için Sn. Aynur Hakyemez¹ e, alg türlerinin tayini için Sn. Nevbahar Atabey¹ e ve İngilizce düzenlemeleri yapan Sn. Halil Yusufoglu¹ na teşekkür ederim.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Akkuş, M. F., 1963, Gürün bölgesinin genel jeolojisi ve petrol olanakları (Elbistan-K38a3, di, d4 paftaları), MTA., Derleme Rap. No, 4063. (yayımlanmamış).
- Akkuş, M.F., 1971, Darende-Balaban havzasının jeolojik ve stratigrafik incelemesi, MTA, Derg., 76, 1-60.
- Altner, D., 1981, Recherches stratigraphiques et micropaleontologiques dans le Taurus oriental au NW de Pınarbaşı (Turquie), These no: 2005, Université' de Geneve, 4505.

- Atabey, E., 1993, Doğu Toros Karbonat Platformunda Önülke-Dağarası havza gelişimine bir örnek: Akdere Havzası, Gürün-GB Sivas (Türkiye), Türkiye Jeol. Bült.,36/1, 51-61
- Ayan, T., 1963, Darende batısındaki Hezanlı-Işkın ve Tüde dağları bölgesinin (Elbistan K38-c4 L38-a2, SE) detay jeolojisi ve petrol imkanları, MTA. Derleme Rap., No, 4435 (yayımlanmamış).
- Aziz, A., Meşhur, M., ve Serdar, H.S., 1979, Sarız-Pınarbaşı-Kaynak dolayının jeolojisi ve hidrokarbon olanakları, TPAO. Rap., no, 1357 (yayımlanmamış).
- Aziz, A., ve Erakman, B., 1980, Tufanbeyli (Adana) - Sanz (Kayseri) - Gürün (Sivas) ilçeleri arasında kalan alanın jeolojisi ve hidro karbon olanakları, TPAO. Rap. no, 1526 (yayımlanmamış).
- Aziz, A., Erakman, B., Kurt, G. ve Meşhur, M., 1982, Pınarbaşı - Sanz - Gürün ilçeleri arasında kalan alanın jeolojisi raporu, TPAO. Rap., no, 1601 (yayımlanmamış).
- Baykal, R., 1944, Malatya - Kayseri arasındaki Toroslann jeolojik yapısı, MTA, Derleme Rap. no, 1701 (yayımlanmamış).
- Baykal, F., 1966, 1/500000 ölçekli Türkiye Jeoloji haritası, Sivas paftası, MTA yayınlan.
- Blumenthal, M.M., 1944, Kayseri ile Malatya arasındaki Toros bölümünün Permo - Karbonifer arazisi, MTA, Dergi, 1/31,105-118.
- Blumenthal, M.M., 1952, Das Taurische Hochgebirge des Aladağ, neuere Forschungen zu seiner Geographie, Staritgraphie, und Tektonik: MTA, Ankara, Seri D, 136 p.
- Canik, B., 1964, Malatya bölgesi 1/25000 ölçekli Elbistan-K37 al paftası ile Binboğa-Tahtalıdağ arasında kalan bölgenin (Elbistan K37-Cİ ve c4 paftalarının) detay jeoloji etüdü ve petrol imkanları, MTA. Derleme Rap. no, 4187 (yayımlanmamış)
- Demirtaşlı, E., 1967, Pınarbaşı-Sanz-Mağara ilçeleri arasındaki sahanın litostratigrafik birimleri ve petrol imkanları, MTA.Rap. no, 4389 (yayımlanmamış).

GÜRÜN OTOKTONU'NUN STRATİGRAFİSİ

- Erkan, E., Özer, S., Sümengen, M. ve Terlemez, t., 1978, Sanz-Şarkışla-Gemerek-Tomarza araştırmasının temel jeolojisi, MTA. Rap., no, 6546 (yayımlanmamış).
- Kazancı, N., Varol, B., Okan, Y. ve Altmer, D., 1985, Sarız (Kayseri)-Tufanbeyli yöresi Mesozoyik karbonatlarının fasiyes analizleri, TBAG, Araşt., Projesi no, 613.
- Kozlu, H., Fourcade, E., Günay, Y., Dercourt, J., Cros, P. ve Ballier, J. P., 1990, Doğu Toros bölgesinde Neo-Tetisin konumu, Türkiye 8. Petr. Kongr., Bild., 387-402.
- Kurtman, R., 1963, Gürün bölgesinde Elbistan K38-bl ve K38-M paftalarının petrol etüdü, MTA. Derleme Rap., no, 4044 (yayımlanmamış).
- Kurtman, R., 1978, Gürün bölgesinin jeolojisi ve tektonik özellikleri, MTA, Derg., 91,1-12.
- Metin, S., Papak, L., Keskin, H., Özsoy, İ., Polat, N., Altun, İ., İnanç, A., Hazinadar, H., Konuk, O. ve Karabalık, N.N., 1982, Tufanbeyli-Sanz-Göksun ve Saimbeyli arasındaki jeolojisi, Doğu Toroslar, MTA. Jeoloji Etüleri Dairesi Arşiv no, 180 (yayımlanmamış).
- Metin, S., Ayhan, A. ve Papak, L., 1987, Doğu Torosların batı kesiminin jeolojisi (GGD Türkiye), MTA. Derg., 107, 1-12.
- Özgül, N., Metin, S., Göger, E., Bingöl, İ., Baydar, O. ve Erdoğan, B., 1973, Tufanbeyli dolayının Kambriyen ve Tersiyer kayaları, Türkiye Jeol., Kur., Bült., 16/1, 82-100.
- Özgül, N., 1976, Toroslann bazı temel jeoloji özellikleri, Türkiye Jeol. Kur. Bült.,19/1, 65-78
- Özgül, N. ve Turşucu, A., 1983, Stratigraphy of the Mesozoic carbonate sequence of the Munzur Mountains (Eastern Taurides). Geol. Taurus Belt Procc, 173-180.
- Perinçek, D. ve Kozlu, H., 1983 Stratigraphy and structural relations of the units in the Afşin-Elbistan-Doğanşehir region (Eastern Taurus): in Tekeli,., and Göncüoğlu, M. C, eds), Geology of the Taurus Belt, Ankara, 181-198.
- Tekeli, O., 1980, Aladağların yapısal evrimi, Türkiye Jeol. Kur. Bült., 23,11-14.
- Tekeli, O., Aksay, A., ve Ürgün, 1987,1/100000 ölçekli Türkiye jeoloji haritaları serisi, Kozan J20 paftası, MTA yayını, 17s.
- Tekeli, O., Aksay, A., ve Ürgün, B. M., ve Işık, A., 1983, Geology of the Aladağ Mountains, geol, Taurus Belt Procc, 143-158.
- Varol, B., Kazancı, N., Okan, Y., ve Altmer, D., 1987a, Sanz-Tufanbeyli Otokton Triyas istifinin tanımsal fasiyes özellikleri, Doğa (TBTAk yayını), 11,3,362-378.
- Varol, B., Kazancı, N., ve Altmer, D., 1987b, Doğu Toroslarda otokton Geyikdağı Birliğinde Orta-Üst Triyas' in varlığı (Sarız-Tufanbeyli yöresi, Kayseri), MTA, Derg., 10), 170-171.
- Varol, B., ve Magaritz, M., 1992, Dolomitization time boundaries and unconformities: examples from the dolostone of the Taurus Mesozoic sequence, south-central Turkey, Sedimentary Geology, 76,117-133.
- Varol, B., 1992 (baskıda), Doğu Toroslar Geyikdağı Birliğinde Orta Devonyen (Şafaktepe fm.) dolomitlerinin kökeni (Tufanbeyli-Saimbeyli), MTA. Derg., 114.
- Yoldaş, R., 1972, Kayseri (Sarız) dolayının (Elbistan-L36-b2, L37-al paftaları) jeolojisi ve petrol olanakları, MTA. Derleme Rap., no, 4729 (yayımlanmamış).

ANTAKYA HAVZASI OSTRAKOD BİYOSTRATİGRAFİSİ

The ostracode biostratigraphy of the Antakya Basin

Ümit ŞAFAK

Çukurova Üniversitesi Mühendislik - Mimarlık Fakültesi Jeoloji Bölümü, ADANA

ÖZ: Çalışmada, Antakya ve çevresinde yer alan Alt Miyosen - Pliyosen istifinin litoloji özellikleri ile birlikte ostrakod biyostratigrafisi incelenmiştir. Araştırma, 7 ölçülü stratigrafi kesitine ait 142 örnek üzerinde gerçekleştirilmiştir. Bu kesitlere ait örneklerde Alt Miyosen - Pliyosen serisi içerisinde 120 ostrakod türü tanımlanmıştır. Bu türlerden yararlanılarak bölgede **Neomonoceratina helvetica - Aurila soummamensis** Zonu, Gökçen (1984) ile **Carinocythereis** ve **Cyprideis'in** başlangıç düzeyi saptanmıştır. Bu zon ve başlangıç düzeyleri, Türkiye'de çalışılmış Tetis bölgeleri ve diğer Tetis - Paratetis havzalarında, aynı kronostratigrafik zaman aralıklarında yapılmış çalışmalarla denştirilmiştir. Bölgede tanımlanan ostrakodların oltamsal dağılımı gözönüne alındığında, genellikle sığ olan denizel faunanın yanısıra, lagüner ortam ostrakodlarının, istifin başlangıcından üst kesimine dek yer yer etkili olduğu sptanmıştır.

ABSTRACT: In this study, ostracode biostratigraphy with the lithologic features of the Lower Miocene - Pliocene sequences in Antakya and surrounding area has been investigated. 142 samples were taken from 7 measured stratigraphic sections. 120 ostracode species have been identified from the Lower Miocene - Pliocene sequence. The datumplane of **Carinocythereis** and **Cyprideis** with **Neomonoceratina helvetica - Aurila soummamensis** Zone, Gökçen (1984) have been described with these species in the region. This zone and datumplanes have been correlated within the previously - studied Tethys - Paratethys regions and with contemporary sequences deposited in Turkey. When the environmental distribution of ostracodes was taken into consideration, together with shallow marina fauna, that lagoonal environment ostracodes are effective from place to place, found from the beginning of the sequence to top, were established.

GİRİŞ

Çalışma, Altınözü, Kesecik, Samandağ ve Şenköy yerleşim bölgelerine dek uzanan Antakya ve çevresinde gerçekleştirilmiştir (Şekil 1). Araştırma 1/25000 ölçekli Antakya P36 a4-d2-d3-d4 paftalarında yer alan 7 ölçülü kesit üzerinde sürdürülmüştür. Ölçülü kesitlerde yer alan ostrakodların değerlendirilmesi ile bir ostrakod biyozonu ve iki başlangıç düzeyi tanımlanmıştır. Biyozonlar içerisindeki ostrakodların Türkiye ile diğer Paratetis - Tetis havzalarındaki stratigrafik dağılımlarından yararlanılarak, birimlerin tabanda Akitaniyen - Burdigaliyen, üstte Pliyosen'de çökteldiği saptanmıştır.

STRATİGRAFİ

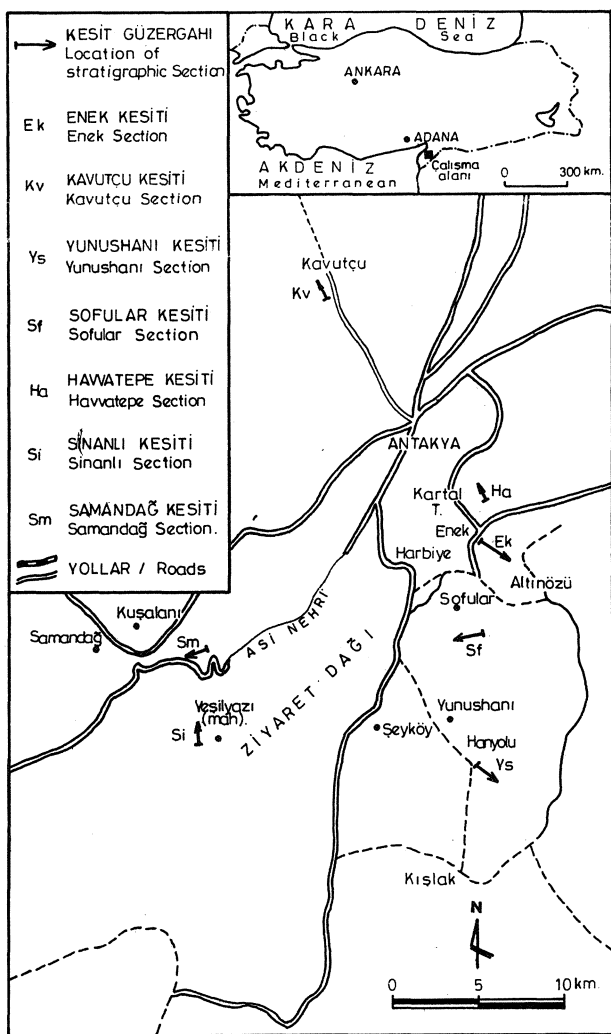
Bölgede Üst Jura - Üst Kretase yaş aralığında yerleşmiş otokton birimlerdir. Kızıldağ Ofiy-

litleri, Alt - Orta Mestrihtiyen yaşlı olup, allokton birimlerdir. Genç otokton birimler ise, diğer allokton ve otokton birimleri transgresif olarak örterler (Selçuk, 1985). Bu çalışmada Selçuk (1985)'in ayırtlayıp tanımladığı litostratigrafi birimleri kullanılmıştır.

Litostratigrafi

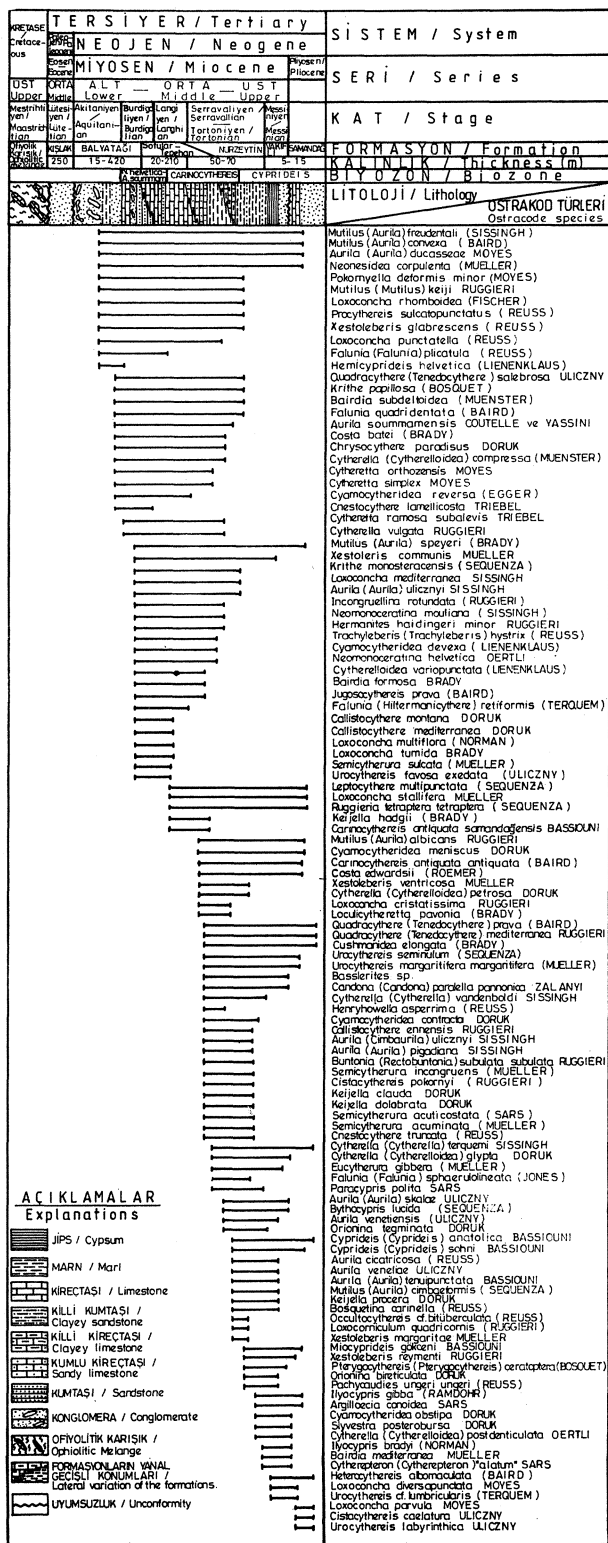
İnceleme alanında yer alan en yaşlı birim, Üst Kretase yaşlı "Ofiyolitik Karışık"tır. Ofiyolitik Karışık üzerinde uyumsuz olarak ve havzanın orta kesimlerinde kumlu düzeyler, güney kesimlerinde açık renkli, marnlı killi düzeyler şeklinde gözlenen birim yer almaktadır (Kışlak formasyonu). Birimin yaşı, içerdiği ostrakod faunası ile Lütésiyen olarak belirlenmiştir. Neojen'de çökelen ilk birim ise, genel litolojisi konglomera, kumtaşı ve üst kesimlerine doğru kiUi kireçtaşı olan, Akitaniyen - Burdigaliyen yaşlı birimdir (Balyatağı formasyonu). Bu formasyon üzerinde yanal geçişli olarak,

Burdigaliyen - Langiyen yaş aralığında çökelmiş ve killi kireçtaşı ile resifal kireçtaşlarından oluşan birim yer alır (Sofular formasyonu). Sofular formasyonu yanıl geçişli olarak açık renkli, killi kireçtaşı ile marnlardan oluşan ve Langiyen - Serravaliyen yaş aralığında çökelmiş Tepehan formasyonuna geçer. Bu birim üzerinde yanıl geçişli bulunan, genellikle bej - beyaz renkli killi birimler ve marnlardan oluşan, Langiyen - tortoniyen yaşlı kırıntılı birim yer almaktadır (Nurzeytin formasyonu). Nurzeytin formasyonu üzerinde geçişli yer alan ve genelde havzanın güneybatı kesimlerinde gözlenen birim



Şekil 1. inceleme alan ölçütlü kesitlerinin güzergahları

Figure 1. Location of the stratigraphic measured sections of the investigated area



Şekil 2. İnceleme alanının genelleştirilmiş stratigrafi istifi ve ostrakod zonları

Figure 2. Generalized stratigraphic sequence of the investigated area and ostracode biozones

ANTAKYA HAVZASI OSTRAKODLARI

Vakıflı formasyonu), jips ve kumtaşları içermekte olup Messiniyen zaman aralığında çökeltmiştir. Vakıflı formasyonu üzerinde yine yanall geçişli olarak yer alan ve Neojen istifinin en son birimi olan Samandağ formasyonu ise, Pliyosen yaş aralığını, kumtaşları ve açık renkli killi - kumlu kireçtaşları ile karakterize etmektedir (Şekil 2).

Biyostratigrafi

Çalışma alanındaki Tersiyer istifinde saptanan ostrakod zonu ve başlangıç düzeyleri ile devamındaki türler, ölçülü kesitler ve geliştirilmiş stratigrafi kesitlerine yerleştirildiğinde, lagün/litoral ve denizel özellikli iki ortam ortaya çıkmaktadır. Bu ortamlarda Neomonoceratina helvetica - Aurila soummamensis Zonu, Gökçen (1984) ile Carinocythereis ve Cyprideis'in başlangıç düzeyi yer almaktadır. İstifin Balyatağı formasyonu içerisindeki kumlu kesimlerinde bulunan Hemicypriideis helvetica (LIENENKLAUS), Carbonnel ve Jiricek (1977) tarafından, Akitaniyen öncesi zon fosili olarak tanımlanmıştır. Bu yüzden, bu türün istifte bulunması, Burdigaliyen öncesi-Akitaniyen'de başlayabilecek bir istifi açıklamaktadır. Araştırmada yer alan zon başlangıç düzeylerinin tanımlanması ve stratigrafik konumlarının değerlendirilmesi yapılırken Carbonnel ve Jiricek (1977), Gökçen (1984) zonlamaları esas alınmış, ayrıca Sissingh'in (1972)'de Yunan Adaları'nda, Coutelle ve Yassini'nin (1974)'de Ceyazir'de, Bassiouni'nin (1979)'da Türkiye'nin değişik bölgelerinde, Doruk'un (1979)'da Adana ve Antakya Havzaları'nda, Tanar'ın (1979)'da Mut Havzası'nda yaptıkları çalışmaların düzeyleri ile benzerliği saptanmıştır. Bulunan biyozon ile başlangıç düzeyleri, Türkiye'deki Tetis bölgeleri ve diğer Tetis - Paratetis Havzaları'nda yapılmış zonlamalarla karşılaştırılmıştır (Çizelge - 1). Ayrıca çalışmada saptanan ostrakod zonu ile başlangıç düzeylerinin, aynı formasyonlarda saptanan planktonik foraminifer zonları ile karşılaştırılması'da (Şekil 3)'te verilmiştir.

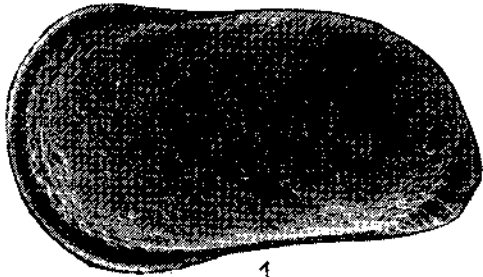
Neomonoceratina helvetica-Aurila soummamensis Zonu, Gökçen (1984): Bu zon, zona adını veren fosillerin ilk olarak gözleendiği, Balyatağı ve Sofular formasyonuna ait kumlu - killi düzeylerde başlamaktadır. Başlıca, Neomonoceratina helvetica OERTLİ, Loxoconcha rhomboidea (FISCHER), Xestoleberis glabrescens REUSS, Pokornyella deforrais minor

(MOYES), Cnestocythere Lamellicosta TRIEBEL, Falunia quadridenta (BAIRD), Cytherella vulgata RUGGIERI, Cytheretta simplex MOYES, Krithe papillosa (BOSQUET) ve daha pek çok ostrakod türleri ile belirgin bir fosil topluluğu içerir (Çizelge - 1, Levha I, II, III).

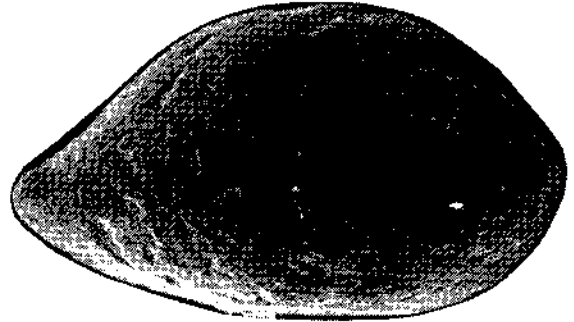
Lokalite: Bu zonun fosil formları Kavutçu Ölçülü Kesiti'nde, Balyatağı ile Sofular formasyonuna ait 18 ve 19 nolu örneklerde saptanmıştır.

Kronostratigrafik konum: Burdigaliyen - Alt Langiyen zaman aralığı.

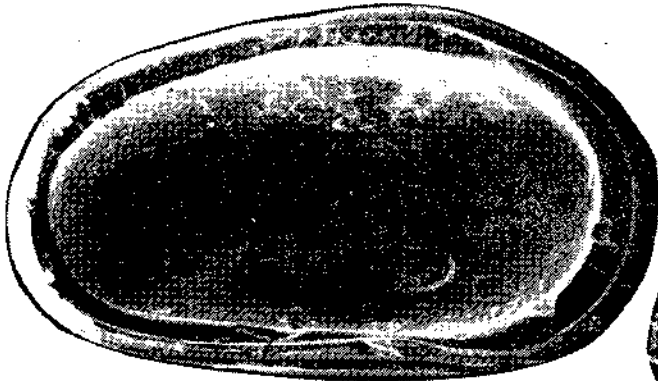
Karşılaştırma ve Yorum: Bu zon Carbonnel ve Jiricek (1977) tarafından yapılan Tetis/Paratetis Genel Zonlamasında, Otnangiyen - Karpratiyen/Akitaniyen orta düzeyinde başlayıp Burdigaliyen üst kesimine devam eden Neomonoceratina helvetica Süperzonu'na karşılık gelmekte, Tetis - Rodaniyen Baseni'nde Carbonnel ve Jiricek (1977) tarafından, A zonunun üst kesimi ve B zonu olarak, Paratetis'te NO-3 ve NO-4 zonu olarak tanımlanan bu zon, Jiricek (1983)'te Tetis için Neomonoceratina helvetica ile Ruggieria carinata Zonu, Jiricek (1983) ve Pseudopsammocythere kollmanni, Neomonoceratina helvetica ve Krithe langliana Zonu, Jiricek (1983) olarak açıklanmaktadır. Yine aynı çalışmada bu zona karşılık Paratetis'te Neomonoceratina helvetica - Cytheridea otnangensis Zonu ile Cytheridea paracuminata - Paracyprideis triebeli Zonu, Jiricek (1983) tanımlanmıştır. Doruk (1979)'da, Adana Havzası'nda bu zonun üst kesimlerine karşılık gelen A (Krithe citae - Henryhowella ruggieri) Zonu'nu tanımlamıştır. Gökçen'in (1979, 1982)'de Kale - Yenişehir'de, yine (1984) te Kale - Yenişehir - Silifke - Erdemli - Celalli bölgelerinde yapmış olduğu çalışmalarda bu zona karşılık, Burdigaliyen ile Langiyen başlangıcında Neomonoceratina helvetica - Cyamocythereidea reversa Süperzonu ile Neomonoceratina helvetica - Aurila soummamensis Süperzonu tanımlanmıştır. Mut Havzası'nda bu zona karşılık Priocypris sp. - Hemicypriideis helvetica Zonu üst kesimleri ile Pokornyella deformis minor - Callistocythere annensis Zonu tanımlanmıştır (Tanar, 1989; Şafak ve Gökçen, 1991). Adana Havzası kuzey kesiminde, Şafak ve Ünlügenç (1993) tarafından, yine aynı stratigrafik düzeyde Neomonoceratina helvetica - Aurila soummamensis Zonu, Gökçen (1984) olarak izlenen bu



1



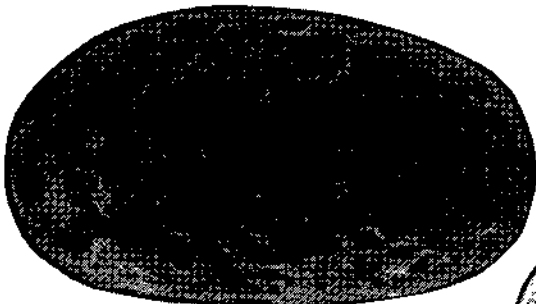
2



4



3



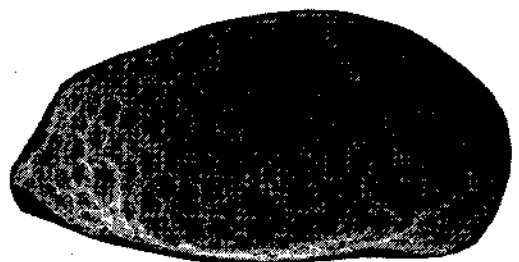
6



5



8



7

ANTAKYA HAVZASI OSTRAKODLARI

LEVHA -1

PLATE -1

Şekil 1. *Cytherella (Cytherelloidea) postdenticalata* OERTLI
Havvatepe Ölçülü Kesiti, Serravaliyen
Sol kapak, dıştan görünüm, X15, ÜHa 909

Figure 1. *Cytherella (Cytherelloidea) postdenticalata* OERTLI
Havvatepe Measured Section, Serravallian
Left valve, outside view, X15, Ü Ha 90 9

Şekil 2. *Neonesidea corpulenta* (MUELLER)
Samandağ Ölçülü Kesiti, Pliyosen
Sağ kapak, dıştan görünüm, X15, Ü Sm 90 3

Figure 2. *Neonesidea corpulenta* (MUELLER)
Samandağ Measured Section, Pliocene
Right valve, outside view, X15, Ü Sm 90 3

Şekil 3. *Callistocythere montana* DORUK
Samandağ Ölçülü Kesiti, Pliyosen
Kabuk, sağ yandan görünüm, X30, Ü Sm 90 5

Figure 3. *Callistocythere montana* DORUK
Samandağ Measured Section, Pliocene
Carapace, right side view, X30, Ü Sm 90 5

Şekil 4. *Leptocythere multipunctata* (SEQUENZA)
Samandağ Ölçülü Kesiti, Langiyen - Serravaliyen
Sol kapak, içten görünüm, X20, Ü Sm 90 12

Figure 4. *Leptocythere multipunctata* (SEQUENZA)
Samandağ Measured Section, Langhian - Serravallian
Left valve, inside view, X20, Ü Sm 90 12

Şekil 5. *Cyprideis (Cyprideis) anatolica* BASSIOUNI
Samandağ Ölçülü kesiti, Messiniyen
Sağ kapak, dıştan görünüm, X20, Ü Sm 90 8

Figure 5. *Cyprideis (Cyprideis) anatolica* BASSIOUNI
Samandağ Measured Section, Messinian
Right valve, outside view, X20, Ü Sm 90 8

Şekil 6. *Cyprideis (Cyprideis) sohni* BASSIOUNI
Samandağ Ölçülü Kesiti, Messiniyen
Sol kapak, dıştan görünüm, X15, Ü Sm 90 8

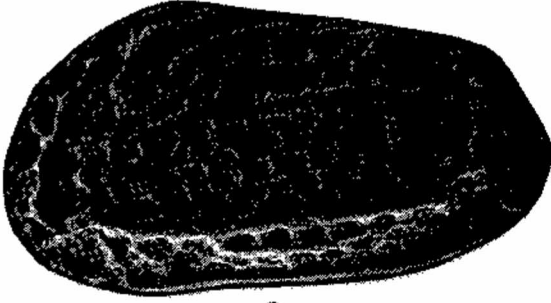
Figure 6. *Cyprideis (Cyprideis) sohni* BASSIOUNI
Samandağ Measured Section, messinian
Left valve, outside view, X15, Ü Sm 90 8

Şekil 7. *Orionina bireticulata* DORUK
Sinanlı Ölçülü Kesiti, Langiyen
Sağ kapak, dıştan görünüm, X20, Ü Si 90 11

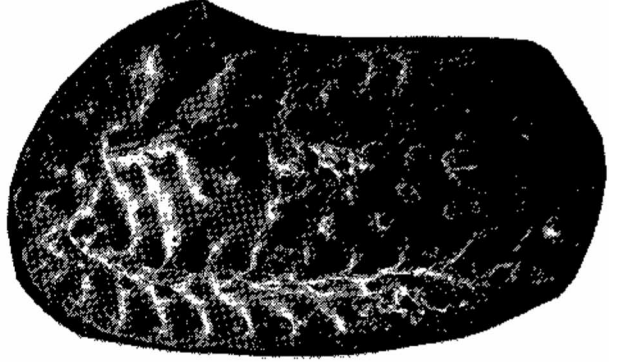
Figure 7. *Orionina bireticulata* DORUK
Sinanlı Measured Section, Langhian
Right valve, outside view, X20, Ü Si 90 11

Şekil 8. *Carinocythereis antiquata samandağensis* BASSIOUNI
Kavutçu Ölçülü Kesiti, Langiyen
sol kapak, dıştan görünüm, X20, Ü Kv 90 19

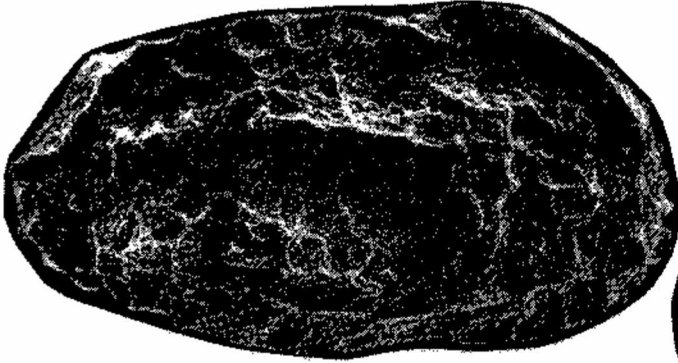
Figure 8. *Carinocythereis antiquata samandağensis* BASSIOUNI
Kavutçu Measured Section, Langhian
Left valve, outside view, X20, Ü Kv 90 19



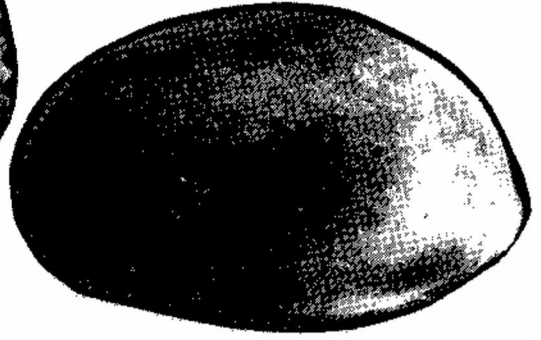
2



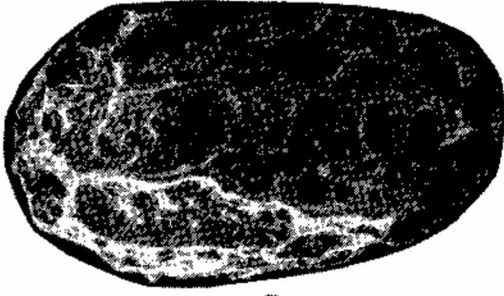
1



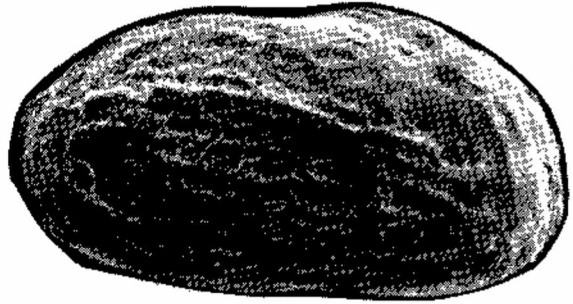
3



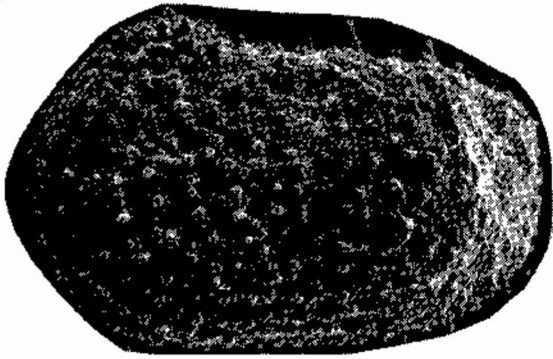
6



7



4



5



8

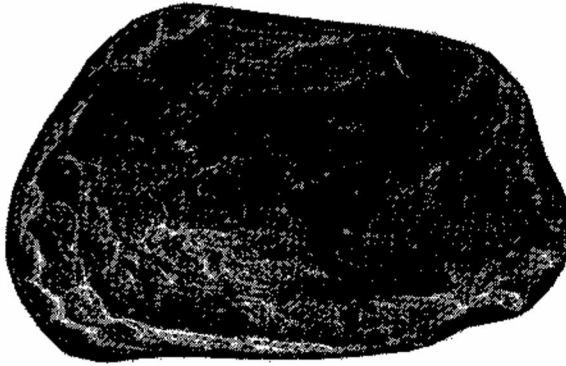
ANTAKYA HAVZASI OSTRAKODLARI

LEVHA - H

- Şekil 1. **Carinocythereis antiquata antiquata** (BAIRD)
Samandağ Ölçülü Kesiti, Messiniyen - Pli-yosen
Sol kapak, dıştan görünüm, X25, Ü Sm 90 6 .
- Şekil 2. **Costa edwardsii** (ROEMER)
Samandağ Ölçülü Kesiti, Tortoniyen
Sol kapak, dıştan görünüm, X20, Ü Sm 90 10
- Şekil 3. **Chrysocythere paradisus** DORUK
Enek Ölçülü Kesiti, Burdigaliyen
Sağ kapak, dıştan görünüm, X20, Ü Ek90 38
- Şekil 4. **Falunia (Falunia) sphaerulinea** JONES
Enek Ölçülü Kesiti, Langiyen
Sağ kapak, dıştan görünüm, X15, Ü Ek 90 44
- Şekil 5. **Henryhowella asperrima** (REUSS)
Yunushanı Ölçülü Kesiti, Serravaliyen
Sol kapak, dıştan görünüm, X20, Ü Ys 90 8
- Şekil 6. **Aurila (Aurila) skaliae** ULICZNY
Samandağ Ölçülü Kesiti, Langiyen - Serra-valiyen
Kabuk, sol yandan görünüm, X15, Ü Sm 9 11
- Şekil 7. **Eucytherura gibbera** (MUELLER)
Enek Ölçülü Kesiti, Langiyen
Sol kapak, dıştan görünüm, X20, Ü Ek 90 44
- Şekil 8. **Semicytherura acuticostata** (SARS)
Yunushanı Ölçülü Kesiti, Langiyen
Kabuk, sol yandan görünüm, X25, Ü Ys 90 6

PLATE-H

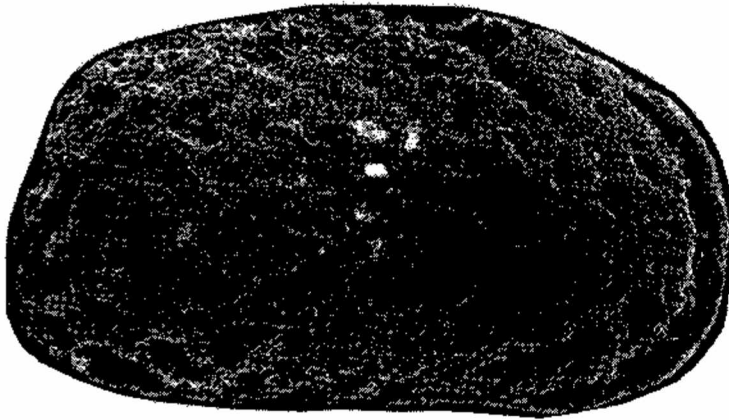
- Figure 1. **Carinocythereis antiquata antiquata** (BAIRD)
Samandağ Measured Section, Messinian - Pliocene
Left valve, outside view, X25, Ü Sm 90 6
- Figure 2. **Costa edwardsii** (ROEMER)
Samandağ Measured Section, Tortonian
Left valve, outside view, X20, Ü Sm 90 10
- Figure 3. **Chrysocythere paradisus** DORUK
Enek Measured Section, Burdigalian
Right valve, outside view, X20, Ü E 90 38
- Figure 4. **Falunia (Falunia) sphaerulinea** JONES
Enek Measured Section, Langhian
Right valve, outside view, X15, Ü Ek 90 44
- Figure 5. **Henryhowella asperrima** (REUSS)
Yunushanı Measured Section, Serravallian
Leftvalve, outside view, X20, Ü Ys 90 8
- Figure 6. **Aurila (Aurila) skaliae** ULICZNY
Samandağ Measured Section, Langhian - Serravallian
Carapace, left side view, X15, Ü Sm 90 11
- Figure 7. **Eucytherura gibbera** (MUELLER)
Enek Measured Section, Langhian
Left valve, outside view, X20, Ü Ek 90 44
- Figure 8. **Semicytherura acuticostata** (SARS)
Yunushanı Measured Section, Langhian
Carapace, left side view, X25, Ü Ys 90 6



2



1



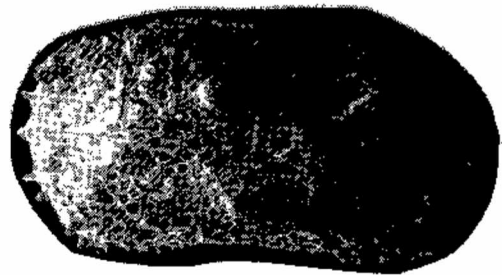
4



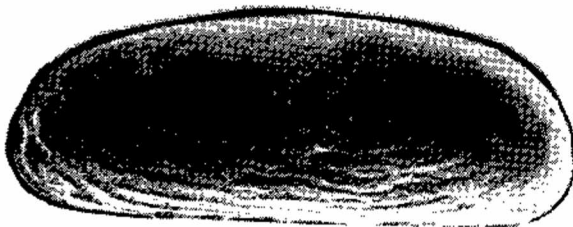
3



5



6



7

- Şekil 1. Pokornyella deformis minor MO YES Enek Ölçülü Kesiti, Burdigaliyen Kabuk, sağ yandan görünüm, X15, Ü Ek 90 38
- Figure 1. Pokornyella deforinis minor MO YES Enek Measured Section, Burdigalian Carapace, right side view, X15, Ü Ek 90 38
- Şekil 2. Quadracythere (Tenedocythere) mediterranea RUGGIERI Yurfushanı Ölçülü Kesiti, Langiyen Sol kapak, dıştan görünüm, X15, Ü Ys 90 7
- Figure 2. Quadracythere (Tenedocythere) mediterranea RUGGIERI Yunushanı Measured Section, Langhian Left valve, outside view, X15, Ü Ys 90 7
- Şekil 3. Quadracythere (Tenedocythere) prava (BAIRD) Samandağ Ölçülü Kesiti, Pliyosen Sağ kapak, dıştan görünüm, X15, Ü Ys 90 7
- Figure 3. Quadracythere (Tenedocythere) prava (BAIRD) Samandağ Measured Section, Pliocene Right valve, outside view, X15, Ü Sm 90 4
- Şekil 4. Urocythereis margaritifera margaritifera (MUELLER) Samandağ Ölçülü Kesiti, Pliyosen Sağ kapak, dıştan görünüm, X20, Ü Sm 90 4
- Figure 4. Urocythereis margaritifera margaritifera (MUELLER) Samandağ Measured Section, Pliocene Sight valve, outside view, X20, Ü Sm 90 4
- Şekil 5. Loxoconcha cristatissima RUGGIERI Enek Ölçülü Kesiti, Langiyen Sol kapak, dıştan görünüm, X20, Ü Ek 90 43
- Figure 5. Loxoconcha cristatissima RUGGIERI Enek Measured Section, Langhian Left valve, outside view, X20, Ü Ek 90 43
- Şekil 6. Ilyocypris gibba (RAMDOHR) Samandağ Ölçülü kesiti, Meassiniyen Sağ kapak, dıştan görünüm, X15, Ü Sm 90 7
- Figure 6. Ilyocypris gibba (RAMDOHR) Samandağ Measured Section, Messinian Right valve, outside view, X15, Ü Sm 90 7
- Şekil 7. Argilioecia conoidea SARS Samandağ Ölçülü Kesiti, Messiniyen Sol kapak, dıştan görünüm, X20, Ü Sm 90 7
- Figure 7. Argilioecia conoidea SARS Samandağ Measured Section, Messinian Left valve, outside view, X20, Ü Sm 90 7

KATLAR Stages		T Ü R K İ Y E / T u r k e y						Bu çalışma	Tetis Paratetis Genel Zonu	Tetis Rhodanian Baseni	Paratetis	Paratetis	Tetis
		Adana Havzası	Antakya Havzası	Kale -Yenişehir	Kale-Yenişehir Silifke-Erdemli	Mut Havzası	Adana Havzası						
PARATETİS Paratethys	TETİS Tethys	DORUK 1979	DORUK 1979	GOKÇEN 1979, 1982	GOKÇEN 1984	TANAR 1989 SAFAK-GOKÇEN 1981	SAFAK ve İNÜĞENC	CARBONEL ve JIRICEK, 1977	JIRICEK, 1983				
Romaniyen Romanian	Piasensiyen Piacenzian		Bythocypris lucida, B.bosquetina Cythereella vulgata									Cyprideis torosa Urocythereis margaritifera Laxocoencha tumida Laxocoencha thomasi	
Dasiyen Dacian	Tabyaniyen Tabianian	Mutilus skalaz Mutilus brochatus	Cytheridea voraginosa									Prolimnocy- there, shara- povae Cythereissa bogati adveni Caspiala balcanica Cyprideis sublittoralis Cyprideis tuberculata Cyprideis ventricosa Hemicytheria hungarica Cyprideis pokornyi	
Ponsiyen Pontian	Messiniyen Messinian	Mutilus albicans Cyprideis ruggieri	Mutilus albicans Cyprideis ruggieri										
Pannoniyen Pannonian	Tortoniyen Tortonian	Cestacythere lanceolata C. truncata Cytheridea acuminata	Cytheridea acuminata										
Sarmasiyen Sarmatian													
Badeniyen Badenian	Serravaliyen Serravallian	Bairdia subdeltoidea Macrocypri- s cf. cylindracea	Bairdia subdeltoidea Macrocypri- s cf. cylindracea										
	Langiyen Langhian	Henryhowella ruggieri Krithe citae Zonu											
Karpatiyen Karpathian													
Otnangiyen Otnangian	Burdigaliyen Burdigalian												
Egenburgiyen Egenbugian													
Egeriyen Eggerian	Akitaniyen Aquitanian												

Çizelge 1. Antakya Havzası Ostrakod Zonları Genel Karşılaştırılması
Table 1. General correlation of the ostracode zones in the Antakya Basin

ANTAKYA HAVZASI OSTRAKODLARI

zon, bu çalışmada da Gökçen (1984) çalışmasında önerilen Neomonoceratina helvetica - Aurila soummamensis Zonu, Gökçen (1984) na stratigrafik düzey ve tanım olarak paralellik göstermektedir.

SERI Series	KAT Stage	PLANKTONİK FORAMİNİFER ZONLARI Zones of planktonic foraminifer SAFAK, 1993	OSTRAKOD ZONLARI Zones of ostracodes
PLİYOSEN Pliocene	TORTONİYEN - MESSİNİYEN Tortonian - Messinian		
SERRALİYEN Serravallian	SERRALİYEN Serravallian	Orbulina universa N ₉	
		Orbulina suturalis N ₉	Carinocythereis başlangıç düzeyi
		Præorbulina glomerosa curva N ₈	
LANGİYEN Langhian	LANGİYEN Langhian		
BURDIGALİYEN Burdigalian	BURDIGALİYEN Burdigalian	Globigerinoides trilobus N ₇	Neomonoceratina helvetica — Aurila soummamensis
EOSEN Eocene	LÜTESİYEN Lutetian	Acarinina bullbrookii P ₁₀	

Şekil 3. Antakya Havzası Planktonik Foraminifer ve Ostrakod Zonlarının Korelasyonu

Figure 3. The correlation of planktonic foraminifer and ostracode zones in the Antakya Basin

Ortam: Kumtaşları ile killi kireçtaşlarının hakim litolojiyi oluşturduğu litoral ortam ile genellikle de sığ deniz ortamıdır.

Carinocythereis'in başlangıç düzeyi çalışmada, Sofular, Tepehan ve Nurzeytin formasyonlarının kumlu, killi ve marnlı düzeylerinden başlamaktadır. Bu düzey ve devamı, Carinocythereis'in ilk görünümü yanısıra başlıca Costa edwardsii (ROEMER), Loxoconcha cristatissima RUGGIERI, Leptocythere multipunctata (SEQUENZA), Semicytherura sulcata (MUELLER) ve daha pek çok ostrakod türleri ile belirgin bir fosil topluluğu içerir.

Lokalite: Carinocythereis düzeyine ait fosil formları Kavutçu Ölçülü Kesiti'nde Sofular formasyonuna ait 20 - 22 nolu örnekler içerisinde, Samandağ Ölçülü Kesiti'nde Nurzeytin formasyonuna ait 12 - 11 nolu örnekler içerisinde saptanmıştır.

Karşılaştırma ve Yorum: Bu düzeyin başlangıcı ve devamı, Doruk (1979) tarafında Adana Havzası'nda yapılan çalışmada, Langiyen - Serravaliyen zaman aralığında A (Krithecitae - Henryhowella ruggeri) Zonu üst kesimleri ile B (Macrocypris cf. cylindracea - Bairdia subdeltoidea) Zonu'na, Antakya Havzası'nda da yine B Zonu'na karşılık gelmektedir. Gökçen (1984) tarafından Türkiye'de Kale - Yenişehir - Silifke - Erdemli - Celalli yörelerinde yapılan çalışmada Langiyen başlangıcını belirleyen bu düzey, Carbonnel ve Jiricek (1977) tarafında yapılan Tetis - Paratetis Genel Zonlaması'nda Langiyen üst düzeyini açıklamaktadır. Yine Carbonnel ve Jiricek (1977) tarafından Tetis - Rodaniyen Baseni'nde yapılan çalışmada C Zonu'na karşılık gelen bu düzey, yine aynı çalışmacılar tarafından Paratetis'te yapılan zonlamada NO -11 ve NO -12 zonları olarak tanımlanmaktadır. Jiricek (1983) tarafından yapılan Paratetis zonlamasında bu düzey içerisinde Falunia spinulosa - Acanthocythereis hystrix ile Carinocythereis carinata ve Aurila mehesi ile Cytheridea hungarica Zonu, Tetis Bölgesi'nde Krlthe cıtæ ile Bosquetina carinella - Cythereila postdenticuata ve Cyamocytheridea dertonensis - Carinocythereis carinata Zonu, Jiricek (1983) tanımlanmıştır. Bu düzey, Gökçen (1984)'in Türkiye için yapılan çalışmasında belirlenen stratigrafik düzey ile paralellik göstermektedir.

Cyprideis'in başlangıç düzeyi çalışmada, Nurzeytin, Vakıflı ve Samandağ formasyonlarının killi, kumlu düzeylerinde başlamaktadır. Bu düzey ve devamı, Cyprideis'in ilk görünümü yanısıra başlıca Urocythereis margaritifera margaritifera (MUELLER), Cytherella (Cytherella) vandenboldi SISINGH, Cushmanidea elongata (BRADY), Loculicytheretta pavonia (BRADY), Silyvestra posterobursa DORUK, Heterocythereis albomaculata (BAIRD), Cistacythereis caelature ULICZNY ve daha pek çok östrakod türleri ile belirgin bir fosil topluluğu içerir. Lokalite: Cyprideis düzeyine ait fosil formları Sofular Ölçülü Kesiti'nde Nurzeytin formasyonuna ait 20 - 23 no'lu örnekler içerisinde, Samandağ Ölçülü Kesiti'nde Nurzeytin, Vakıflı ve Samandağ formasyonlarına ait 11 - 1 nolu örnekler içerisinde saptanmıştır.

Karşılaştırma ve Yorum: Bu düzeyin başlangıcı ve devamı, Doruk (1979) tarafından Adana Havzası'nda yapılan çalışmada Tortoniyen - Pliyosen yaş aralığında C (Cytheridea acuminata) Zonu, D (Cnestocythere lameüicosta ve Cnestocythere truncata) Zonu, E (Cyprideis ruggieri) Zonu, F (Mutilus albicans) Zonu, G (Mutilus skalae - Mutilus brochotus) Zonu içerisinde gözlenmektedir. Antakya Havzası'nda yine aynı çalışmacı tarafından ve aynı düzeylerde C (Cytheridea acuminata) Zonu, E (Cyprideis ruggieri) Zonu, F (Mutilus albicans) Zonu, H (Cytheridea voraginosa) Zonu ile I (Cytherella vulgata, Bythocypris bosquetina, Bythocypris lucida) Zonu tanımlanmıştır. Carbonnel ve Jiricek (1977) tarafından yapılan Tetis - Paratetis Genel Zonlanması'nda, Serravaliyen - Tortoniyen zaman aralığında başlayan bu düzey yine aynı çalışmacılar tarafından Tetis - Rodaniyen Baseni ile Paratetis'te yapılan zonlamalarda, D Zonu ile NO - 13 ve NO - 16 Zonu'na karşılık gelmektedir. Jiricek (1983)'ün Paratetis'te yaptığı çalışmada Cyprideis pokorny, Cyprideis tuberculata ile Prolimnocythere sharapovae gibi zonlara, Tetis'te yaptığı çalışmada Cistacythereis pokorny, Cyprideis ruggieri, Loxocorniculum djaffarovi, Tyrrhenocythere ruggieri, Loxoconcha rhomboidea, Loxoconcha tumida, Urocythereis margaritifera, Cyprideis torosa zonlanmış bulunduğu düzeylere karşılık gelen bu başlangıç düzeyi ile

devamında yer alan östrakod topluluğu bu çalışmada, Avrupa yerel katları içerisinde Sarmasiyen'i karakterize etmekte olup, Serravaliyen üst kesimi ile Tortoniyen'den başlamaktadır.

Ölçülü Stratigrafi Kesitleri

Enek Ölçülü Stratigrafi Kesiti

Enek Ölçülü Kesiti 1/25000 ölçekli Antakya P36 - d2 paftasında X_1 : 47050, Y_1 : 06700 başlangıç ve X_2 : 47625, Y_2 : 06225 bitiş koordinatları arasında ölçülmüş olup, 800 m kalınlık sunmaktadır. Kesitin 305 m. ye kadar olan kesimi Kışlak formasyonu içerisinde, 305 - 605 m.ler arası Balyatağı formasyonu içerisinde, 685 - 800 m'lik kısmı Sofular formasyonu içerisinde yer almaktadır Kesit tabanda "Ofiyolitik Karışıkla başlamakta, üzerinde uyumsuz olarak Kışlak formasyonu bulunmaktadır. Kışlak formasyonu havzanın bu orta kesiminde kırmızı renkli kumtaşı düzeyleri içerir. Bu kesitte fosilsiz olarak gözlenen formasyonun, araştırmanın planktonik foraminifer biyostratigrafisi ağırlıklı bölümünü oluşturan kısmında yaşı Lütesiyen olarak belirlenmiştir. Kışlak formasyonu üzerinde uyumsuz bulunan Balyatağı formasyonu, tabana yakın kesimlerinde konglomeratik düzeylerle başlamakta, üst kesimlerinde ise, içerisinde yer yer yeşilimsi gri renkli sütü, killi birimlerin aralanmalı olarak bulunduğu kumtaşı düzeyleri içermektedir. İstifin üst kesiminde Balyatağı formasyonu ile uyumlu olarak yer alan Sofular formasyonu, yer yer kumtaşı ve kumlu kireçtaşlanım da bulunduğu, genellikle resifal kireçtaşlanımdan oluşan bir litoloji sunmaktadır.

Kesit boyunca 46 örnek derlenmiş olup, bu örneklerden 44 östrakod türü belirlenmiştir. Kesitte yer alan Balyatağı formasyonunun kumtaşı düzeyleri içerisinde bulunan Hemicyprideis helvetica (LINENKLAUS), Burdigaliyen öncesinde başlayabilecek bir istifi ortaya koymaktadır. Bu fosilin son görünümünden sonra kesitte yer alan Aurila soummamensis COUTELLE ve YASSINI, Cytheretta orthezensis MOYES, Hermantites haidingeri minor RUGGIERİ, Cyamocytheridae reversa (EGGER) ise Balyatağı formasyonu üst ve Sofular formasyonu taban kesimlerinde tipik Burdigaliyen faunasını vermektedir. Eucytherura gibbera (MUELLER), Cyamocytheridae meniscus DORUK, Mutilus

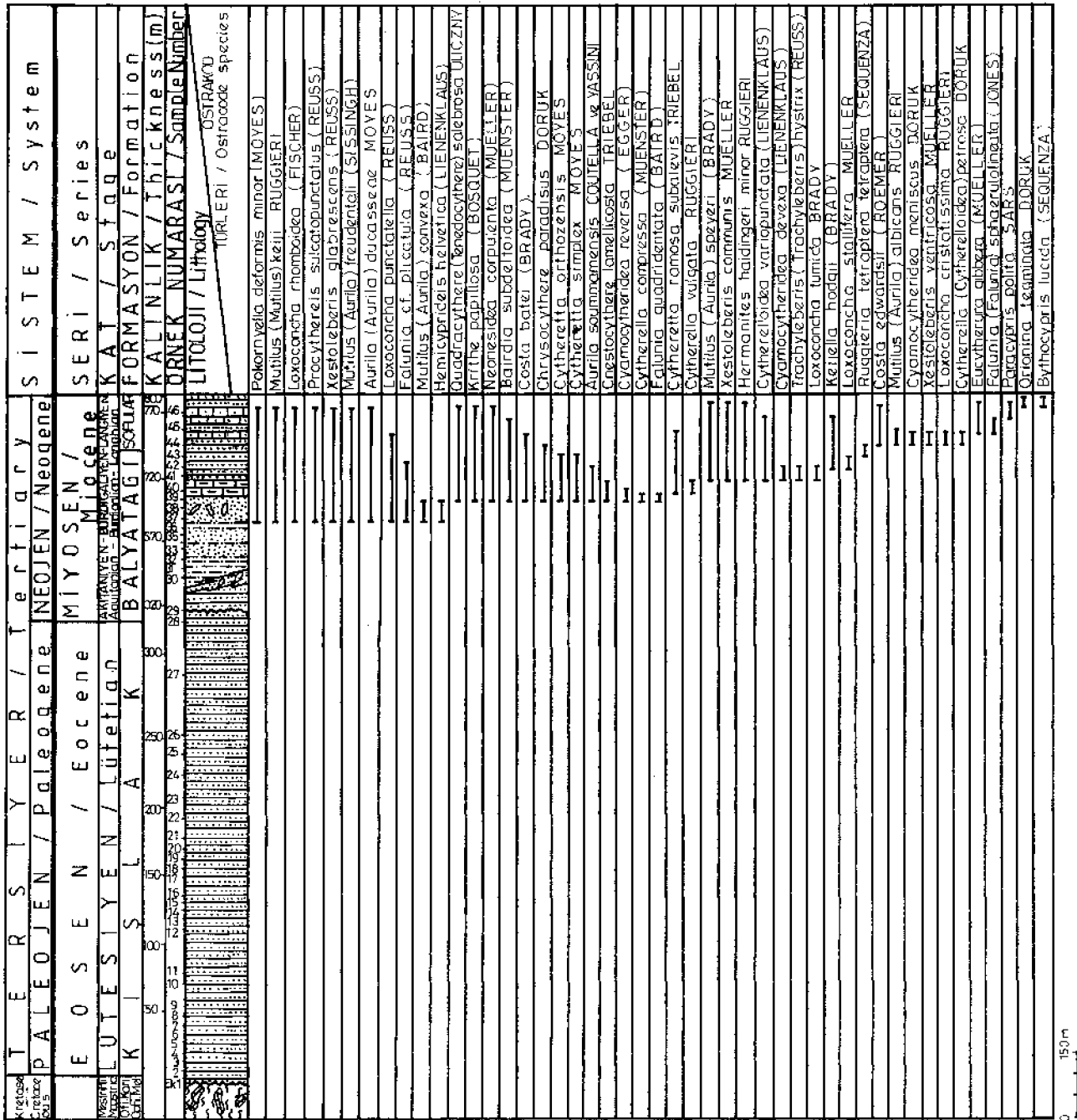
ANTAKYA HAVZASI OSTRAKODLARI

(Aurila) albicans RUGGIERI ve daha pek çok ostrakod türleri de Langiyen zaman aralığında, Sofular formasyonu içerisinde yer almaktadır (Şekil 4).

Kavutçu Ölçümü Stratigrafi Kesiti

Kavutçu Ölçülü kesiti, 1/25000 ölçekli Antakya

P36 - a4 paftasında X₁ : 40625, y₁ : 17725 başlangıç ve X₂ : 40725, Y₂: 17525 bitiş koordinatları arasında ölçülmüş olup, 150 m kalınlık sunmaktadır. Tabanda "Ofiyolitik Karışık" ile başlayan kesitin ilk 135 m.'lik kesimi Balyatağı formasyonu, üstteki 15 m.'lik kesimi



Şekil 4. Enek Ölçülü Stratigrafi Kesitinde Ostrakodların Dağılımı

Figure 4. The distribution of ostracode species in the Enek Measured Stratigraphic Section

ise Sofular formasyonu içerisinde ölçülmüştür. Balyatağı formasyonu, "Ofiyolitik Karışık" üzerinde uyumsuz olarak yer almakla olup tabanda kumtaşları ile başlamaktadır. Orta kesimlerinde grimsi bej renkli kilttaşları ile marnlı düzeye geçiş gösteren birim üste doğru yer yer konglomeratik düzeyler içermekte, sonra kilttaşları ve killi kireç taşları ile devam etmektedir. Bu formasyonun üst sınırında yanal geçişli yer alan Sofular formasyonu ise açık renkli killi kireçtaşları ve resifal kireçtaşından oluşmaktadır.

Kesit boyunca 22 örnek derlenmiş olup, bu örneklerde 44 ostrakod türü belirlenmiştir. Bu türlere dayanılarak, kesitin 136 - 142 m'leri arasındaki killi kesimleri içerisinde, Balyatağı formasyonu ile Sofular formasyonu başlangıç düzeylerinde, Burdigaliyen - Langiyen zaman aralığını belirleyen Neomonoceratina helvetica - Aurila soummamensis Zonu, Gökçen (1984) tanımlanmıştır. Bu zon, Neomonoceratina helvetica OERTLI ile Aurila soumraamensis COUTELLE ve YASSINFin ilk görünümü ile başlamaktadır. Zon içerisinde bu iki tür birlikte görünmekte, daha sonra Aurila soummamensis COUTELLE ve YASSINI, Neomonoceratina helvetica OERTLFnm son görünümünden sonra bir süre daha devam etmektedir. Aurila (Aurila) dueasseae MOYES, Cyamocytheridea reversa (EGGER), Neomonoceratina mouliana SISSINGH, Falunia (Hiltermanicythere) retiformis (ULICZNY), Callistocythere montana DORUK, Loxoconcha stallifera 3VUELLER, Hermanites haidingeri minor RUGGIERI, Pokornyella deformis minor MOYES kesitte bu zon içerisinde yer alan ostrakodlardır. Kesitin 142'inci metresinde Carinocythereis cinsinin başlangıç düzeyi gözlenmiştir. Bu düzey Langiyen başlangıcını vermekte olup, Carinocythereis antiquata samandagensis BASSIOUNI, Quadracythere (Tenedocythere) mediterranea RUGGIERI, Trachyleberis (Trachyleberis) hystrix (REUSS), Ruggieria tetraptera tetraptera (SEQUENZA) bu başlangıç düzeyi ve devamında yer alan ostrakodlardır (Şekil 5).

Yunushanı Ölçülü Stratigrafi Kesiti

Yunushanı Ölçülü Kesiti, 1/25000 ölçekli Antakya P36 - d3 paftasında, X_x : 48400, Y_x : 91125 başlangıç ve X_2 : 48500, Y_2 : 91050 bitiş koordinatlarında ölçülmüş olup, toplam kalınlığı 160 m.'dir. Kesitin ilk 10 metresinde Balyatağı formasyonu, 10 - 45 m.'leri

arasında Sofular formasyonu, 45 - 95 m'leri arasında Tepahan formasyonu, 95 - 160 m.'leri arasında Nurzeytin formasyonu ölçülmüştür. Kesitte kumlu ve killi kireçtaşı düzeyleri ile belirgin Balyatağı formasyonu üzerinde yanal geçişli olarak bulunan Sofular formasyonu resifal kireçtaşı, kumtaşı ve killi kireçtaşlarından oluşmaktadır. Bu formasyon üzerinde geçişli bulunan Tepahan formasyonu ise tabanda açık renkli kumlu, killi düzeyleri, üste doğru killi kireçtaşlarını içermektedir. Tepahan formasyonu ile yanal geçişli olan Nurzeytin formasyonu kesitin alt - orta kesiminde killi kumtaşları, üst kesimlerinde açık renkli killi kireçtaşları şeklinde gözlenmektedir.

Kesit boyunca 11 örnek derlenmiş olup, bu örneklerden 35 ostrakod türü belirlenmiştir. Kesitte Bairdia subdeltoidea (MUENSTER), Aurila (Aurila) dueasseae MOYES, Balyatağı formasyonu içerisinde Burdigaliyen'i, Bairdia formosa BRADY, Cytheretta semiornata (EGGER), Neonesidea corpulenta (MUELLER), Sofular formasyonu içerisinde Langiyen'i, Semicytherura acuticostata (SARS), Cnestocythere truncata (REUSS), Hermanites haidingeri minor RUGGIERI, Costa betei (BRADY), Tepahan formasyonu içerisinde Langiyen - Serravaliyen'i, Henryhowella asperrima (REUSS), Occultocythereis bituberculata (REUSS), Pachycaudites ungeri ungeri (REUSS), Cytherella (Cytherelloidea) postdenticulata OERTLI, Nurzeytin formasyonu içerisinde Serravaliyen yaş aralığını veren ostrakodlardır (Şekil 6).

Sofular Ölçülü Stratigrafi Kesiti

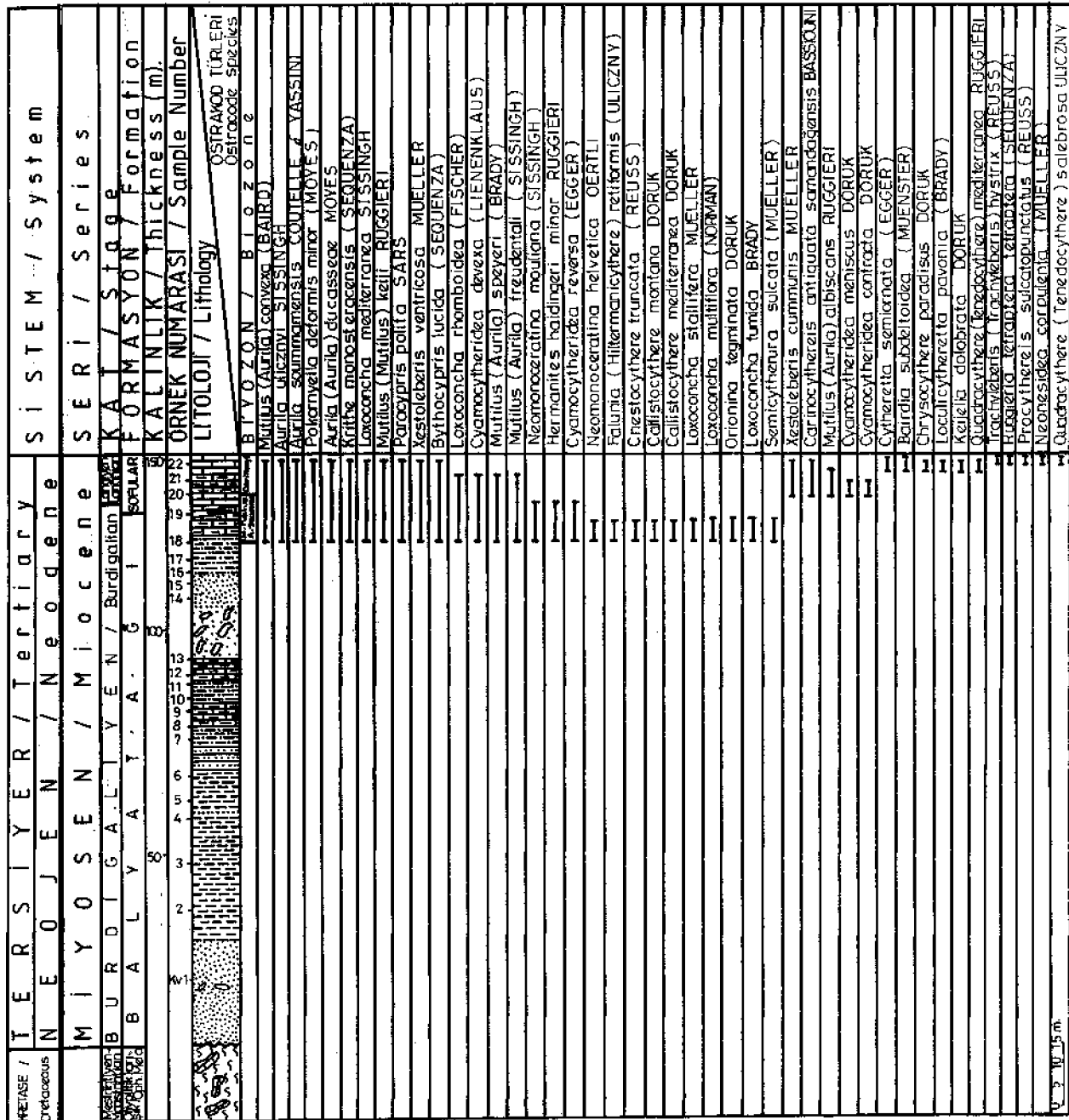
Sofular Ölçülü Kesiti, 1/25000 ölçekli Antakya P36 - d2 paftasında, X_x : 44775, Y_x : 01920 başlangıç ve X_2 : 44425, Y_2 : 01750 bitiş koordinatlarında ve 360 m. toplam kalınlıklı olarak ölçülmüştür. Kesitin 315 m'ye kadar olan kesimi Sofular formasyonu, 315 - 335 m'ler arası Tepahan formasyonu, 315 - 360 m'ler arasındaki kesimi Nurzeytin formasyonu içerisinde ölçülmüştür. Kesitte Sofular formasyonu tabanda killi kireçtaşları ile başlamakta, orta kesimlere doğru kumlu kireçtaşı, resifal kireçtaşı ve kumtaşı tabakaları ile devam etmektedir. Üst sınırında Tepahan formasyonu ile yanal geçişli olarak bulunur. Tepahan formasyonu bej renkli killi kireçtaşları ve marnlardan oluşmaktadır. Bu formasyon üst sınırında Nurzeytin formasyonu ile yanal geçişlidir ve genellikle açık renkli marnlardan oluşan bir litolojiye

ANTAKYA HAVZASI OSTRAKODLARI

sahiptir.

Kesit boyunca 23 örnek derlenmiş, bu örneklerden 27 ostrakod türü belirlenmiştir. Kesitin taban ve orta düzeyleri fosil içermekte olup, 343'üncü m.'den itibaren Cyprideis cinsinin başlangıç

düzeyi görülmektedir. Bu düzey Avrupa yerel katlarında Sermasiyen, Tetis Havzaları'nda Tortoniyen'i belirlemektedir. *Quadracythere* (*Tenedocythere*) *salebrosa* ULICZNY, *Mutilus* (*Aurila*) *cimbaeformis* (SEQUENZA), *Cyprideis* (*Cyprideis*) *anatolica* BASSIOU-



Şekil 5. Kavutçu Ölçülü Stratigrafi Kesitinde Ostrakodların Dağılımı

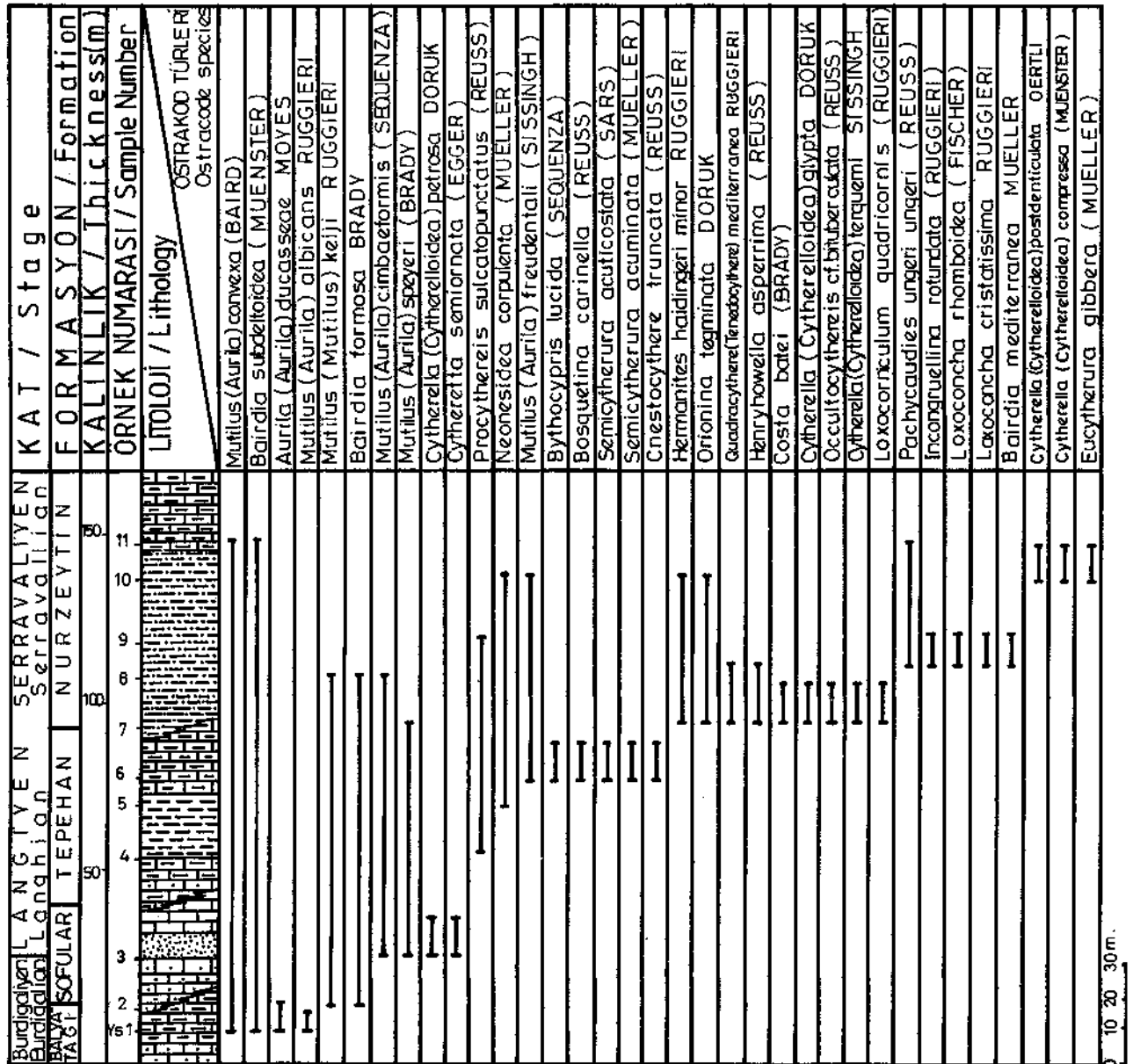
Figure 5. The distribution of ostracode species in the Kavutçu Measured Stratigraphic Section

NI, *Xestoleberis communis* MUELLER, *Costa edwardsii* (ROEMER), *Bosquetina carinella* (RUESS), *Orionina bireticulata* DORUK bu başlangıç düzeyi ile devamında yer alan ostrakodlardır (Şekil 7).

Havvatepe Ölçülü Stratigrafi Kesiti

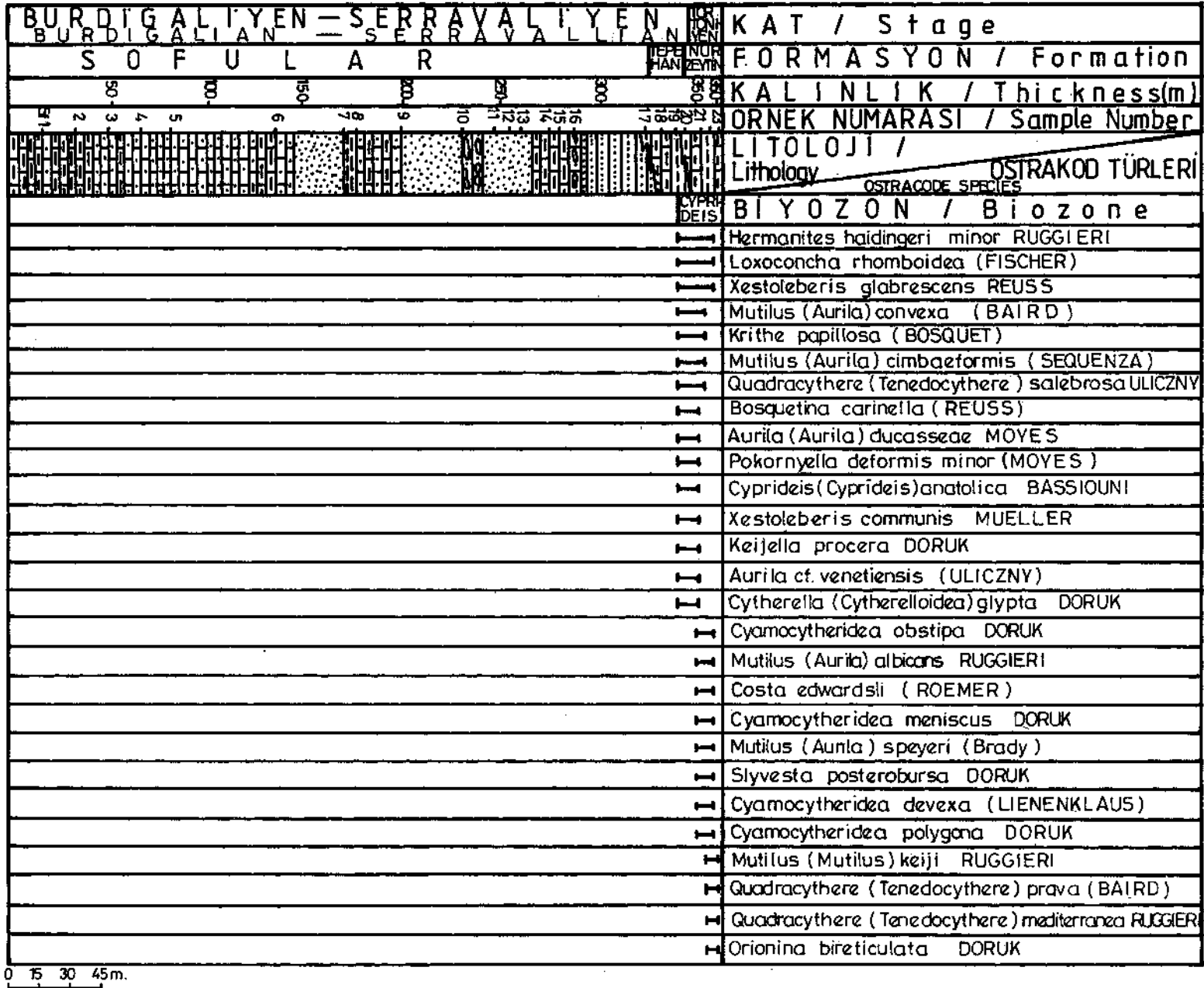
Havvatepe Ölçülü Kesiti, 1/25000 ölçekli Antakya P36 - d2 paftasında, X₁: 48250, Y₁: 05825 başlangıç

ve X₂ : 48375, Y₂ : 05725 bitiş koordinatlarında ölçülmüştür. Toplam kalınlığı 65 m'dir. Kesitin ilk 40 m sinde Tepehan formasyonu, 40 - 65 m'ler arasında Nurzeytin formasyonu ölçülmüştür. Tepehan formasyonu kesitte beyaz, krem renkli marnlı düzeyleri içermekte olup üst sınırında Nurzeytin formasyonu ile yanal geçişli olarak bulunur. Nurzeytin formasyonu taban ke-



Şekil 6. Yunushanı Ölçülü Stratigrafi Kesitinde Ostrakodların Dağılımı

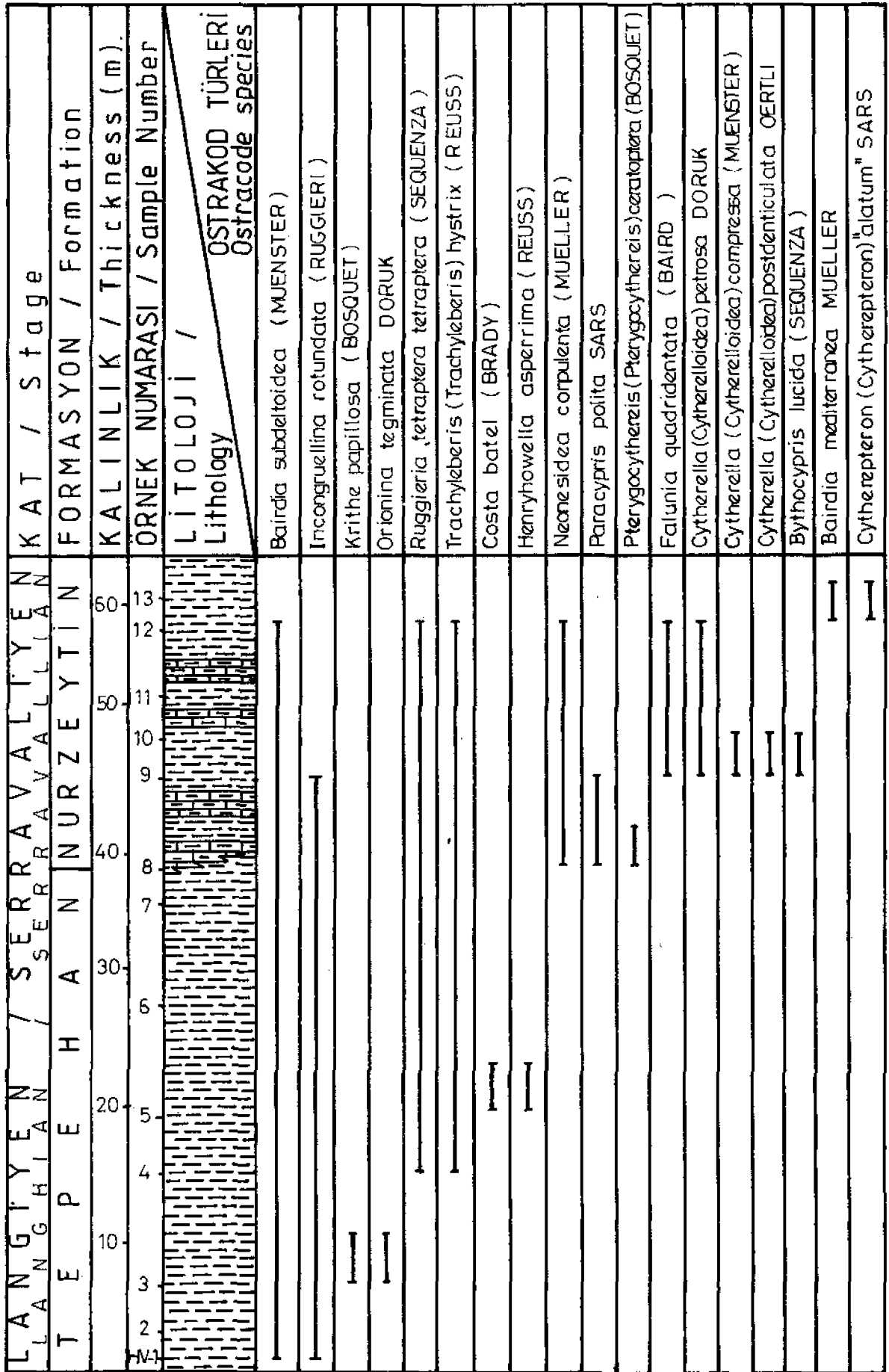
Figure 6. The distribution of ostracode species in the Yunushanı Measured Stratigraphic Section



0 15 30 45m.

Şekil 7. Sofular Öçülü Stratigrafi Kesitinde Ostrakodların Dağılımı

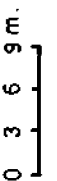
Figure 7. The distribution of ostracode species in the Sofular Measured Stratigraphic Section



ŞAFAT

Şekil 8. Havvatepe Ölçülü Stratigrafi Kesitinde Ostrakodların Dağılımı

Figure 8. The distribution of ostracode species in the Havvatepe Measured Stratigraphic Section



ANTAKYA HAVZASI OSTRAKODLARI

mlerinde killi kireçtaşları ile başlamakta, üste doğru killi kireçtaşları ile ardalanmalı bulunan marnlara geçiş göstermektedir.

Kesit boyunca 13 örnek derlenmiş, bu örneklerden 18 ostrakod türü tanımlanmıştır. Kesitte *Krithe papillosa* (BOSQUET), *Cost batei* (BRADY), *Ruggieria tetraptera tetraptera* (SEQUENZA) Tepahan formasyonu içerisinde Langiyen - Serravaliyen'i, *Cytherella* (Cytherelloidea) petrosa DORUK, *Cytherella* (Cytherelloidea) postdenticulata OERTLI, *Cytherepteron* (Cytherepteron) alatun SARS ve daha birçok ostrakod türleri, Nurzeytin formasyonu içerisinde SerravaMyen yaş aralığını karakterize etmektedir (Şekil 8).

Sinanlı Ölçülü Stratigrafi Kesiti

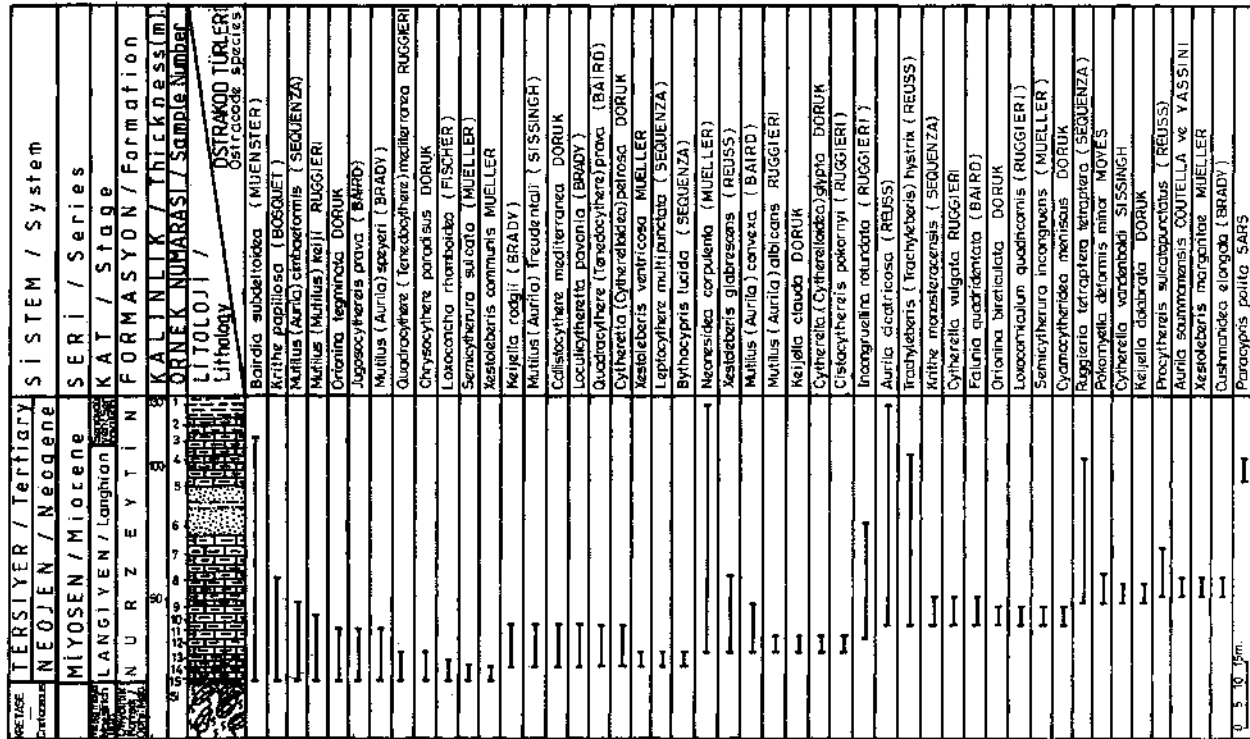
Sinanlı Ölçülü kesiti, 1/25000 ölçekli Antakya P36 - d4 paftasında X_1 : 34225, Y_1 : 96325 başlangıç ve X_2 : 34350, Y_2 : 96275 bitiş koordinatları arasında ölçülmüş olup, toplam kalınlığı 130 m'dir. Kesitin tabanında "Ofiyotik Karışık" yer almaktadır. Bu birim üzerinde uyumsuz olarak bulunan Nurzeytin formasyonu

u tabanda killi kireçtaşları ile başlamaktadır. İstifin orta kesimlerinde 15 m kalınlıklı, sarı renkli ve fosilli kumtaşları yer alır. Üst kesiminde killi kireçtaşları ve koyu renkli sert kumtaşları şeklinde gözlenen formasyonun, havzanın güneybatı kesimindeki görünümü, diğer kesitlerden farklıdır.

Kesit boyunca 15 örnek derlenmiş, bu örneklerden 47 ostrakod türü belirlenmiştir. Nurzeytin formasyonu içerisinde *Quadracythere* (Tenedocythere) mediterranea RUGGIERI, *Neonesidea corpuenta* (MUELLER), *Cytherella* (Cytherelloidea) glypta DORUK, *Loxoconcha rhomboidea* (FISCHER), *Keijella hodgii* (BRADY), *Loculicytheretta pavonia* (BRADY), *Krithe monosteracensis* (SEQUENZA) langiyen'i, *Paracypris polita* SARS, *Ruggieria tetraptera tetraptera* (SEQUENZA), *Aerila cicatricosa* (REUSS), SerravaMyen zaman aralığını belirleyen ostrakodlardır (Şekil 9).

öaaiaandağ Ölçülü Stratigrafi Kesiti

Samandağ Ölçülü Kesiti, 1/25000 ölçekli Antakya P36 - d4 patasında, X_1 : 31500, Y_1 : 97075 başlangıç



Şekil 9. Sinanlı Ölçülü Stratigrafi Kesitinde Ostrakodların Dağılımı

Figure 9. The distribution of ostracode species in the Sinanlı Measured Stratigraphic Section

Cushmanidea, Bairdia, Cistacythereis cinsleri epineritik derinlikte bir sığ denizi belirlerken, Loxoconcha, Heterocypris, Cyprideis ve Heterocypris'ler ise bu kesimlerde bu az derin deniz ortamı içerisine sık sık uzanan lagün ortamının ostrakod faunasını oluşturmaktadır (Çizelge 2) (Levha I - II - III).

SONUÇLAR:

İnceleme alanında ayrıntılı olarak yapılan biyostratigrafi çalışması ile aşağıdaki sonuçlar çıkarılmıştır;

1 - İnceleme alanında 7 stratigrafi kesiti ölçülmüş, bu kesitlerden 142 örnek incelenmiş ve bunların kapsadıkları 120 ostrakod türü tanımlanmıştır.

2 - Bu türlere dayanılarak, Alt - Orta Miyosen ile Pliyosen yaş aralığı içerisinde Neomonoceratina **helvetica** - **Aurila** soummamensis Zonu, Gökçen (1984) ile Carinocythereis ve Cyprideis'in başlangıç düzeyleri saptanmıştır.

3 - Bulunan ostrakod zonu ve başlangıç düzeyleri, Tetis - Paratetis bölgeleri ve Türkiye'de yapılmış çalışmalarla deneştirilmiştir.

4 - Çalışma alanında bulunan faunanın, Türkiye'de Gökçen (1984)'in Kale, Yenişehir, Sivas, Karaman ve Silifke yörelerinde; Sissingh (1972)'in Ege Adaları'nda; Coutelle ve Yassini (1974)'in Cezayir'de; Bassiouni (1979)'nin Türkiye'de yaptıkları çalışmalarda saptanan ostrakod faunasının kronostratigrafik düzeyleri ile benzerlik gösterdiği belirlenmiştir. Yine bulunan faunanın Doruk (1979)'un Adana ve Antakya Havzaları'nda; Tanar (1989) ile Şafak ve Gökçen (1991)'in Mut Havzası'nda yapılan biyostratigrafi çalışmaları tanımlanan fauna ve de bunların stratigrafik düzeyleri ile benzerliği ortaya konulmuştur.

5 - Bölgedeki ostrakod faunasının, lagün ve neritik ortam koşullarını yansıttığı belirlenmiştir.

KATKI BELİRTME

Yazar, çalışmaya maddi yönden destek sağlayan Ç.Ü. Araştırma Fonu Saymanlığı'na, araştırmanın hazırlanmasında yardımlarını esirgemeye Sayın Prof.

Dr. Nuran Gökçen'e, Ç.Ü. Jeoloji Mühendisliği Bölüm Başkanlığına, mikrofosillerin elektron mikroskopta (S.E.M.) çekimine olanak sağlayan T.P.A.O. Araştırma Merkezi'ne ve bu kurumun elemanlarından sayın Y. Müh. Hüseyin Kozlu, Sayın Doç. Dr. Volkan Ediger ve Sayın Mehmet Bülbül'e içten teşekkür eder.

KAYNAKLAR

Aslaner, M., 1973, İskenderun - Kırıkhan Bölgesi'ndeki ofiyolitlerin jeolojisi ve petrografisi, M.T.A. Yayınları No. 150, Ankara.

Bassiouni, M.A., 1979, Brackische und marine Ostrakoden (Cytherideinae, Hemicytherinae, Trachleberildinae) aus dem Oligozän und Neogen der Türkei, Geol. Jb. Reihe B, Heft: 3 1 : 1 - 200, Hannover.

Carbonnel, G. and Jiricek, R., 1977, Super zones et datums a Ostracodes dans le Neogene de la Tethys (bassin du Rhone) et de la Paratethys, News. Stratigr. 6 (1): 23 - 29, Berlin.

Coutelle, A. and Yassini, I., 1974, Ostracodes du Mioocene de la vallee de la Soummam. Algerie nord - orientale. Rev. Esp. Micropal., 6 (1) : 85 - 99.

Doruk, N., 1975, Adana ve Antakya Havzaları Neojen ve Kuvaterner ostrakod mikrofaunası ve biyostratigrafisi, Cumhuriyetin 50. yılı Yerbilimleri Kongresi Tebliğleri, s. 143 - 150.

Doruk, N., 1979, Neogene and Quaternary Ostracoda of Adana and Antakya Basins (Turkey), Proceedings of the VII International Symposium on Ostracodes, Beograd, 165 - 172.

Ericson, D., 1940, Report on the geology of Hatay (Turkey), M.T.A. Rap. No: 1118 (Unpublished).

Gökçen, N., 1979, Denizli - Muğla çevresi Neojen istifiinin stratigrafisi ve paleontolojisi, Doçentlik Tezi, Hacettepe üniversitesi, 178 s., Ankara.

Gökçen, N., 1982, Denizli - Muğla çevresi Neojen istifiinin ostrakod biyostratigrafisi, Yerbilimleri Dergisi, 9:111-132, Ankara.

Gökçen, N., 1984, Neomonoceratina helvetica Superzo-

ANTAKYA HAVZASI OSTRAKODLARI

- ne and *Carinocytheris Datumplane* in Neogene sequens of Turkey, *Newsl. Stratigr.* 13 (2), 94 - 103, 2 Tab, Berlin Stuttgart.
- Jiricek, R., 1983, Redefinition of the Oligocene and Neogene ostracod zonation Paratethys. *Knihovnicka Zemniho plynu a nafty* (Nr. 4), 195 - 236/36 Tab., 9 Lev., Hodonin.
- Selçuk, H., 1985, Kızıldağ - Keldağ (Hatay) dolayının jeolojisi ve jeodinamik evrimi, M.T.A. Enst. (Doktora Tezi), 75 - 103, Ankara.
- Sissingh, W., 1972, Late Senozoic Ostracode of the South Aegean Island. *Arc. Bull. Utrecht. Micropaleont.*, 6: 1 - 187.
- Şafak, Ü. ve Gökçen, N., 1991, Planktik Foraminifer Zonlamasma Doğu Akdeniz Provensinden Bir Örnek: Mut Havzası Tersiyer İstifi, T.J.K. Bülteni, Cilt: 34, Sayı: 1, s. 27 - 37, Ankara.
- Şafak, Ü. ve Ünlügenç, U.C., 1993, Kozoluk, Solaklı ve Kevizli (Adana kuzeyi) civarında yüzeyleyen Oligosen - Orta Miyosen yaşlı istiflerin ostrakod faunası ve biyostratigrafisi, *Geosound, Yerbilimleri*, Sayı: 20.
- Tanar, Ü., 1989, Mut Havzası Tersiyer İstifinin stratigrafik ve mikropaleontolojik (ostrakod ve foraminifer) incelemesi, Doktora Tezi, Ç.Ü. Fen Bilimleri Enst., 199 s., 3 Ek, 12 Lev., Adana.
- Toker, V. ve Yıldız, A., 1991, Hatay Yöresi Nannoplankton Biyostratigrafisi, Ahmet Acar Jeoloji Sempozyumu Bildirileri, 199 - 211, Adana.
- Türkunal, S., 1950, Fevzipaşa - İslahiye - Kırıkhan arasındaki Gavur dağları hakkındaki jeolojik not. M.T.A. Rap. No. 2020 (Yayınlanmamış).

TİREBOLU-HARŞİT (GİRESUN) ARASI JURA-KRETASE YAŞLI MAGMATİK KAYAÇLARIN PETROLOJİSİ VE JEOKİMYASI

*Petrology and geochemistry of the Jurassic - Cretaceous
magmatic rocks between Tirebolu - Harşit (Giresun)*

Nezihi KÖPRÜBAŞI

K.T.Ü. Müh. Mim. Fak. Jeoloji Bölümü, Trabzon

ÖZ: İnceleme alanında tabanı Jura - Alt Kretase yaşlı Pontid Alt Bazik Volkanik Karmaşığı oluşturmakta ve Harşit Granitoyidi tarafından kesilmektedir. Bu birim üzerinde Üst Kretase yaşlı Aşağı Harşit Volkanik Karmaşığı gelmektedir. Bu kayaç gurubu birbirinden bağımsız, volkanizma ile başlayıp tortullaşma ile sona eren üç fazdan oluşmaktadır. Yörede en genç volkanikler Neojen yaşlı olivin-ojit bazaltlardır.

Pontid Alt Bazik Volkanik Karmaşığına ait kayaçlar genelde kalkalkalen, fakat daha ziyade toleyite geçiş gösteren ve primitif ark ortamını belirten bir jeokimyasal karakterdedir. Harşit Granitoyidi T - tipinde, peralüminüs, kalkalkalen özelliktedir ve olgunlaşmakta olan bir ada yayı ortamını karakterize eder. Aşağı Harşit Volkanik Karmaşığı'na ait kayaçlar da yitim kökenli ve kalkalkalen özelliktedir.

ABSTRACT: In the investigation area, the basement area formed by Pontid Lower Basic Volcanic Complex of Jurassic - Lower Cretaceous age and is intruded by the Harşit Granitoid. The unit is covered by the Lower Harşit Volcanic Complex of Upper Cretaceous. This rock group comprises three phases independent of one another, beginning with volcanism and ending with sedimentation. The youngest volcanics in the area are the olivine - augite basalts of Neogene age.

The rocks belonging to the Pontid Lower Basic Volcanic Complex are in a geochemical character, which is generally calcalkalen, but rather, showing transition to tholeiite and indicating a primitive arc environment. The Harşit Granitoid has I-type, peraluminus, calcalkalen features and characterize an island arc environment that is getting mature. The rocks belonging to the Lower Harşit Volcanic Complex are also related to the subduction and are calcalkalen in character.

GİRİŞ

İnceleme alanları Giresun ili sınırları içinde Tirebolu - Doğanenli (Harşit) arasında olup, yaklaşık 150 km²'dir (Şekil 1). Bu alan, tipik bir magmatik ark olan ve Karadeniz sahili boyunca uzanan Pontid Jeotektonik Birliği'nin Doğu Pontid volkanik ve metalojenik provenansı içinde yer alır.

Doğu Pontid metalojenik kuşağı, içerdiği litolojik birimlerin ilginçliği, çeşitliliği ve cevher zuhurlarının çokluğu nedeniyle eskiden beri birçok araştırmacıya konu

olmuştur. Acar (1972), Vujanović (1972) yöredeki cevher zuhurlarını ayrıntılı olarak incelemişlerdir. Akın (1974) ve Eğin (1978) Harşit - Köprübaşı metalik cevherleşmesini inceleyen Ph. D. tezleri hazırlamışlardır. Gedikoğlu (1978) Harşit Granitoyidi ve çevre kayaçlarını ayrıntılı olarak inceleyen bir çalışma yapmıştır. Aslaner ve diğ., (1982) çalışmalarında Harşit Vadisi'ndeki Üst Kretase yaşlı mineralizasyonları incelemişler ve bunların jenezleri hakkında önemli bulgular elde etmişlerdir.

GENEL JEOLJİ

inceleme alanında en yaşlı birim, ilk defa Zankl (1959) tarafından Alt Bazik Seri olarak adlandırılan sipilitik bazalt, andezit, dasitik kayaç ve mermerlerden oluşan Pontid Alt Bazik Volkanik Karmaşığadır. Jura - Alt Kretase yaşlı olan bu birimdeki bazaltlar aşırı derecede sipilitleşmişler, andezitler ise yer yer keratofirleşmişlerdir. Birim içeriğinde bulunan mermerler masif bir görünüme sahiptirler.

Pontid Alt Bazik Volkanik Karmaşığı Harşit Granitoyidi tarafından kesilmiştir (Şekil 2). ilk defa Schultze - Westrum (1959) tarafından Harşit Graniti olarak adlandırılan birim daha sonraları Gedikoğlu (1978) tarafından Harşit Granit Karmaşığı olarak adlandırılmıştır, inceleme alanında bulunan granitoyitik kayaçlar tek bir isim altında toplanamayacak ve kesin sınırlan jeoloji haritasına işlenemeyecek kadar çok değişimler gösterir. Bunlar granit, alkali granit, alkali

feldispat granit, granodiyorit, kuvarşlı diyorit ve diyorit gibi kayaçlardır. Bu çeşitliliğin nedeni büyük bir olasılıkla aynı magma odasından türemiş birbiri ardına gelen magma akıntılarının katılması olayıdır.

Granitoyid sokulumu ve mermer dokanağma bağlı olarak gelişen skarnlar kalınlıkları bazan 150 - 200 m'yi bulan bir zon oluşturlar.

Yörede yoğun bir şekilde kendini gösteren Üst Kretase volkanizmasına ait kayaçlar Aşağı Harşit Volkanik Karmaşığı olarak adlandırılmıştır (Şekil 3). Birbirini izleyen üç ayrı fazla gelişen birim, çok genel anlamda büyük bir volkanotortul istif görünümündedir (Şekil 4).

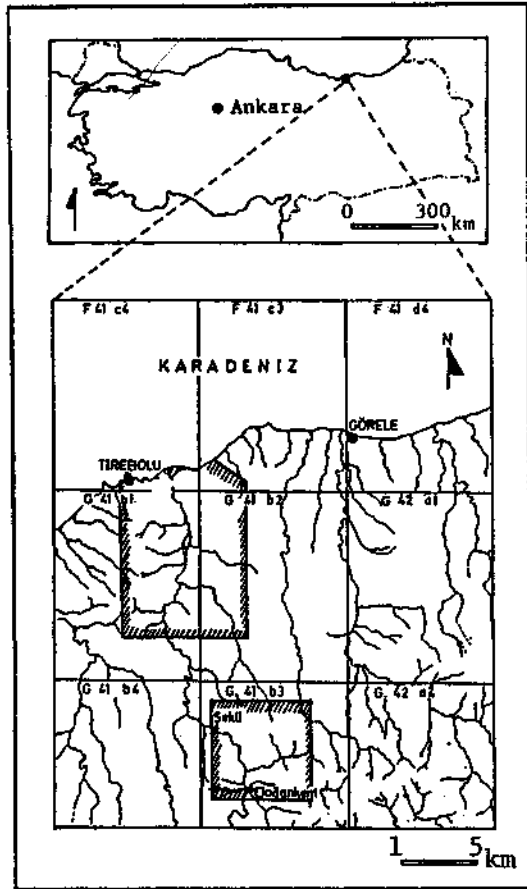
Birinci volkanik faz mineralize dasit ve tüflerle başlar. Volkanik etkinliğin durduğu dönemlerde çökelen pelitik tortul kayaçlarla (pt₁) son bulur. Bu fazın en önemli özelliği çalışma alanı ve yakın yöresinde bulunan büyük küçük birçok maden zuhurunu içinde bulundurmasıdır.

ikinci volkanik faz bazik bir volkanizma ile başlar. Kalınlıkları bazan 200 m'yi bulan hipersten-ojit bazalt lavlar ve aglomeratik görünümlü piroklastikler bu fazın tabanını oluşturlar. Daha sonra volkanizmanın asitik bir karakter kazandığı söylenebilir. Asitik volkanizmanın ürünleri olarak iri korrode kuvarşlı porfiri dasit ve biyotitli dasitleri görmek mümkündür. Volkanizmanın duraksadığı dönemlerde yine pelitik tortul kayaçlar (pt₂) çökeliş ve faz sona ermiştir.

Üçüncü volkanik faz Üst Kretase'nin en üst kısmını oluşturur. Oldukça kaim bir dasitik tuf birimi ile başlar ve son bulur, inceleme alanında tüflere ait lavların bulunmaması bu volkanizmaya ait merkezin çalışma alanı dışında olabileceğini düşündürmüştür.

inceleme alanındaki en genç volkanik kayaçları Neojen yaşlı olivin - ojit bazaltlar oluşturmaktadır. Ojit kristallerinin çıplak gözle rahatlıkla görülebildiği bu kayaçlar diğer bazaltik kayaçlardan daha az altere olmuşlardır. Birim Senoniyen ve Üst Kretase yaşlı birimleri kesmiş ve onları uyumsuz olarak örtmüştür.

Yöredeki en genç oluşuklar taraçalar ve alüvyonlardır.

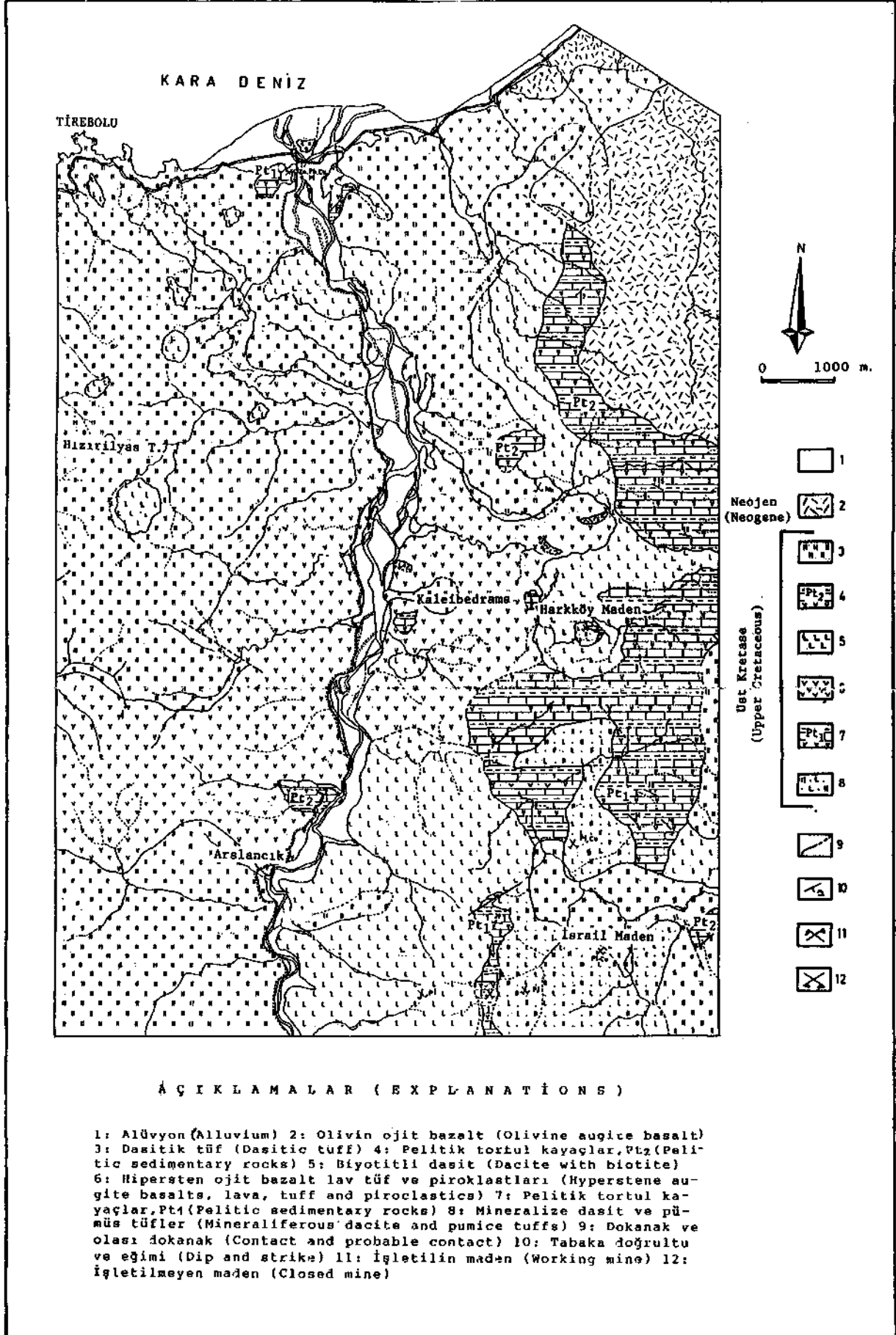


Şekil 1. Yer bulduru haritası.

Figure I. Location map.

PETROKİMYA

Bölgede üç ana evrede oluşan magmatik



Şekil 2. Tirebolu bölgesinin jeoloji haritası.

Figure 2. Geological map of the Tirebolu region.

Çizelge 1. Alt Bazik Volkanik Karmaşığı'na ait bazaltların ana ve bazı iz element içerikleriyle CDPW normları.

Table 1. Major and some trace elements content and CIPW norms for the basalts of the Lower Basic Volcanic Complex.

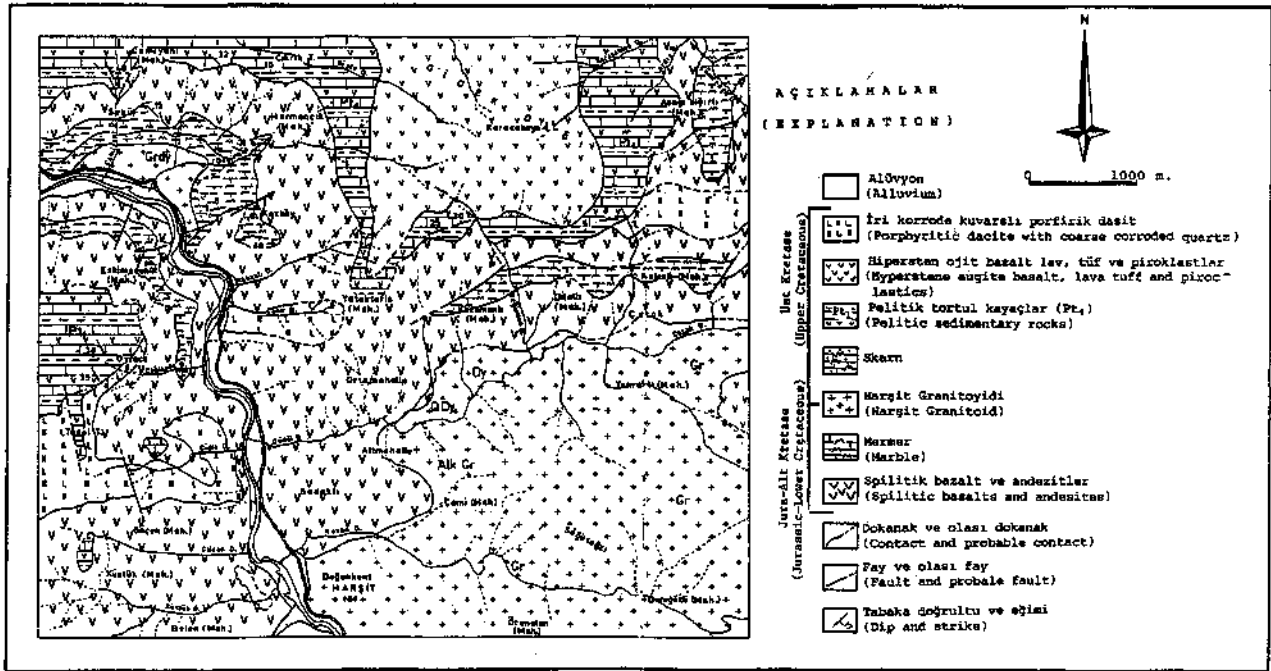
kayaçların evrimini ve tektonik yerleşimini incelemek amacıyla ayrıntılı bir şekilde petrokimya çalışması yapılmıştır. Çalışmalar sırasında analizlerin tümü K.T.Ü. Jeoloji Bölümü Jeokimya Laboratuvarında yapılmıştır.

Pontid Alt Bazik Volkanik Karmaşığının Jeokimyası

Birime ait kaylaçların analizleri Çizelge 1'de sunulmuştur. Bu analiz sonuçları çeşitli diyagramlara uyarlanmış ve sonuçları irdelenmiştir.

Volkanitlerin kimyasal analizlerinden alkali ($N&f + K_2O$) ve SiO_2 kapsamı kullanılarak yapılan diyagramda Irvine ve Baragar (1971), Macdonald ve Katsura (1964) ve Kuno (1960) ayırma hatları kullanıldığında, bunların çoğunun subalkalen (kalkalkalen

	527	529	563	506	810	558	560	559	561	537
SiO_2	48.40	49.56	50.85	55.56	56.26	59.78	60.45	65.45	66.35	69.50
TiO_2	0.44	1.10	0.88	0.46	0.70	0.50	0.57	0.50	0.55	0.35
Al_2O_3	17.57	18.75	19.72	17.60	17.20	17.60	17.50	14.25	16.30	15.00
Fe_2O_3	2.57	1.22	1.23	1.50	1.44	1.18	1.33	0.91	0.74	0.91
FeO	12.82	6.85	6.11	7.47	5.67	5.85	6.60	4.55	3.65	4.50
MnO	0.12	0.26	0.24	0.11	0.16	0.19	0.06	-0.19	0.69	0.07
MgO	5.32	6.95	5.79	3.14	4.14	2.98	3.31	2.48	2.65	1.15
CaO	4.85	10.60	3.69	9.20	4.65	4.31	3.80	6.29	2.87	4.82
Mg_2O	2.07	3.11	4.84	2.30	4.29	3.75	4.01	1.31	3.94	5.12
K_2O	3.36	0.34	3.83	0.83	0.67	0.36	3.00	7.42	3.43	0.69
P_2O_5	0.20	0.24	0.17	0.12	0.40	0.18	0.26	0.35	0.35	0.43
H_2O	0.45	0.95	0.45	1.50	1.25	1.25	0.50	1.20	0.40	1.20
TOPLAM	98.87	99.15	97.80	100.53	98.72	97.91	101.47	102.00	101.17	104.82
Rb	34	5	5	10	15	9	58	40	74	14
Sr	67	221	169	175	184	307	118	115	143	238
Y	84	211	374	147	437	156	180	238	105	121
Zr	9	11	9	9	11	10	13	15	15	11
Nb	—	8	—	—	—	6	—	—	—	—
Ba	418	418	61	682	473	168	352	509	537	409
Ce	82	51	33	90	—	19	20	63	30	82
Cu	95	28	34	33	32	33	32	30	37	36
Pb	15	30	10	20	35	35	25	40	35	105
Zn	108	108	96	60	144	120	60	84	96	96
Q	—	—	—	0.79	11.81	19.32	8.51	37.36	18.57	22.62
Or	19.85	2.00	22.62	4.90	3.95	2.12	17.72	14.29	28.26	4.07
Ab	17.50	26.30	28.22	24.52	36.28	31.54	33.91	13.08	33.32	43.30
As	22.75	16.20	17.19	32.55	28.50	28.20	17.54	25.45	11.95	16.13
Ms	—	—	5.82	—	—	—	—	—	—	—
C	2.19	—	1.32	—	1.90	3.67	1.20	—	1.72	—
Di	—	12.01	—	10.35	—	—	—	11.24	—	4.16
Hy	30.94	23.76	—	14.23	18.91	16.71	14.43	7.72	11.94	10.34
Ol	11.47	7.00	17.20	—	—	—	—	—	—	—
Mc	3.72	1.76	1.70	2.17	1.65	1.71	1.92	1.31	1.07	1.31
Pl	0.83	2.24	1.67	1.25	1.32	0.95	1.08	0.95	1.04	0.66
Ap	0.47	0.56	0.40	0.28	0.94	0.42	0.61	0.43	0.83	1.02



Şekil 3. Harşit (Giresun) bölgesinin jeoloji haritası.

Figure 3. Geological map of the Harşit (Giresun) region.

TİREBOLU - HARŞİT MAĞMATÖC KAYAÇLARI

+ toleyitik), bir kısmının da özellikle sipilitleşmeden dolayı kalkalkalen sınırına çok yakın alkalen ve alkalen özellikte oldukları görülmüştür (Şekil 5).

AFM diyagramında (Kuno, 1968) çeşitli magma tiplerinin farklılaşma gidişleri verilmiştir. Bunlardan toleyitik magmalar farklılaşmanın orta evrelerinde aşın demir zenginleşmesi göstermektedir. Kalkalkalen serilerde ise bu durum, alkalilik arttıkça demirin azalması şeklinde görülmektedir. Pontid Alt Bazik Volkanik Karmaşığı örnekleri AFM diyagramına uyarlandığında (Kuno, 1968) örneklerin kalkalkalen trendini verdikleri görülmektedir (Şekil 6).

Çalışma alanındaki volkanik kayaçların FeO ve SiO_2 içerikleri kullanılarak Peccerillo ve Taylor (1976)

diyagramına göre adlandırılmaları yapılmıştır (Şekil 7). Bu diyagramda bunların genellikle toleyitik ve kalkalkalen (bir kısmı yüksek potasyumlu) özellikte oldukları saptanmıştır.

Volkanik kayaçları kimyasal yönden daha da ayrıntılı olarak adlandırmak için Zanettin (1984) diyagramındaki yerleri araştırılmış (Şekil 8), örneklerin bazalt, andezit, dasit, bazaltik andezit, traki bazalt ve fenotefrit alanında yer aldıkları görülmüştür.

Harşit Granitoidi'nin Jeokimyası

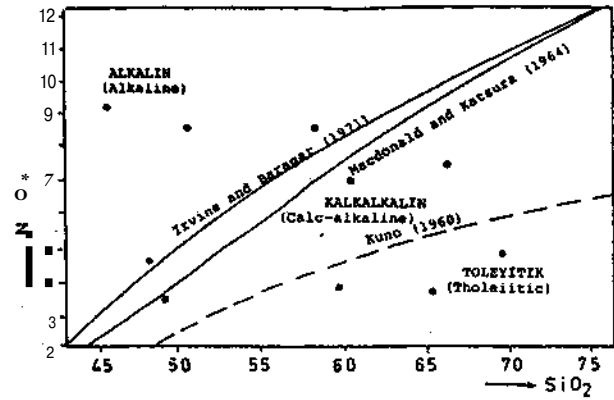
Tanımlama

Strecker (1976), Chappel ve White (1974)'a göre mineralojik, petrografik ve petrokimyasal

SİSTEM-SERİ (System-Series)	LİTOSTRATİGRAFİ BİRİMLERİ (Lithostratigraphic Units)	KALINLIK (m) (Thickness)	KAYA TÜRÜ (Lithology)	AÇIKLAMA (Explanation)	
U.S.T. K. N.F.T.A.S. Z (Upper Cretaceous)	ASAGI HARŞİT VOLKANİK KARMASIŞIĞI (Lower Harşit Volcanic Complex)	III. NO. BİRİM (III. No. Unit)	200	Alüvyon ve eski yeni taraçalar (Alluvium and older young terr.) Olivin ojit bazalt (Olivine augite basalt)	
			150	Dasitik tüf ve piroklastikler (Dasitic tuff and pyroclastics)	
		II. NO. BİRİM (II. No. Unit)	25	Pelitik tortul kayaçlar (Pt) (Pelitic sedimentary rocks)	
			150	Biyotitli dasit (Dacite with biotite)	
		I. NO. BİRİM (I. No. Unit)	200	İri, korrode kuvarslı porfirik dasit (Porphyritic dacite with coarse corroded quartz)	
			150	Hipersten ojit bazalt tüf ve piroklastikler (Hyperstene augite basalt tuff pyroclastics)	
		I. NO. BİRİM (I. No. Unit)	25	pelitik tortul kayaçlar (Pt) (Pelitic sedimentary rocks)	
			150	Mineralize dasit sünger tüfler (Mineraliferous dacite and pumice tuffs)	
		I. NO. BİRİM (I. No. Unit)	> 1400		Splilitik bazalt, andezit, dasitik kye (Splilitic basalt, andesite, dasitic rocks)
					Marmer (marble) Granit, alk. granit, granodiyorit diyorit, kuvarslı diyorit (Granite, alk. granite, granodiorite, diorite, quartz diorite)

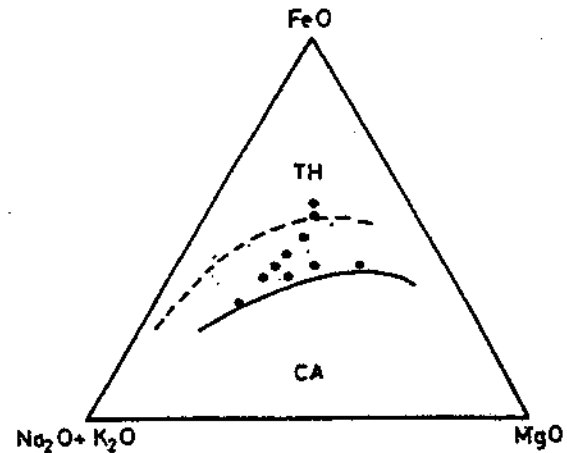
Şekil 4. Tirebolu - Harşit (Giresun) dolayının genelleştirilmiş dikme kesiti.

Figure 4. Generalized columnar section of the Tirebolu - Harşit (Giresun) region.



Şekil 5. Bazik volkanitlerin alkali - silis içeriklerine göre sınıflandırılması.

Figure 5. Classification of the basic volcanics according to their alkali - silica content.



Şekil 6. Bazik volkanitlerin Kuno (1968) diyagramı

Figure 6. Kuno (1968) diagram of the basic volcanics

TİREBOLU - HARŞİT MAĞMATİK KAYAÇLARI

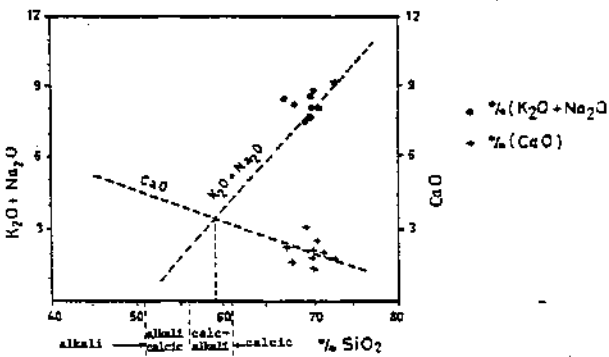
kökenlidir ve yitim süresince oluşmaktadır. S - tipi olarak sınıflandırılmalarda ise, kabuk köken kendini belli etmekte ve genellikle bunların oluşumları yitimin son evresine veya çarpışma başlangıcına rastgelmektedir. Az da olsa bir kısım granitler (A - tipi) plaka içi veya yay gerisi ortamlarda oluşmakta ve belirgin kimyasal karakterleriyle diğer tip granitlerden ayrılmaktadır.

Harşit Granitoyidi'ne ait kayaçların ana ve iz element analizleri ve CDPW normları Çizelge 3'de sunulmuştur. Analiz sonuçları çeşitli diyagramlara uyarlanmış ve irdelenmiştir.

Ana Oksit Özellikleri

Ana element içeriklerinden SiO_2 , Al_2O_3 , CaO , K_2O ve Na_2O arasındaki ilgiler granitoidlerin sınıflamalarında önemli rol oynarlar. Özellikle alkali - kalsiyum ilgisi günümüz literatüründe de halen önemle kullanılmaktadır. Bu amaçla inceleme alanındaki granitoid örnekleri Şekil 9'da Peacock (1931) diyagramında değerlendirilmiştir.

Aşın aynılaşmadan dolayı örnekler için $(\text{K}^{\circ} + \text{Na}_2\text{O})$ ve CaO değerleri, birbirinden çok uzak kümelenmeler şeklinde görülmektedir. Enterpolasyon yoluyla bu kümelenmelere ait çizilen olası trendlerin kesim noktası yatay eksene iz düşürüldüğünde örneklerin alkali - kalsiyum indeksinin "kalkalkali" alana düşebileceğini göstermektedir.



Şekil 9. Granitoid örneklerinin Peacock (1931) diyagramında dağılımı

Figure 9. Plots of the samples of granitoid on the Peacock (1931) diagram.

Çizelge 3. Harşit Granitoyidi'nin ana ve bazı iz element, içerikleriyle CIPW normları.

Table 3. Major and some trace element content and CIPW norms for the Harşit Granitoid.

	552	543	798	807	509	542	811	809	544
SiO_2	67.50	67.93	69.19	69.94	70.45	70.50	70.93	71.39	71.00
TiO_2	0.29	0.31	0.28	0.35	0.34	0.34	0.30	0.28	0.34
Al_2O_3	17.40	17.14	15.85	14.99	15.65	15.80	14.52	13.60	14.66
Fe_2O_3	0.92	0.84	1.01	0.99	0.94	0.86	0.92	0.85	0.82
FeO	1.30	1.25	1.52	1.50	1.40	1.30	1.39	1.28	1.23
MnO	0.04	0.03	0.05	0.02	0.03	0.04	0.00	0.04	0.03
MgO	1.24	1.24	0.99	1.32	1.15	1.15	0.66	1.24	1.15
CaO	2.42	1.94	3.16	1.90	1.59	1.63	2.13	2.05	1.63
Na_2O	2.83	3.25	2.70	2.56	2.76	3.32	2.76	2.76	3.18
K_2O	5.90	5.09	4.75	5.14	5.35	5.19	6.43	5.33	5.98
P_2O_5	0.25	0.32	0.28	0.20	0.20	0.20	0.25	0.30	0.22
H_2O	1.20	1.36	0.60	1.40	1.40	0.50	1.60	0.50	0.40
TOPLAM	100.65	100.641	100.30	100.22	101.26	100.03	101.57	95.52	102.64
Rb	135	154	125	139	149	157	150	143	154
Sr	170	149	190	157	145	152	140	172	154
Zr	165	168	165	174	180	174	159	171	162
Y	23	25	20	22	23	25	22	21	24
Nb	10	8	4	4	9	8	9	5	8
Ba	4489	1539	1265	1600	1210	1332	1280	1510	336
Ce	141	44	116	15	59	44	30	39	44
Co	28	28	27	30	26	30	36	37	28
Pb	133	100	53	40	51	67	44	36	62
Su	280	90	56	84	62	84	84	56	70
Q	23.99	23.94	26.91	29.20	28.79	26.16	26.31	29.17	26.56
Or	12.49	30.07	20.06	30.36	31.60	30.66	35.62	30.29	35.13
Ab	21.93	27.40	22.83	21.65	23.34	20.07	23.34	23.34	26.09
An	8.38	7.53	14.36	8.11	6.59	6.77	8.93	8.21	6.64
Ne	—	—	—	—	—	—	—	—	—
C	3.72	3.52	1.00	2.52	2.90	2.23	1.18	0.39	0.32
Di	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Hf	4.05	4.23	4.05	4.68	4.15	4.05	3.00	4.34	3.93
Ol	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Nt	1.33	1.21	1.46	1.43	1.36	1.24	1.33	1.23	1.10
Tl	0.55	0.56	0.53	0.66	0.64	0.64	0.57	0.53	0.64
Hu	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Ap	5.93	0.75	0.47	0.47	0.47	0.47	0.59	0.71	0.52

Çizelge 4. Harşit Granitoyidi'ne ait örneklerin alümina doygunluğuna göre sınıflandırılması.

Table 4. Classification according to alumina saturation of the samples of Harşit Granitoid.

örnek No	Al_2O_3	$\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$	CaO	Alümina Doygunluğu
509	15.65	8.11	1.59	Peralüminus
542	15.80	8.51	1.63	Peralüminus
543	17.14	8.34	1.94	Peralüminus
544	14.66	9.16	1.63	Peralüminus
552	17.40	8.33	2.02	Peralüminus
798	15.85	7.45	3.16	Peralüminus
807	14.90	7.70	1.90	Peralüminus
809	13.60	7.99	2.05	Peralüminus
811	14.52	8.79	2.13	Peralüminus

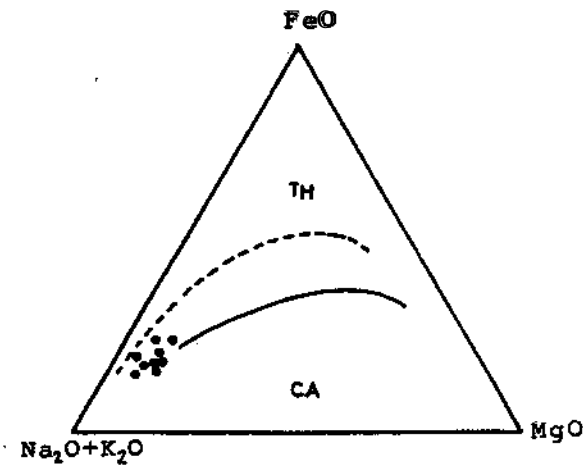
Aynı örneklerinin alümina doygunlukları Çizelge 4'de özetlenmiştir. Bu tabloda bütün örneklerin alüminyum doygunluğu açısından peralüminus oldukları görülmektedir.

Aynı örnekler AFM (Kuno, 1968), diyagramına uyarlandığında tümünün toleyit - kalkalkalen trendi arasında toplandıkları görülmektedir. Göze çarpan diğer bir önemli özellik de, aynılaşmadan dolayı örneklerin tamamının A ($1^{+0} + Na_2O$) uç noktasına yakın bir alanda kümelenmiş olmasıdır. Bu da, granitoyitik kütle içinde bazik ve ortaç kayaçların çok az yada hiç bulunmayışı nedeniyle (Şekil 10).

1 z Element Kimyası

Granit kökenini bulmakta, K, Rb, Th, U gibi hafif nadir toprak elementleri (LREE), (La, Ca) gibi büyük iyonlu litofiller (BİL) ve ayrıca Nb, Ta, Hf, Y gibi kalıcılığı yüksek (HSF) elementlerin çoklukları ve birbirine oranları önem kazanmıştır (Brown ve diğ., 1984).

Harşit Granitoyidi'nin kökenini açığa çıkarmak amacıyla laboratuvar olanaklarının elverdiği ölçüde Rb, Sr, Zr, Y, Ba, Nb, Ce analizleri yapılmıştır. Bu iz elementler P, K ve Ti ile birlikte kondirite oranlanmış, çıkan değerlerin yönsemesi Şekil 11'de dünyada tipi belirlenmiş diğer granitoyid yönsemesiyle karşılaştırılmış



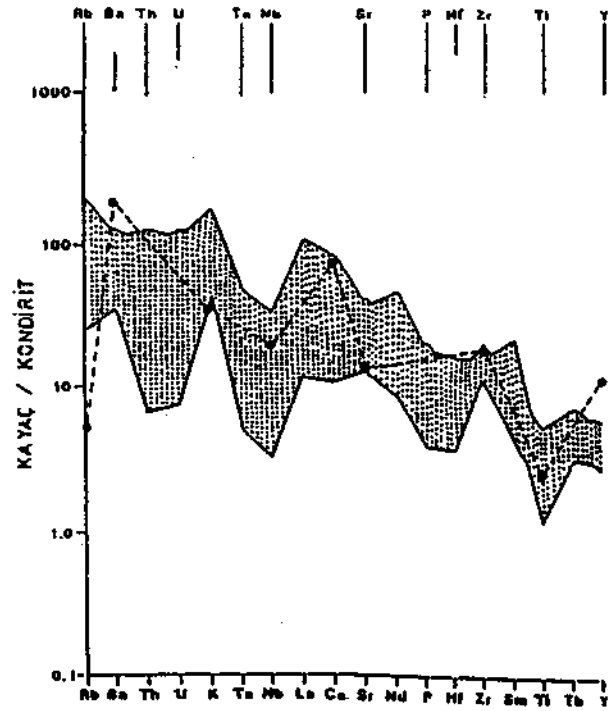
Şekil 10. Granitoyid örneklerinin Kuno (1968) diyagramında dağılımı.

Figure 10. Plots of the samples granitoid on the Kuno (1968) diagram.

ve örneklerin genç - normal yayların temsil edildiği alana düştükleri görülmüştür.

Aykol ve Tokel (1991), Doğu Pontidlerdeki çeşitli granitoyid örneklerini SiO_2 - Rb diyagramına (Pearce ve diğ., 1984) uyarlamışlar ve hepsinin volkanik yay alanında toplandıklarını görmüşlerdir. Harşit Granitoyidi'ne ait örneklerin de bu alana düştükleri görülmektedir (Şekil 12).

Özellikle yitim jenezinde ayıtman olan HFS elementlerinden Nb'un Y'a karşı değişimi ve uyumsuz bir LIL olan Rb'un uyumlu HFS elementlerinden Y + Nb'nin toplamına karşı değişimi Pearce ve diğ., (1984)



Şekil 11. Harşit Granitoyidi'ne ait (SiO_2 : % 67 - 73, n : 9) iz elementlerin kondirite göre normalleştirilmiş dağılımı (Brown ve diğ., 1984). Normalleştirilmiş değerler Wedephol (1975)'den alınmıştır. Noktalı alan genç ve normal yayların aralığını göstermektedir.

Figure 11. Chondrite - normalized trace elements pattern for Harşit Granitoid (Brown and others, 1984). SiO_2 : % 67 - 73, n : 9. Normalizing values from Wedephol, (1975). Stippled area represents the range of primitive and normal arcs.

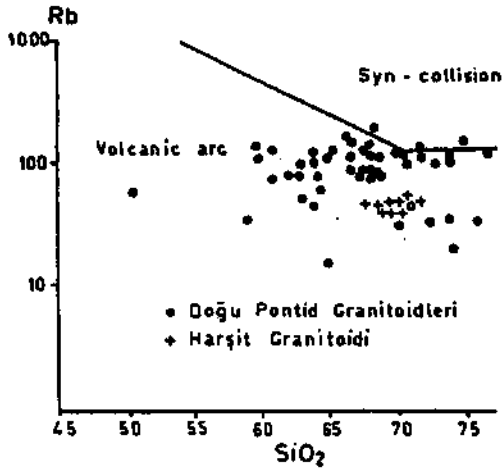
TİREBOLU - HARŞİT MAĞMATİK KAYAÇLARI

tarafından irdelenmiş ve diyagram şeklinde verilmiştir. Her iki diyagramda da Harşit Granitoyidi örnekleri net bir şekilde volkanik yay alanında yer almışlardır (Şekil 13a-b).

Volkanik yay granitoyidi olduğu diğer diyagramlarla belirlenen Harşit Granitoyidi, jeotektonik ortamların belirlenmesinde ayırtman olan Rb/Zr - Nb ve Rb/Zr - Y diyagramına uyarlandığında yay olgunlaşmasını işaret eden alanda toplandıkları görülmektedir (Şekil 14).

Aşağı Harşit Volkanik Karmaşığının Jeokimyası

Bu kısımda Üst Kretase yaşlı asitik kayaçların jeokimyasal özellikleri incelenmiştir. Karmaşığa ait örneklerin kimyasal analizleri ve CIPW normları Çizelge 5'de sunulmuştur. Aşağı Harşit Volkanik Karmaşığı örnekleri Pearce ve diğ., (1984) tarafından önerilen Nb-Y ve Rb - Y + Nb diyagramlarına uyar-

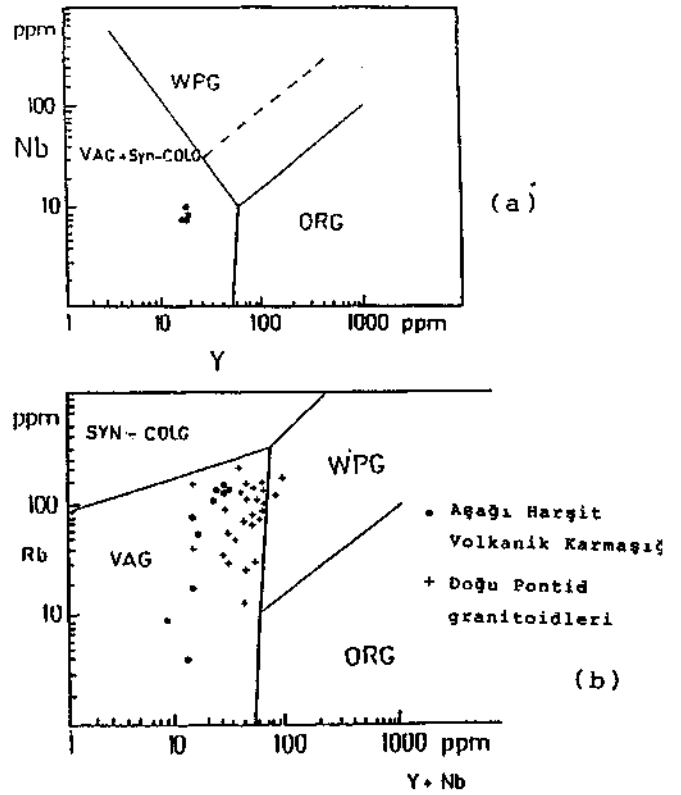


Şekil 12. Pearce ve diğ. (1984) tarafından önerilen Rb - SiO₂ ayırtman diyagramında Harşit Granitoyidi ve Doğu Pontid granitoidlerine ait değerlerin dağılımı. Doğu Pontid granitoid değerleri Aykol ve Tokel (1991)'den alınmıştır.

Figure 12. Rb - SiO₂ discriminant plots for the granitoids of Harşit and eastern Pontid showing tectonic classification suggested by Pearce et al. (1984). Eastern Pontid granitoid values from Aykol and Tokel (1991).

landığında birimin volkanik yay alanına düştüğü görülmektedir (Şekil 15 a - b).

Akyol ve Tokel (1991)'in çalışmalarından alınan Üst Kretase yaşlı Pontid granitoidlerine ait değerler Aşağı Harşit Volkanik Karmaşığı örnekleri ile aynı diyagramda irdelenmiş ve Şekil 15 (b) de görüldüğü gibi her iki kayaç gurubunun da volkanik yay alanında toplandıkları görülmüştür.



Şekil 13, Granitoid örneklerinin Nb - Y (a) ve Rb - (Nb + Y) (b) ayırtman diyagramlarında dağılımları (Pearce ve diğ., 1984). WPG: Plaka ortası granitoidleri, ORG: Okyanus sırtı granitoidleri, Syn. COLG: Çarpışma granitoidleri, VAG: Volkanik yay granitoidleri.

Figure 13. Distributions of the samples of granitoid on Nb - Y (a) and Rb - (Nb + Y) (b) discriminant diagrams (Pearce et al., 1984). WPG: Within plate granitoids, ORG: Ocean ridge granitoids, Syn. COLG: Collision granitoids, VAG: Volcanic arc granitoids:

Çizelge 5, Aşağı Harşit Volkanik Karmaşığı'na ait datitlerin ana ve bazı iz element içerikleriyle CIPW normlan.

Table 5. Major and some trace elements content and CIPW norms for the dacites of the Lower Harşit Volcanic Complex.

	13	41	17	14	326	33	332	32	312	351
SiO ₂	60.16	69.00	71.27	71.57	73.32	74.69	75.67	76.11	76.15	81.20
TiO ₂	0.13	0.14	0.40	0.34	—	0.20	0.15	0.19	0.20	0.27
Al ₂ O ₃	16.40	15.12	10.80	15.49	17.57	11.65	17.87	12.32	15.25	12.67
Fe ₂ O ₃	1.50	0.48	1.79	1.43	0.68	0.67	0.96	0.66	0.69	1.74
FeO	0.77	0.73	2.70	2.16	1.03	1.01	1.44	1.02	1.04	2.63
MnO	0.42	0.07	0.08	0.03	0.01	0.04	0.10	0.04	0.01	0.08
MgO	2.73	3.56	2.65	2.89	0.66	0.74	0.88	1.07	1.07	1.32
CaO	0.30	0.07	1.24	2.82	0.76	0.64	0.11	0.72	0.11	0.11
Na ₂ O	2.62	2.76	1.79	1.59	3.11	2.89	0.33	2.90	1.45	0.89
K ₂ O	7.02	10.00	4.75	2.66	1.55	6.25	0.23	7.94	5.74	0.37
P ₂ O ₅	0.43	0.40	0.35	0.22	0.20	0.63	0.21	0.57	0.35	0.26
H ₂ O	0.83	0.20	1.20	0.40	0.19	0.55	1.44	0.65	0.55	1.00
TOPLAM	101.05	102.53	99.10	101.60	98.99	99.86	98.35	100.21	102.61	102.54
Hb	162	171	99	79	19	155	4	157	55	30
Sr	32	15	75	143	544	79	74	67	261	646
Zr	161	115	115	106	170	101	139	123	182	153
Y	26	22	25	14	13	25	12	25	16	10
Nb	9	8	—	—	—	10	—	0	—	—
Ba	1066	1134	761	691	28161	1414	243	1234	1048	520
Ce	189	97	47	276	84	244	59	142	92	50
Cu	31	27	31	31	50	40	42	57	42	74
Pb	44	55	26	35	72	47	51	59	50	52
Zn	50	70	101	84	98	101	84	84	56	58
Q	22.07	9.64	35.78	41.30	06.65	53.58	73.57	20.07	44.44	71.73
Or	41.74	59.48	20.06	15.72	9.15	37.51	1.18	66.91	33.91	2.18
Nb	22.15	22.10	15.13	13.44	26.30	22.75	1.89	19.16	12.16	7.52
Na	—	—	3.86	12.35	2.46	—	—	—	—	—
Ca	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
C	0.82	—	1.29	5.39	9.47	0.69	11.74	—	7.29	11.28
Di	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Hf	7.52	10.41	9.43	9.47	2.39	2.84	1.90	4.29	3.69	6.38
Cl	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Hl	0.72	0.14	2.59	2.07	0.90	0.97	1.39	—	1.00	2.52
Tl	0.36	0.26	0.91	0.64	—	0.38	0.20	0.36	0.38	0.51
Na	—	0.65	—	—	—	—	—	—	—	—
Ap	1.42	0.94	0.83	0.52	0.47	1.49	0.49	1.35	0.83	0.61

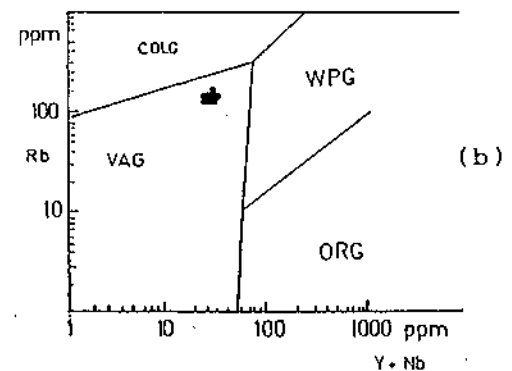
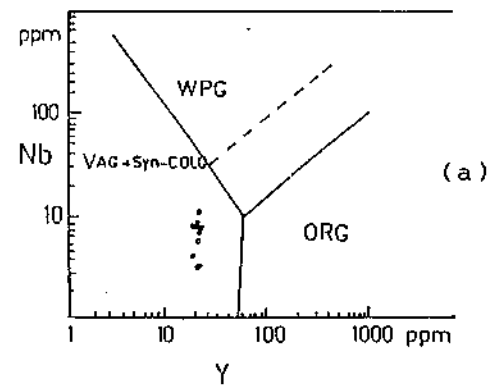
Şekil 14. Senozoik ve Mesozoik yaylarındaki grani- toyidlerin Rb/Zr göre Nb ve Y değerlerinin dağılımı (Brown ve diğ., 1984).

Figure 14. Rb / Zr against Nb and Y plots for the grani- toids in the Senozoic and Mesozoic arcs (Brown et al., 1984).

SONUÇLAR

Doğankent (Harşit) - Tirebolu yöresinin stratigra- fisi ve magmatik evrimine yönelik bu çalışma sonunda elde edilen veriler aşağıda özetlenmiştir.

İnceleme alanının en yaşlı birimini oluşturan ve daha önceki araştırmacılar tarafından (Zankl, 1962) Alt Bazik Seri olarak adlandırılan birim için Pontid Alt



Şekil 15. Aşağı Harşit Volkanik Karmaşığı örneklerinin Nb - Y (a) ve Rb - (Y + Nb) (b) diyagramlarında dağılımları (Pearce ve diğ., 1984). WPG: Plaka ortası grani- toyidleri, ORG: Okyanus sırtı grani- toyidleri, Syn - COLG: Çarpışma grani- toyidleri, VAG: Volkanik yay grani- toyidleri.

Figure 15. Distributions of the samples of Lower Harşit Volcanic Complex on Nb - Y (a) and Rb - (Y + Nb) (b) discriminant diagrams (Pearce et al., 1984). WPG: Within plate granitoids, ORG: Ocean ridge granitoids, Syn - COLG: Collision granitoids, VAG: Volcanic arc granitoids.

TİREBOLU - HARŞİT MAĞMATİK KAYAÇLARI

Bazik Volkanik Karmaşığı ismi önerilmiştir. Bu birim içinde bulunan bazaltların kalkalkalen - toleyit karakterli oldukları tesbit edilmiştir.

Pontid Alt Bazik Volkanik Karmaşığı'nı kesen Harşit Granitoidi'nin yapılan incelemeler sonucu normal bir yitim ortamında oluşmuş kalkalkalen ve peralüminus karakterli bir volkanik ark granitoidi olduğu ortaya çıkmıştır. Bu kayalar Doğu Pontidlerdeki Kretase Yaşlı diğer granitoidlerle benzer petrokimyasal karakterdedir (Şekil 12).

Çalışma alanında bulunan Üst Kretase yaşlı asit volkanikler ve tortul kayalar çok geniş anlamda bir volkanotortul istif görünümündedir. İnceleme sonunda bu birimler volkanizma ile başlayan ve tortullaşma ile son bulan üç ayrı faza ayrılmış ve tamamına Aşağı Harşit Volkanik Karmaşığı ismi verilmiştir. Aşağı Harşit Volkanik Karmaşığı'nı oluşturan felsik volkanitlerin jeokimyası, Pontid'lerde ayrıntılı çalışılmış aynı yaştaki granitoid kayalarla karşılaştırıldığında benzer jeokimyasal karakterlerin ortaya çıktığı görülmüştür (Şekil 15 - b). Büyük bir olasılıkla bu volkanitleri, Üst Kretase boyunca Pontid'lerde oluşmuş yitim kökenli kalkalkalen magmatizmanın bir parçasıdır ve bu magmatizmayla oluşmuş granitoid batolitleriyle jenetik ilişkilidir.

KATKI BELİRTME

Çalışmalarım sırasında bana yardımcı olan değerli hocam Sayın Prof. Dr. Selçuk Tokefe teşekkürü borç bilirim.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Acar, E., 1972, Giresun - Tirebolu - Harşit - Köprübaşı Kurşun, Çinko, Bakır Madenin Jeolojik Araştırma ve Ön Rezerv Etüd Raporu, M.T.A. Rap. No: 1354 (yayınlanmamış), Ankara.
- Akın, H., 1974, Die Buntmetall - Komplexerzlagertätte Harşit - Köprübaşı, Provinz, Giresun / Türkei. Doktora Tezi, Technischen Universität, Berlin.
- Aslaner, M., Gedikoğlu A., Tülümen, E., 1982, Harşit Polimetallik Mineralizasyonlarının Ayrıntılı

Araştırılması, Tübitak Matematik - Fiziki ve Biyolojik Bilimler Araştırma Grubu Proje No: TBAG 390,120 s., Ankara.

- Akyol, A. ve Tokel, S., 1991, The Geochemistry and Tectonic Setting of the Demirköy Pluton of the Srednogorie Istranca Granitoid Chain, Nw Turkey, Min. Mag. Vol. 55,249 - 256.
- Brown, G.C., Thorp, R.S., Webb, P.C., 1984, The Geochemical Characteristic of Granitoids in Constrasting Arc Comments on Magma Source, Jour. Geol. Soc., 141,413 - 426.
- Chappel, B.W. ve White, A.J.R., 1974, Two Contrasting Granite Types: Pasific Geol., 8,173 -174.
- Eğin, D., 1978, Polymetallic, Sulphide Ore Deposits and Associated Volcanic Rock from the River Area, N.E. Turkey Ph. D. Thesis, University of Durham.
- Gedikoğlu, A., 1978, Harşit Granit Karmaşığı ve Çevre Kayalar, Doçentlik Tezi, K.T.Ü. Yer Bilimleri Fakültesi, Trabzon.
- Irvine, T.N., ve Baragar, W.R.A., 1971, A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks: Canadian Journal of Earth Sciences, 8, 523 - 548.
- Ishihara, S., 1977, The Magnetite Series and Ilmenite Series Granitic Rocks: Ming. Geol., 27, 293 - 305.
- Kuno, H., 1960, High - alumina basalt: Journal of Petrology, 1,121 -145.
- Kuno, H., 1968, Differentiation of Basalt Magmas, in Hess, H.H. and Poldervaart, A. (edit), Basalts, 2 (interscience), New York, 623 - 688.
- Macdonald, G.A. ve Katsura, J., 1964, Chemical Composition of Hawaiian Lavas: Journal of Petrology, 5,82 -133.
- Peacock, M.A. 1931, Classification of Igneous Rock Series: Jour. Geol., 39,1 - 54.
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W., ve Tindle, A.G., 1984, Trace Elements Discrimination Diagram for the Tectonic Interpretation of Granitic Rock, Journal of Petrology, 25/4,43 - 63.
- Peccerillo, A. ve Taylor, S.R., 1976, Geochemistry of Eocene calcalkaline volcanic rocks from Kastamonu area, Northern Turkey: Contr. Mineral. Petrol., 58,63 - 81.

ORTAKALE (SARIKAMIŞ-KARS) KROMİT ZUHURLARININ ÖZELLİKLERİ VE KÖKENİ

Characteristics and origin of chromite occurrences in Ortakale (Sarıkaş - Kars) region, E - Turkey

Necati TÜYSÜZ

K.T.Ü. Maden Müh. Bölümü, 61080 TRABZON

ÖZ: inceleme alanı melanj özelliğinde olup, bu melanj içinde belli fay hatları boyunca irili ufaklı birçok kromit zuhuru yer alır. Bunlar, genelde 4 - 5 m çapında oldukça yuvarlak masif kütleler şeklindedirler ve 2 - 20 cm kalınlığında dünitik bir zarf ile sarılmışlardır. Buna karşılık Kurtdeği Tepe civarındaki kromitler, 15 - 20 cm kalınlıklarında ve harzburgit bantlarına paraleldirler.

Masif kromitler yüksek tenörlüdür. Bunları çevreleyen gabrolardaki aksesuar kromitler daha fazla Al içermede olup, sözkonusu kromitler arasında Cr/Al oranı dereceli olarak değişmektedir. Ayrıca harzburgitlerde korozyona uğramış idiomorf kromitler gözlenmektedir. Tüm bu veriler, incelenen kromitlerin muhtemelen stratiform kromitlerin oluşumu koşullarında oluştuklarını ve daha sonra çeşitli tektonik olaylar sonucunda bugünkü şekillerini kazandıklarını göstermektedir.

ABSTRACT: A number of chromite occurrences different in size and shape are encountered in Ortakale region. Chromites around Ortakale appear as massive and highly rounded bodies of 4 - 5 m in diameter. They are enveloped by a 2 - 20 cm thick dunitic sheath, whereas those around Kurtdeği Tepe are hosted by harzburgites. The area of interest is a melange and hence, the chromites are more likely aligned along the fault zones.

The massive chromites have higher Cr₂O₃ wt. % and lower Al and Fe^{*3} than the accessory chromites in juxtaposed gabbros. A gradual decrease in Cr/Al ratio occurs between the massive and accessory chromites. In addition, accessory chromites in harzburgites are mostly idiomorphic and are resorbed at varying degrees. These chemical and physical variations in the chromites may be attributed to fracturation which played an important role at the first stage of chromite precipitation. Therefore, it may be concluded that the chromites are formed in an environment similar to stratiform complex, but have passed through a complex history before residing as podiform bodies in their present - day position. The chromites show pull - apart features and are altered along margins and fractures to ferritchromite that is enriched in Cr and Fe and impoverished in Mg and Al compared with the parent grains.

GİRİŞ

inceleme alanı, Doğu Anadolu'da Kars'ın Sarıkamış ilçesinin yaklaşık 30 km güneyinde Ortakale vadisinde yer alır. Ortakale yöresinde 1988 - 1989 yıllarında M.T.A. tarafından yürütülen altın aramaları esnasında irili ufaklı birçok kromit zuhuruna rastlanılmıştır (Musallam, 1989). Bu zuhurlar belli tektonik hatlar boyunca dizilmiş olup, farklı yan kayalarla sarılmışlardır. Bu çalışmada, kromit zuhurlarının bulun-

duğu yörenin ayrıntılı jeoloji haritası yapılmıştır. Zuhurlardan alınan kromit örneklerinden hazırlanan parlak kesitler cevher mikroskopunda incelenmiştir. Ayrıca, bu örneklerin B.G.R. (Almanya) Enstitüsünde mikroprob analizleri yapılmıştır.

Kromit yatakları, cevher kütlelerinin geometriğine ve yan kayaların özelliklerine göre podiform veya stratiform olmak üzere ikiye ayrılırlar (Thayer, 1969; Leblanc ve Temagoult, 1989). Podiform kromit yatak-

lanni içeren kayalar üst mantonun değişik derecelerde kısmi ergimesinden arda kalan kalıntılar olarak tanımlanırlar (Boudier ve Nicolas, 1986; Paktunç, 1990). Podiform kromit yatakları okyanus kabuğu altında, üst manto peridotitlerini kesen mağmatik cepler veya bacalarda krom yığılımları şeklinde oluşmaktadır (Leblanc ve Temagout, 1989; Paktunç, 1990; Üşümezsoy, 1986). Bununla beraber, magmadaki az miktarlarda bulunan kromun büyük yataklar oluşturacak şekilde nasıl konsantre olduğu tartışılan bir konudur. Kısmi ergimeden sonra oluşan sıvı karışmazlığına bağlı olarak Cr'ca zengin ergiyik ve bazaltik magmalar oluşabilmektedir. Bazaltik magmalar ayrılarak ofiyolitlerin kümülüs sekanslarını oluştururken, Cr'ca zengin sıvılar yerinde katılarak podiform kromit yataklarını oluştururlar (Zhou ve Bai, 1992). Bu makalede Ortakale kromit zuhurlarının oluşum şekilleri ve kökenleri tartışılacaktır.

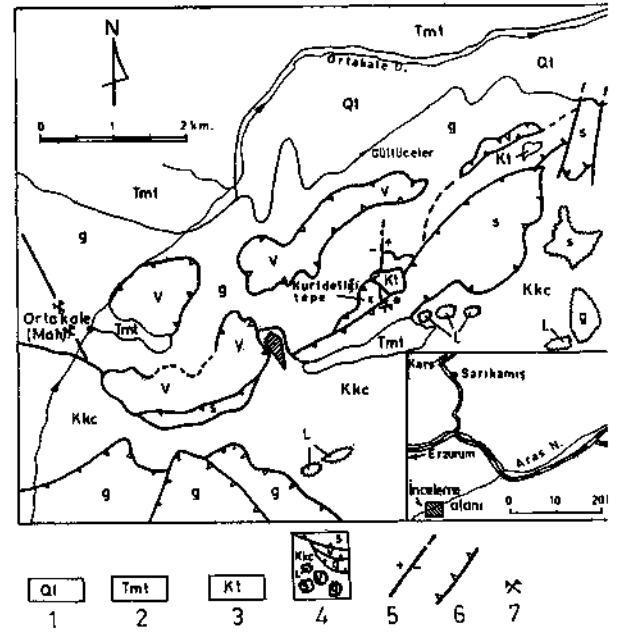
JEOLOJİ

İnceleme alanındaki birimler Kağızman karmaşığı, Kazıkkaya tonaliti, Tuzluca formasyonu ve dere taraçalarından oluşmaktadır (Şekil - 1). Yöredeki en yaygın birim, Üst Kretase yaşlı Kağızman karmaşığıdır. Bu karmaşık, çalışma sahasının kuzeyinde serpantinit, gabro ve bazalttan oluşan eksikli bir ofiyolit dilinimi şeklinde, güneyinde ise serpantinit, harzburjit, gabro, bazalt ve kireçtaşları bloklarının piroklastik ve epiklastik bir matris içinde yer aldığı bir melanj özelliğindedir. Gabrolar en yaygın litolojik birimi oluştururlar. Bazaltlar masif ve yastık lavlar şeklinde görülürler. Serpantinitler, başlıca serpantin mineralleri ve az oranda da manyetit ve kromit içerirler. Harzburjitler genelde şiddetli bir şekilde serpantinleşmiş ancak yer yer küçük bantlar veya mercerler şeklinde korunmuş olup, başlıca bronzit, olivin ve kromitten oluşurlar. Kromitler yaygın olarak kataklastik kırılmalara uğramışlardır. Serpantinitler KD - GB doğrultulu bindirme fayları ile sınırlanmışlardır. Ayrıca bunları kesen K - G doğrultulu ikinci bir fay sistemi de gelişmiştir.

KROMİT ZUHURLARI

Kurtdeliği Tepe'nin yaklaşık 250 m doğusunda izlenen kromitler, yerli kaya içerisinde yaklaşık 15 -

20 cm kalınlığında mercerler veya bantcıkla şeklindedirler. Bu küçük çaptaki zuhurların yanısıra, ik büyük kromit mostrası ise Ortakale'nin yaklaşık 50 - 100 m kadar KB ve GB'smda KB - GD doğrultulu bir fay boyunca yer alır (Şekil 1). Bunlar tamamen masif olup çapları 4 - 5 m civarında değişmektedir. Bunları yanısıra, Ortakale ve Güllüceler arasındaki serpantinitte içinde birçok yerde kromit çakılları da görülmektedir. Ayrıca, Kağızman'ın doğusunda ve güneyinde iri ufaklı genelde 0.5 - 1 m kalınlıkta ve birkaç metre uzun



Şekil 1. İnceleme alanının yerbulduru ve jeoloji haritası [1 - Taraçalar (Kuvaterner), 2 - Tuzluca formasyonu (Oligo - Miyosen), 3 - Kazıkkaya tonaliti, 4 - Kağızman kompleks (Üst Kretase; s - Serpantinit, v - Bazalt, g - Gabro, L - Kireçtaşı, Kkc - Ayrılanmamış melanj), 5 - Normal fay, 6 - Bindirme fayı, 7 - Kromit zuhuru].

Figure 1. Geology and location map of the study area; [1 - Terraces (Quaternary), 2 - Tuzluca formation (Oligocene - Miocene), 3 - Kazıkkaya tonalite, 4 - Kağızman complex (Upper Cretaceous; s - Serpentinite, v - Basalt, g - Gabro, L - Limestone, Kkc - Undifferentiated melange), 5 - Normal fault, 6 - Thrust fault, 7 - Chromite occurrence].

lukta kromit mostraları da bilinmektedir. (Schwarz, 1986). Schwarz'a göre cevherleşme bu mostralarda faylara bağlı izole mercekler şeklindedir Kağızman - Ortakale civarında ana bindirme fayları genelde KD - GB yönlüdürler. Kromit zuhurlarından geçen fay ise KKB - GGD uzanımdadır. Bu korimntler 2 - 3 cm ile 15 - 20 cm lik bir dünit zarfı ile çevrilmiş olup, doğrudan gabrolarla dokanak halindedirler. Kurtdeliği Tepe civarındaki kromitler ise bindirme faylarına az çok paralel olup, harzburjit bantları içindedirler. Ancak, şiddetli serpantileşmeden dolayı harzburjit ve kromitler arasında herhangi bir belirgin yapısal özellik izlenememektedir. Dolayısıyla kromitlerin bu kayaçlar içinde birincil olarak oluşup oluşmadığı tam olarak anlaşılamamaktadır. İncelenen saha daha ziyade bir melanj özelliğinde olduğundan kromitlerin de bu melanj içerisinde belli yönlerde dağılımları söz konusudur. Ancak, Kurtdeliği Tepe civarında yer yer izlenen kümülatlarla kromitler arasında bir ilişkinin varlığı düşünülebilir.

MİNERALOGİK VERİLER

İncelenen masif cevher kütlelerindeki kromitlerin tane boyutları, 0,5 mm den 0,5 cm'ye kadar değişmektedir. Genelde subidyomorfturlar. Özgün tanelerde birbirine yarı paralel üç adet kırık sistemi gelişmiştir. Bunun sonucunda kromitler yer yer breşik yapı kazanmışlardır. Bu kırıklar pull-apart (çek ayrı) kırıkları şeklindedirler. Taneler kısmen matriksle sarılmışlardır. Matriks genelde serpantin minerallerinden oluşmakla birlikte az miktarlarda uvarovit, kemerevit, manyezit ve talk içermektedir. Kromitler, yer yer kenarları ve kırıklar boyunca ferrokromite dönüşmüşlerdir. Kromitlerin ferrokromitlere dönüşmesi, daha ziyade geç magmatik evrede serpantileşme süreci ve tektonizma aşamasında oluşmuştur. Kromitlerin ve ayrıca matriks malzemesini içinde 5-10 mikron boyutunda nikel mineral tanelerine rastlanılmaktadır.

MİNERAL KİMYASI

Kromitlerin kimyasal bileşimi ve oluşumu bunların Cr'ca veya Al'ca zengin olup olmadıklarına göre yapılmaktadır. Nicolas ve Violette (1982), Cr'ca zengin (Cr # > 60) kromit kütlelerinin okyanusal rift kuşağı altında manto malzemesinin ergimesi ile oluşan Mg'ca

zengin pikritik magmadan türediğini, buna karşılık Al'ca zengin olanlarının ise yan yatay astenosferik yayılımı sürecinde oluştuğunu ve kalıntı üst manto harzburjit dünit geçişinde yer aldığını ileri sürmüşlerdir. Buna karşılık Kefdağı (Guleman) kromitlerinin dunit harzburjit geçişinde yer almasına rağmen (Engin ve diğ., 1983) bunların yatay yayılımı sürecinde değil de diyapirik yükselme sırasında oluştuğu ileri sürülmüştür (Üşümezsoy, 1986). Ortakale kromitlerinin, bu amaçla, köken sorununu tartışmak için kromit kimyasından yararlanılmıştır. Bunun için iki masif kromit mostrasından alınan üç örnekte 37 noktasal mikroprob analizi (Çizelge-1) ve ayrıca bunlarla dokanak oluşturan gabrolardan da alınan bir örnekte 4 noktasal mikroprob analizi yapılmıştır (Çizelge 2).

Masif, altere olmamış kromitlerdeki Cr_2O_3 içeriği % 52.89 ile % 58.79 arasında değişmekte, buna karşılık altere olanlar ise biraz daha yüksek değerler sunar (Cr_2O_3 ; % 58.98 - % 65.91). Altere kromitler aynı zamanda daha yüksek değerler sunar (Cr_2O_3 ; % 58.98 - % 65.91). Altere kromitler aynı zamanda daha yüksek FeO buna karşın daha düşük Al_2O_3 ve MgO değerleri gösterirler (Çizelge 1 ve Şekil 2). Alterasyon, tane deformasyonu arttıkça artmaktadır. Gabrolardaki aksesuar kromitler ise % 31.69 - % 36.53 arasında Cr_2O_3 buna karşılık daha yüksek Al_2O_3 (% 17.95 - % 20.45), Fe_2O_3 (% 12.57 - % 15.59) ve FeO (% 24.64 - % 26.25) içermektedirler.

PETROLOJİK VERİLER

Al - Cr - ($Fe^{3+} + 2Ti$) diyagramında altere olmamış kromitler Cr - Al kenarında Cr köşesine yakın bir noktada toplanırlar (Şekil 3). Cr / Cr + Al, Mg / Mg + Fe diyagramında ise Kefdağı ve Antalya kromitlerine benzer şekilde III. tip alpin peridotitlerine ait podiform kromit sahasına düşerler (Şekil 4). Ancak, Ortakale kromitlerinin Cr içeriği diğer ikisinden daha fazladır (Şekil 4 ve 5). Kromit tanelerinin kenar ve orta kısmında gelişmiş olan ferrokromitler ise Cr - ($Fe^{3+} + 2Ti$) kenarına yaklaşarak Al kaybına işaret ederler. Irvine (1967), Thayer (1970) ve Hutchinson (1972) alpin tip kromitlerde Al artmasıyla Cr'un azaldığını, buna karşılık Stratiform kromitlerde ise Cr azalmasına karşılık toplam Fe'in attığını belirtmektedirler. İncelenen kromitlerde,

Çizelge 1. Ortakale masif kromitlerinin mikroprob analizleri (sonuçlar % cinsinden olup, katyonlar 32 oksijene göre hesaplanmıştır).

Table I. Microprobe analyses of massive chromites from Ortakale chromite bodies (results are in %; cations per unit cell on the basis of 32 oxygen).

Cr ₂ O ₃	55.15	55.89	54.84	55.89	53.93	53.91	53.84	59.99	54.29	52.84	54.81	54.17
Al ₂ O ₃	15.90	16.60	16.05	16.02	15.95	15.91	16.31	15.02	15.23	16.03	16.27	16.12
Fe ₂ O ₃	0.10	0.12	0.11	0.14	0.15	0.10	0.10	0.09	0.14	0.10	0.11	0.11
FeO	1.84	2.02	2.20	2.91	2.38	2.95	2.97	3.00	2.83	2.48	2.16	2.72
MgO	19.27	19.82	12.87	12.52	12.29	12.35	12.35	12.12	12.51	12.78	12.70	12.49
MnO	13.94	14.64	14.44	14.25	14.24	14.35	14.44	14.15	14.24	13.88	14.38	14.34
NiO	0.17	0.16	0.19	0.22	0.21	0.11	0.19	0.16	0.19	0.19	0.13	0.20
ZnO	0.11	0.17	0.14	0.14	0.20	0.12	0.13	0.25	0.10	0.24	0.20	0.13
TiO ₂	0.07	0.07	0.07	0.05	0.11	-	0.09	0.07	0.07	0.01	0.03	0.04
Toplam (%)	109.71	98.41	101.13	100.11	98.82	99.81	100.52	98.88	100.52	99.45	100.88	100.41
Al	4.97	4.92	4.84	4.72	4.72	4.89	4.78	4.72	4.86	4.71	4.72	4.73
Fe ³⁺	0.34	0.52	0.41	0.53	0.48	0.55	0.58	0.57	0.53	0.47	0.40	0.51
Cr	10.68	10.46	10.85	10.85	10.70	10.57	10.50	10.82	10.99	10.75	10.74	10.67
Fe ²⁺	2.78	2.43	2.61	2.41	2.57	2.52	2.57	2.56	2.40	2.69	2.82	2.80
Mg	6.22	6.30	5.35	5.35	5.37	5.47	5.40	5.36	5.37	5.28	5.33	5.37
Ti	0.03	0.02	0.03	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
Fe (toplam)	11.60	11.20	11.40	11.70	11.20	11.40	11.70	11.50	11.70	11.70	11.40	11.90
Mol % Al ₂ O ₃ / (Al ₂ O ₃ +Cr ₂ O ₃ +Fe ₂ O ₃)	28.40	36.90	36.40	29.70	29.70	29.50	30.00	29.00	29.40	29.50	29.80	29.70
Max100/(Mg+Fe ²⁺)	55.40	58.30	67.36	67.20	67.60	69.50	67.80	67.00	67.40	66.20	67.00	67.40
Crx100/(Cr+Al)	69.98	68.20	68.80	68.30	68.40	69.50	68.90	69.20	69.60	69.50	69.50	69.30
Cr/Fe	3.81	3.49	3.52	3.39	3.54	3.49	3.38	3.40	3.42	3.40	3.58	3.43

Cr ₂ O ₃	57.10	56.56	57.34	56.83	57.05	56.21	55.69	57.17	56.30	57.40	57.09	55.48	57.26	57.88
Al ₂ O ₃	11.78	11.88	11.99	11.84	11.81	11.84	11.84	11.78	11.80	11.39	11.88	11.48	11.90	11.37
Fe ₂ O ₃	0.11	0.06	0.16	0.18	0.06	0.12	0.15	0.09	0.10	0.11	0.08	0.06	0.06	0.06
FeO	4.19	4.01	4.00	4.06	4.25	4.28	4.73	4.46	4.63	4.64	4.65	4.36	4.31	4.92
MgO	19.12	19.79	19.09	13.78	12.64	12.53	12.29	12.41	12.48	12.47	12.47	12.81	13.94	13.47
MnO	19.33	13.62	13.17	12.70	13.43	13.96	11.09	12.24	12.94	12.91	13.28	12.73	13.84	13.47
NiO	0.18	0.16	0.22	0.25	0.19	0.20	0.28	0.30	0.16	0.30	0.21	0.26	0.23	0.23
ZnO	0.17	0.11	0.10	0.16	0.16	0.08	0.17	0.16	0.19	0.21	0.19	0.18	0.17	0.17
TiO ₂	0.16	0.06	-	0.19	0.02	-	0.14	0.03	0.07	0.04	0.02	0.06	0.02	0.18
Toplam (%)	109.27	98.59	100.54	99.81	98.95	99.12	97.89	100.51	99.23	99.50	100.29	101.60	100.87	100.06
Al	5.55	5.56	5.53	5.54	5.56	5.27	5.40	5.53	5.48	5.48	5.53	5.44	5.57	5.41
Fe ³⁺	0.21	0.77	0.79	0.78	0.99	1.32	1.41	0.84	0.74	0.77	0.74	0.73	0.66	0.89
Cr	11.64	11.38	11.88	11.57	11.81	14.10	14.04	11.89	11.88	11.70	11.87	11.77	11.80	11.64
Fe ²⁺	2.81	2.74	2.92	2.97	2.70	3.03	3.32	2.95	2.91	2.92	2.90	2.88	2.78	2.78
Mg	5.13	5.02	5.04	4.97	5.04	4.41	4.82	5.04	5.04	5.05	5.10	4.87	5.18	5.18
Ti	0.09	0.01	0.03	0.03	0.01	0.03	0.04	0.01	0.08	0.02	0.06	0.01	0.02	0.02
Fe (toplam)	12.14	12.73	12.44	12.82	12.84	16.98	18.22	13.51	13.14	13.24	13.16	12.93	13.17	13.14
Mol % Al ₂ O ₃ / (Al ₂ O ₃ +Cr ₂ O ₃ +Fe ₂ O ₃)	31.30	32.50	32.29	32.30	32.48	1.70	3.50	22.20	22.40	21.60	22.20	21.80	22.40	21.90
Mgx100 / (Mg+Fe ²⁺)	54.99	55.99	53.40	51.50	51.40	50.20	54.99	53.40	53.38	53.66	51.20	50.00	50.10	50.10
Crx100/(Cr+Al)	72.85	72.89	72.70	72.89	72.49	69.10	67.59	72.60	72.10	72.68	72.40	72.90	72.90	72.90
Cr/Fe	3.16	3.29	3.14	3.29	3.28	*	*	3.18	3.17	3.17	3.28	3.19	3.24	3.24

Cr ₂ O ₃	59.65	58.88	61.02	55.07	55.53	57.41	58.79	58.64	56.41	58.60	58.91	
Al ₂ O ₃	4.90	2.14	2.75	13.96	13.11	13.06	11.90	12.01	11.98	12.47	12.22	
Fe ₂ O ₃	0.09	0.12	0.16	0.10	0.07	0.10	0.07	0.09	0.06	0.09	0.15	
FeO	0.22	0.41	0.00	0.05	0.22	2.78	1.65	1.77	1.37	2.25	4.45	
MgO	17.98	18.78	19.35	13.84	14.09	14.43	15.03	15.08	14.53	14.48	17.68	
MnO	9.74	8.63	8.32	13.28	12.62	13.90	12.26	12.20	12.58	12.74	9.26	
NiO	0.42	0.41	0.48	0.27	0.22	0.22	0.19	0.15	0.17	0.25	0.35	
ZnO	0.07	0.07	0.14	0.18	0.06	0.12	0.11	0.09	0.02	0.06	0.04	
TiO ₂	0.10	0.04	0.15	0.03	0.11	0.09	0.08	0.14	0.02	0.13	0.03	
Toplam (%)	101.27	99.85	100.79	99.52	99.86	101.42	100.36	100.13	99.90	100.21	99.20	
Al	1.58	0.70	0.89	4.03	4.00	3.88	3.54	3.64	4.13	4.05	4.40	
Fe ³⁺	1.68	2.17	1.67	0.69	0.57	0.63	0.36	0.34	0.28	0.43	0.89	
Cr	12.83	12.85	13.27	21.27	11.30	11.44	11.88	11.92	11.60	11.43	14.53	
Fe ²⁺	4.01	4.35	4.45	2.91	3.04	3.04	3.23	3.24	3.13	3.26	4.09	
Mg	3.93	3.80	3.44	5.03	4.91	4.82	4.74	4.72	4.67	4.69	3.90	
Ti	0.05	0.06	0.05	0.03	0.02	0.04	0.02	0.02	0.03	0.03	0.05	
Fe (toplam)	19.80	21.88	20.70	12.70	12.00	13.20	13.00	12.80	12.90	12.80	16.80	
Mol % Al ₂ O ₃ / (Al ₂ O ₃ +Cr ₂ O ₃ +Fe ₂ O ₃)	8.00	4.40	5.80	25.40	25.20	24.50	22.70	22.80	22.90	25.50	23.50	
Mgx100 / (Mg+Fe ²⁺)	49.50	46.35	43.80	53.40	51.80	51.80	50.50	50.30	50.80	51.40	48.80	
Crx100/(Cr+Al)	84.90	84.80	83.70	74.00	74.00	74.70	77.20	76.80	73.80	73.80	87.30	
Cr/Fe	*	*	*	3.22	3.15	3.20	3.33	3.33	3.30	3.20	*	

* : Altıncı kromitler (Cr/Fe'nin yönünde değerlendirilmeye alınmamıştır).

Çizelge 2. Gabrolardaki aksesuar kromitlerin mikroprob analizleri.

Table 2. Microprobe analyses of accessory chromites in associated gabbros.

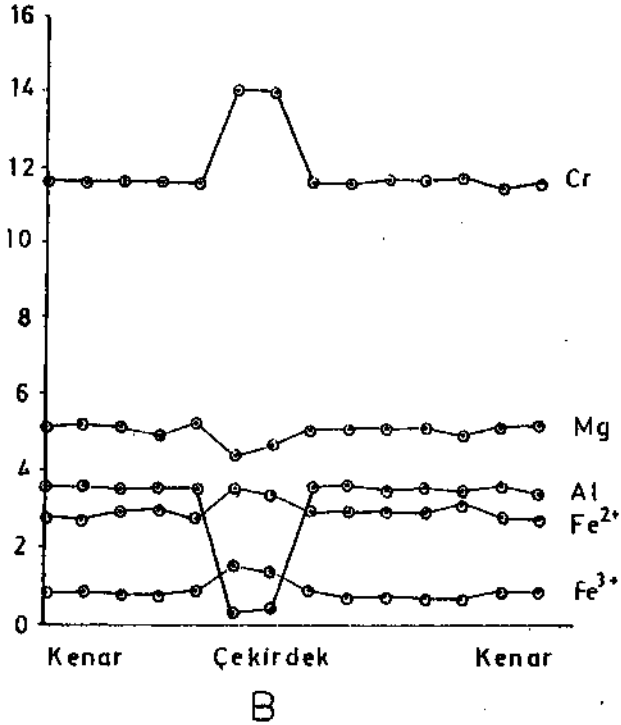
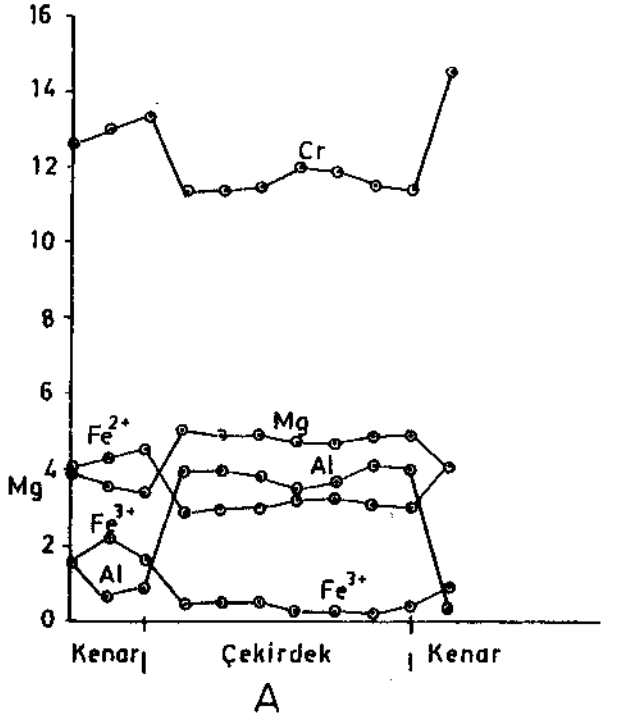
Cr ₂ O ₃	33.60	31.71	31.69	36.53
Al ₂ O ₃	19.51	20.45	18.70	17.95
Fe ₂ O ₃	.28	.24	.32	.20
FeO	12.89	13.37	15.59	12.57
MgO	24.64	25.17	26.25	25.57
MnO	6.64	6.41	5.61	6.08
NiO	.37	.27	.43	.48
ZnO	.14	.12	.15	.05
TiO ₂	.24	.25	.24	.26
Toplam (%)	91	.93	.96	.84
Cr	7.4	6.7	6.7	7.6
Al	6.4	6.4	5.7	5.7
Fe ³⁺	2.7	2.5	3.1	2.5
Fe ²⁺	5.7	5.6	2.7	5.7
Mg	2.8	2.5	2.2	2.4
Ti	.17	.16	.19	.16
Cr/Fe	.9	.8	.8	.9
Fe (toplam)	28.18	28.9	31.3	28.7
Mol % Al ₂ O ₃ / (Al ₂ O ₃ +Cr ₂ O ₃ +Fe ₂ O ₃)	38.8	40.80	36.9	35.7
Mgx100 / (Mg+Fe ²⁺)	32.9	30.8	27.8	29.6
Crx100 / (Cr+Al)	53.6	51.1	54.0	57.1

Fe²⁺ / Mg²⁺ oranı 0.45 - 0.69 arasında, Cr/Al oranı 2.12 - 3.42, Cr / Fe oranı ise 3.07 - 3.56 arasında değişmektedir. Buna göre, bu kromitlerin Fe²⁺ / Mg²⁺ oranı 0.45-0.69 arasında, Cr/Al oranı 2.12 - 3.42, Cr / Fe oranı ise 3.07 - 3.56 arasında değişmektedir. Buna göre, bu kromitlerin Fe²⁺ / Mg²⁺ oranı, Kefdağı kromitlerindeki (0.37 - 0.68; Üşürhezsoy, 1986) ile benzerdir. Buradan Ortakale kromitleri ile Kefdağı kromitlerinin aynı oranda diferansiyasyona uğradığı sonucuna varılabilir. Ancak, Ortakale kromitlerindeki yüksek Cr / Al oranının ilkesel mi yoksa sonradan mı oluştuğunu anlamak oldukça güçtür.

Dick ve Bullen (1984) Allu podiform alpin kromitlerinin daha yüksek basınçlarda kristlendiğini belirtirler, incelenen kromitlerdeki gerek Al azlığı, gerekse düşük toplam Fe oranı (Çizelge 1) bu kromitlerin düşük oksijen basınçlarında oluştuğunu göstermektedir.

Gabrolardaki aksesuar kromitlerin Cr/Al oranı yaklaşık 1.17, Cr / Fe oranı ise 0.8 - 0.9 arasındadır. Buna ilaveten masif kromitlere göre Fe²⁺ artması ve Mg azalması gösterirler. Yüksek Fe/Mg oranları daha düşük

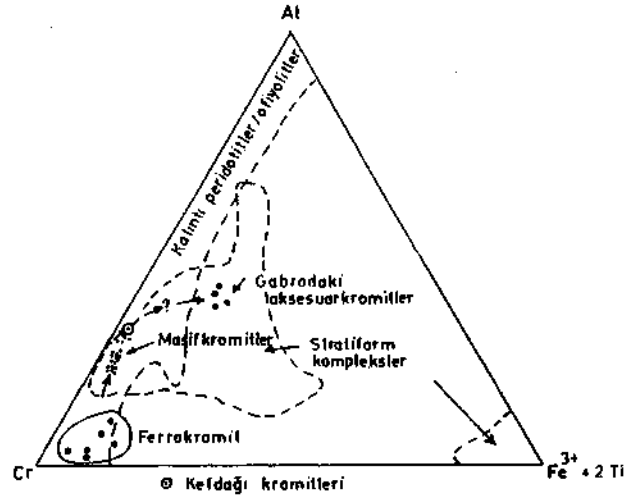
ORTAKALE KROMİT ZUHURLARI



Şekil 2. İncelenen bazı kromitlerdeki kationların dağılımı (A ve B iki masif kromit örneğidir).

Figure 2. Distribution of cations in some of the studied chromites (Both A and B are from massive chromites).

sı koşullarını yansıtır. Alpin tipi komplekslerde aksesuar kromitler, genelde yüksek Al ve düşük Cr içerirler (Sinton, 1977; Panayiotou, 1978; Marakushev, 1979). Dickey ve Yoder (1972) deneysel çalışmalarla Cr / Al oranının ısı azalması ve magmadaki kısmi kristallenme ile azaldığını ortaya koymuşlardır. Loney ve Diğ. (1971) Cr / Al oranındaki büyük değişimleri yüksek Cr içerikli kromitlerin silikalara göre erken kristallenmesine, Allu olanlarının ise daha geç kristallenmesine bağlarlar. Yüksek Cr lu kromitler daha ziyade stratiform yatakların olduğu ortamlara benzer ortamlarda oluşurlar. Buna karşılık yüksek Allu olanlar sadece alpin tip ortamlarda görülürler (Irvine, 1965). Ahmed (1984)'e göre Sakhatkot - Qua (Pakistan) kompleksindeki esas elementlerdeki değişimin asıl nedeni diferansiyasyondur. incelenen masif kromitlerin daha önce de belirtildiği gibi yüksek Cr lu olması, aksesuar kromitlerin ise daha fazla Al içermesi ve ayrıca harzburjitlerdeki resorbe olmuş (oliv ve ortopiroksen tarafından yenmiş) idiomorf kromit

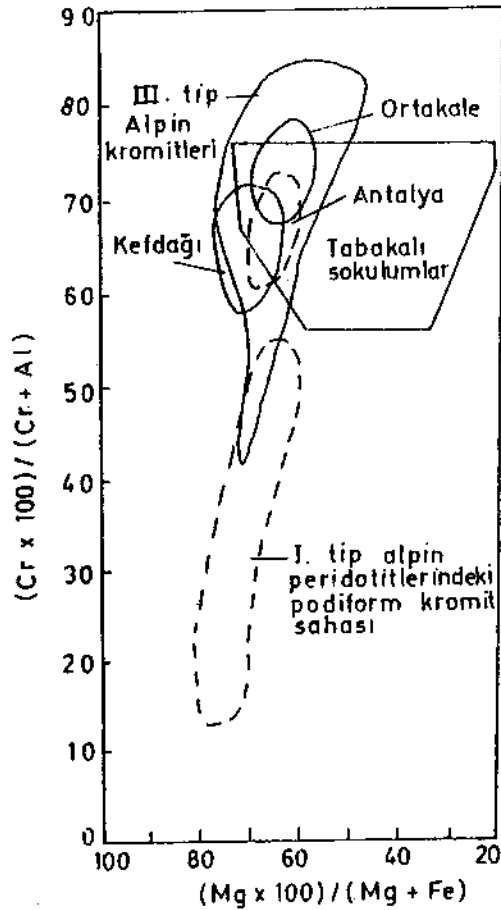


Şekil 3. Ortakale masif kromit kütlelerinde ve gabbrolardaki aksesuar kromitlerde yapılan 41 noktasal mikroprob analizleri ile ilgili Cr - Al - (Fe³⁺ + 2Ti) diyagramı (Irvine, 1967; Jan ve Windley, 1990).

Figure 3. Plots of 41 microprobe chromite analyses carried on chromite grains from Ortakale massive chromite bodies and associated gabbros on the Cr-Al-(Fe³⁺ + 2Ti) diagram (Irvine, 1967; Jan and Windley, 1990).

tanelerinin varlığı bu kroniklerin stratiform kromitlerin oluşum koşullarında, diferansiyasyon sonucu oluştuğunu göstermektedir.

Dick ve Bullen (1984)'e göre İÜ Alpin tipi peridotitler, okyanus sırtı açılımı ortamından ziyade yay ile ilişkili ortamların kök kısımlarda oluşmaktadırlar. İncelenen saha genelde bir yığışım prizması veya içinde yayardı volkanik malzemesinin bulunduğu bir melanj



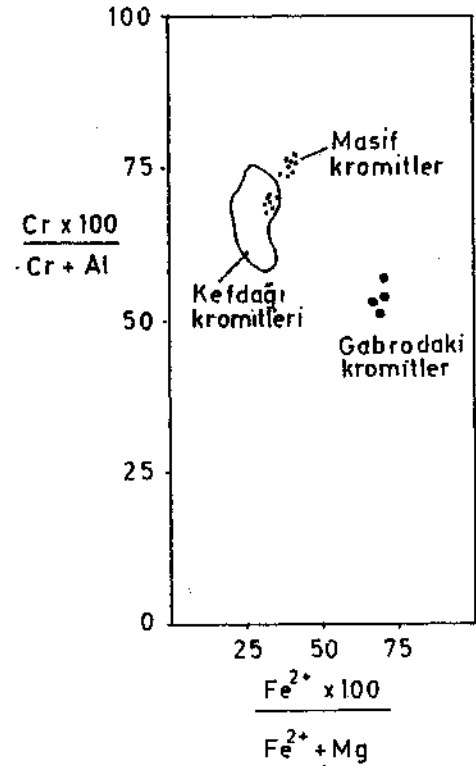
Şekil 4. Ortakale masif kromit kütlelerindeki 41 kromit analizinin $(100 \cdot Cr) / (Cr + Al)$ 'nın $(100 \cdot Mg) / (Mg + Fe)$ 'na karşı dağılımı ve Antalya ve Kefdağı kromitleri ile karşılaştırılması (Irvine, 1967 ve Üşümezsoy, 1986).

Figure4. Plots of 41 chromite analyses from Ortakale massive chromite bodies and their comparison with Kefdağ and Antalya chromites on the $(100 \cdot Cr) / (Cr + Al)$ vs. $(100 \cdot Mg) / (Mg + Fe)$ diagram (Irvine, 1967 ve Üşümezsoy, 1986).

özelliğindedir (Musallam, 1989). Dolayısıyla söz konusu kromitler, üst mantonun kısmi ergimesi ile oluşan mağmanın alt kabukta veya üst mantoda yer alan magma odasında kristalizasyon farklılaşması ürünü olarak kümülatik olarak magma odası tabanında birikmiş ve daha sonrada oluşan kromit katmanlarının kıvrımlanmaları ve tektonik faaliyetlere uğramaları sonucu podiform yapılarını kazanmışlardır.

SONUÇLAR

Ortakale yöresinde daha ziyade masif karakterli podiform kromit kütleleri izlenmektedir. Bu kütleler Ortakale civarında 2 - 20 cm kalınlıkta bir dünit zarfı ile



Şekil 5. Ortakale masif kromit kütlelerinde ve gabrolardaki aksesuar kromitlerdeki 41 kromit analizinin Stevens (1944) bileşim prizması üzerinde dağılımı ve Kefdağı kromitleri (Üşümezsoy, 1986) ile karşılaştırılması.

Figures* Distribution of 41 chromite analyses from Ortakale massive chromite bodies and associated gabbros on the Stevens (1944) spinel composition prism and their comparison with Kefdağı chromites (Üşümezsoy, 1986).

ORTAKALE KROMİT ZUHURLARI

anlıdırlar. Kurtdeğiği tepe civarında ise harzburjitlerin içindedirler. Ancak bu kromitlerle yan kayaçlar arasında herhangi bir yapısal ve stratigrafik ilişki kurmak oldukça güçtür. Kromiür daha ziyade melanj içinde belli tektonik hatlar boyunca dizilmişlerdir. Masif kromitler, yüksek Cr içeriklidirler. Buna karşılık bunları çevreleyen gabrolardaki kromitler ise daha fazla Al içerirler. Ayrıca harzburjitlerdeki kromitler genelde resorbe olmuş idiomorf taneler şeklindedirler. Dolayısıyla, söz konusu kromitler ilksel olarak muhtemelen stratiform koşullarda oluşmuşlardır. Kromitlerdeki çeşitli kmlar ve yer yer izlenen bireşik yapılar, bunların yerleştiği ilk konumda ve melanj içinde deformasyona uğradığını göstermektedir. Bu deformasyona bağlı olarak da, kırılan ve kenarları boyunca ferrokromite dönüşmüşlerdir. İncelenen kromitler, yay ile ilişkili bir ortamın kök kısmında üst mantonun kısmi erimesi sonucu oluşan magmanın kristalizasyon farklılaşması ürünü olarak, magma tabanında kümülatlar şeklinde birikmiş ve daha sonra tektonik olaylar sonucu podiform yapılarını kazanmışlardır.

KATKI BELİRTME

Mikroprob analizleri BGR (Almanya'de Dr. K. Musallam tarafından yapılmıştır.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Ahmed, Z., 1984, Stratigraphic and textural variations in the chromite composition of the ophiolitic Sakhat Qua complex, Pakistan, *Econ. Geol.*, 79, 1334 - 1359
- Boudier, F. ve Nicolas, 1986, Harzburgite and subtypes in ophiolitic and oceanic environments, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 76, 84 - 92
- Dick, H.J.B. ve Bullen, T., 1984, Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine - type peridotites and spatially associated lavas, *Contrib. Mineral. Petrol.*, 85, 54 - 76
- Dickey, J.R. ve Yolder, H.S., 1972, Partitioning of chromium and aluminium between clinopyroxene and spinel, *Carnegie Ins. Washington, Year book*, 71, 384-392
- Engin, T., Balcı, M., Sümer, Y. ve Özkan, Y.Z., 1983, Guleman (Elazığ) krom yatakları ve peridotit

birimin genel jeoloji konumu ve yapısal özellikleri, *M.T.A. Derg.*, 96, 77 - 100

- Hutchinson, C.S., 1972, Alpine - type chromite in north Borneo, With special reference to Danuel Bay, *Am. Mineral*, 37, 835 - 856.
- Irvine, T.N., 1965, Chromian spinel as a petrogenetic indicator, Part 1, Theory, *Can. J. Earth Sci.*, 2, 648-671.
- Irvine, T.N., 1967, Chromian spinel as a petrogenetic indicator, Part 2, Petrologic applications, *Can. J. Earth Sci.*, 4, 71-103
- Jan, M.Q. ve Windley, B.F., 1990, Chromian Spinel - Silicate Chemistry in Ultramafic Rocks of the Jijal Complex, NW - Pakistan, *Journ. Petrology*, 31, 666-715
- Leblanc, M. ve Temagout, A., 1989, Chromite pods in a lherzolite massif (Colto, Algeria): evidence of oceanic - type mantle rocks along the western Mediterranean Alpine Belt, *Lithos*, 23, 153 - 162
- Loney, R.A., Himmelberg, G.R. ve Coleman, R.G., 1971, Structure and petrology of the alpine - type peridotite at Burro Mountain, California, U.S.A., *Jour. Petrology*, 12, 245 - 309
- Marakushev, A.A., 1979, Some aspects of ore formation in ultramafics, *Min. Deposita*, 14, 81 - 101
- Musallam, K., 1989, Geologische, petrologische und lagerstättenkundliche Untersuchungen an den ophiolitischen Gesteinen des Aras Gebirges (Provinz Kars, Türkei), arşiv no: 105875, 71 s., BGR - Hannover (yayınlanmamış)
- Nicolas, A. ve Violette, J.E., 1982, Mantle flow at oceanic spreading center model derived from ophiolites, *Tectonophysics*, 81, 319 - 339
- Paktunç, A.D., 1990, Origin of podiform chromite deposits by multistage melting, melt segregation and magma mixing in the upper mantle, *Ore Geol. Rev.*, 5, 211-222
- Panayiotou, A., 1978, The mineralogy and chemistry of the podiform chromite deposits in the serpentinites of the Limassol Forest, Cyprus, *Min. Deposita*, 13, 259 - 274
- Schwarz, H., 1986, Übersichtsbefahrung des westlichen Aras - Gebirges zwischen Ağn, Kağızman und Kuloğlu, 5s, Vermerk, BGR - Hannover (yayınlanmamış)

- Sinton, J.M., 1977, Equilibration history of the basal alpine - type peridotite, Red Mountain, New Zealand, Jour. Petrology, 18,216 - 246
- Stevens, R.E., 1944, Composition of some chromites of the western hemisphere, Am. Mineralogist, 29,1-34
- Thayer, T.P. 1969, Gravity differentiation and magmatic re - emplacement of podiform chromite deposits, Econ. Geol. Monogr. 4,132 -146
- Thayer, T.P., 1970, Chromite segregations as petrogenetic indicators, Geol. Soc. S. Africa, spec, publ. 1,380-390.
- Üşümezsoy, Ş., 1986, Kefdağ ve Soridağ (Guleman) kromit kütlelerinin oluşumu üzerine yeni bir yaklaşım, Jeol. Müh. derg., 29,47 - 60
- Zhou, M.F. ve Bai, W.J., 1992, Chromite deposits in China and their origin, Min. Deposita, 27, 192-199

- Pitcher, W.S., 1983, Granite Type and Tectonic Environment, In: HSU, K. (ed.), Mountain Building Process, Academic Press, London, 19 - 40.
- Schultze - Westrum, H.H., 1959, Giresun Vilayeti Espiye Sahasının Jeolojisi ve Yatak Bilimi Bakımından Etüdü (G41 % ve ag), M.T.A. Rapor No: 3090 (Yayınlanmamış), Ankara.
- Streckeisen, A., 1976, To Each Plutonic Rocks its Proper Name, Earth Sci. Rev., 12,1 - 33.
- Vujanoviç, V., 1972, Köprübaşı Cevher Zuhuru (Kuzeydoğu Anadolu), M.T.A. Dergisi, 79,17 - 21.
- Wedepohl, K.H., 1975, The contribution of chemical data to assumption, about the origin of magmas from the mantle. Fortshr. Mineral., 52, 99 -192.
- Zanettin, B., 1984, Proposed new chemical classification of volcanic rocks: Episod, 7 / 4,19 - 20.
- Zankl, H., 1959, Harşit Vadisi Bölgesinde Yapılan Maden Yatakları ile ilgili Jeolojik Etüd Hakkında Rapor., M.T.A. Rapor No: 2751 (Yayınlanmamış), Ankara,
- Zankl, H., 1962, Magmatismus und Bauplan des Apenninischen Gebirges im Querprofil des Harşit - Tales., Bayerisch Akademie der Wissenschaften, Abhandlungen, Neue Folge., Heft 109,61-69.

KOCALI KARMAŞIĞI İÇİNDEKİ FOSİL MANGANEZ NODÜLLERİNİN ÖZELLİKLERİ VE OLUŞUMU, ADIYAMAN

Characteristics and formations of fossil manganese nodules in the Koçali Complex, Adiyaman, Turkey

Hüseyin ÖZTÜRK

İ.Ü. Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Avcılar, İstanbul

ÖZ: Üst Jura — Alt Kretase yaşlı Koçali Karmaşığında Konak Formasyonu içinde, dolotaşı ve radyolarayah kilaşı düzeylerinde bulunan manganez nodülleri erken diyajenetik evrede oluşmuştur. Oluşumun ana mekanizması biyojenik maddelerin Mn, Ba, Ni, Cu gibi elementler tarafından ornatılması şeklindedir. Hem nodul oluşumları hem de nodülle birlikte bulunan manganez cevherleşmeleri geç diyajenetik olaylarla yeniden şekillenmişlerdir. Geç diyajenetik evrede, manganez cevherleşmesinin ve nodul oluşumlarının bulunduğu istiftten Cu, Ni, Mn, Si çözümlü uzaklaşmış, eşzamanlı Ca, Mg, Si ilavesiyle dolomit, kutnohorit, manganokalsit, kalsit, kuvars ve ağsal pirolusit damarcıkları oluşmuştur. Manganez nodüllerinin hidrojenetik türde, deniz suyu sediment ara yüzeyinde gelişmemesinin nedeni okyanus tabanında mangan konsantrasyonunun kesilmesine yol açan dip akıntılardır. Diğer bir neden ise aktif kıta kenarına yakın ortamdaki yüksek sedimentasyon oranı olmalıdır.

ABSTRACT: Manganese nodules in the dolostone and radiolarian brown claystone in the Konak Formation of Koçali Complex Upper Jurassic — Lower Cretaceous in age had been developed by early diagenetic processes. The replacement of silicic tests by Mn and other transition heavy metals such as Cu, Ni, Ba is the main mechanism of the nodule development. Both manganese nodules and associated manganese mineralization was effected by late diagenetic processes. The processes resulted in the dissolution and migration of elements such as Cu, Ni, Mn, Si and addition of the elements such as Ca, Mg, Si. Thus, dolomite manganocalcite, calcite, quartz and pyrolusite veinlets formed as late diagenetic mineral assemblages. Hydrogenetic manganese nodules was not formed at the sediment sea water interface owing to oceanic bottom currents and episodic fluctuations of Mn in the sea water. Another reason for the absence of formation hydrogenous manganese nodules could be high sedimentation rate which indicates an environment close to active plate margin.

GİRİŞ

Eski okyanusal ortamları karakterize eden Anadolu suture kuşaklarının epiofiyolitik çökefleri içinde manganez nodüllerinin bulunması doğaldır. Bununla birlikte, bu kuşaklara ait çökellerde manganez nodüllerinin varlığı üzerine şimdiye dek herhangi bir bulguya da rastlanmamaktadır, karasal ortamda gelişmiş manganez nodüllerinin ise Tekirdağ civarındaki manganez yataklarında bulunduğu bilinmektedir.

Bu çalışmada, Koçali Karmaşığının Konak Formasyonu içinde bulunan manganez nodüllerinin oluşum koşullarının aydınlatılması ve güncel nodul oluşumlarıyla benzerliklerinin ortaya konulması amaçlanmıştır. Bunun için manganez nodülleriyle birlikte bulunan manganez cevherleşmesi civarında saha çalışması yapılmış, nodüllü düzeylerden alınan örneklerden ince kesit, parlatma kesit, elektron mikroskop, XRD analizleri yapılmıştır. Böylelikle nodulun iç yapısı, kimyasal bileşimi, boyutları ile içinde bulunduğu istifin geçirdiği diyajenetik süreçlere açıklık getirilmeye çalışılmıştır.

JEOLOJİK KONUM

İnceleme alanında Üst Jura — Alt Kretase yaşlı kısmen karmaşık içyapılı ofiyolitik allokonlar ile bunların üzerinde diskordan çökelmiş Üst Kretase — Eosen yaşlı örtü kayaları yer alır. Epiofiyolitik çökel ağırlıklı allokonların Neo Tethis okyanusu ürünleri olduğu pek çok araştırmacı tarafından belirtilmiştir (Şengör ve Yılmaz 1981, Robertson ve Dixon 1984). Şekil 1'de inceleme alanının GD Anadolu'nun yapısal birimleri içindeki konumu görülmektedir.

İnceleme alanı ve yakın civarında ayrıntılı çalışmalar yapan Perinçek (1978), daha önceki araştırmacıların Koçalı Birliği (Sungurlu, 1972) ve Koçalı Karmaşığı (Yalçın, 1976) olarak adlandırılan kısmen karmaşık iç yapılı okyanusal topluluğu, Koçalı Karmaşığı adı altında Taraşa, Konak, Kale formasyonlarına ayırtlayarak haritalamış ve tanıtmıştır.

Perinçek (1978)'e göre karmaşığın tabanında spilitik bazalt, bazalt ve diyabazdan oluşma, 1000 m. kalınlığa erişen Taraşa Formasyonu bulunur. Bunun üzerinde ise radyolaryalı çört, spilitik bazalt, bazalt, silisli şeyi, biyomikrit ve dolotaşından kurulu Konak Formasyonu bulunmaktadır. Bu formasyonun içinde radyolaryalı çört ve silisli şeyi düzeylerinde pek çok manganez cevherleşmesi yer almaktadır. Perinçek (1978)'e göre Konak Formasyonu üzerinde tektonik dokanaklı gabro ve diyoritlerden oluşma Kale Formasyonu bulunur. Saha çalışılmasında, yoğun kromit ve serpantin nit blokları formasyon için de olistostromal çökel yapıda izlenilmiştir.

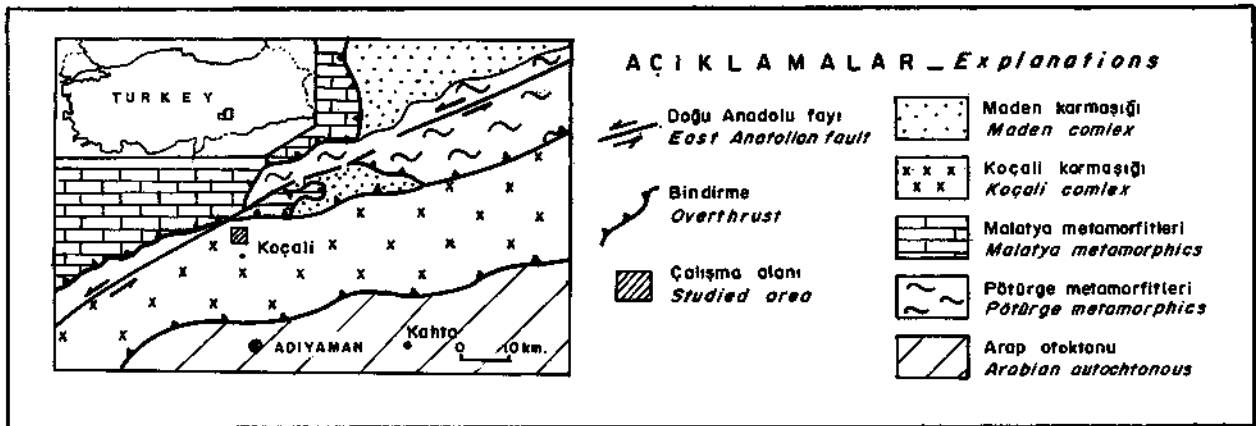
Arap otoktonuna ait çökelleri temsil eden oluşuklar inceleme alanı KD'sunda Bezar Dağı civarında kumtaşı — şeyi — marn — çakıltaşın'dan kurulu Üst Kretase yaşlı Germav Formasyonu; kumtaşı — şeyi — marn çakıltaşından kurulu Paleosen yaşlı Gercüş Formasyonu; Eosen yaşlı kireçtaşlarından oluşan Midyat Formasyonu (Maxon 1937, Tromp 1940) şeklinde izlenirler.

KONAK FORMASYONU

Manganez cevherleşmesi ve nodul gelişimiyle ilgili tartışmalara temel oluşturması açısından Konak Formasyonunun litostratigrafik özelliklerinin açılması yararlı olacaktır. Nodüllü manganez cevherleşmesi ve yakın civarını kapsayan harita alımında yapısal unsurlar Perinçek (1987)'in çalışmasından aynen alınmış, spilitik bazalt — bazalt ile pelajik çökeller ayırtlanarak haritalanmıştır (Şekil 2).

Konak Formasyonu radyolaryalı çört, silisleşmiş şeyi, kahve renkli kıltaşı, biyobiyomikrit, dolotaşı, kuvars arenit gibi sedimanter oluşuklar ile spilitik bazalt ve bazalt türü volkanitlerden oluşur. Çökellerle ardalanan volkanitlerin toplam kalınlığı çökellere yakındır (Şekil 3).

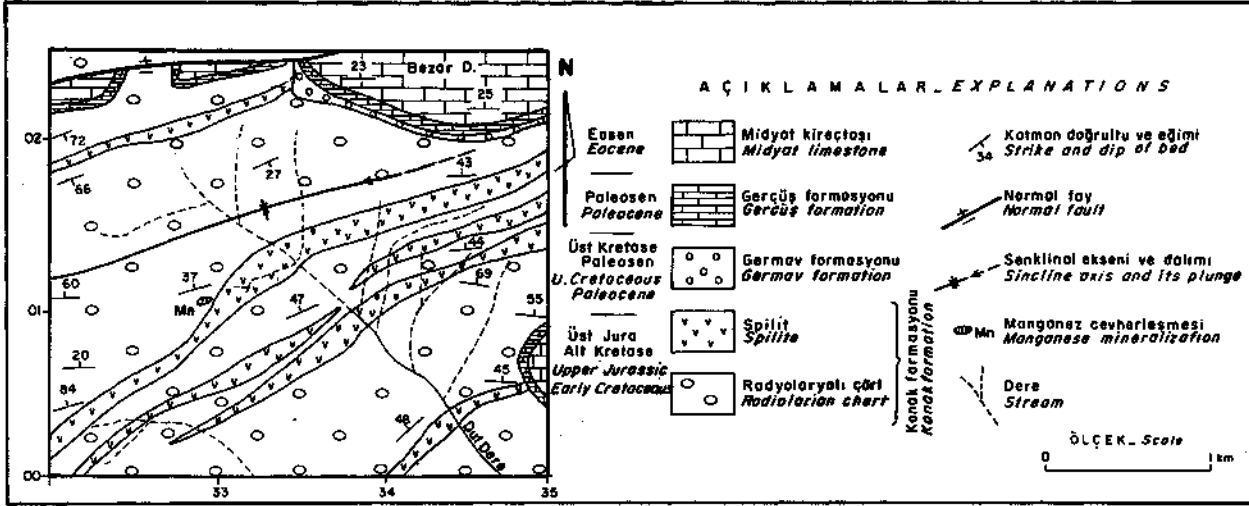
Radyolaryalı çörtler kahve — kiremit renkli 2 - 30 cm kalınlığında belirgin paralel katmanlanmalı, sert bazen nodüler yapıdadır, kahve renkli kıltaşlar ve silisleşmiş şeyller ise belli düzeylerde yoğunlaşmalar gösterirler, ayrıca, radyolaryalı çörtler arasında, ince ara bandlar şeklinde katmanlanma düzlemleri mangan boyalı



Şekil 1. İnceleme alanının G.D. Anadolu'nun önemli yapısal birimleri içindeki yeri (Perinçek 1978'den alınmıştır).

Fig. 1. Location of the study area with respect to the major tectonic unites of the SE Anatolia. (From Perinçek (1978).

KOCALI KARMAŞIĞI MANGANEZ NODÜLLERİ



Şekil 2. Manganez nodüllü cevherleşme ve civarının jeoloji haritası.

Fig. 2. Geological map of the manganese nodule — bearing mineralization area and its surroundings.

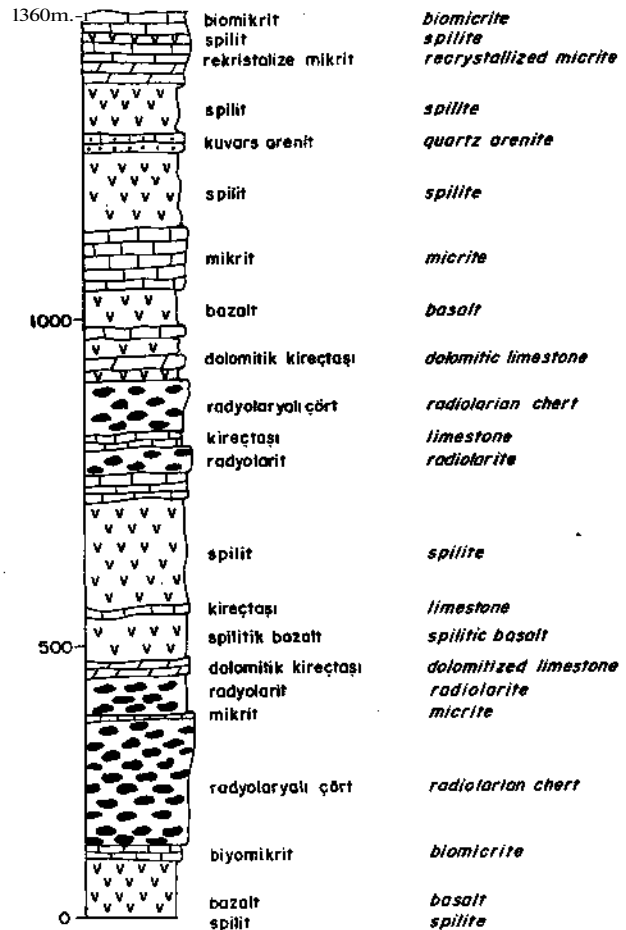
olarak ta gözlenmektedir. Radyolaryalı çöürerde spilit ve kuvars damarları ağlar şeklinde tüm düzeylerde yaygındır. Dolotaşlan yanıl devamlılığı sınırlı ara katmanlar şeklindedir. Perinçek (1987) tarafından belirtilen ve türbiditik ürünler olarak yorumlanan kuvars arenitler ise çalışma alanında belirlenememiştir.

Spilitik bazalt ve spilitler yeşilimsi gri renkli, ayrışmalı yüzeyde arenalaşmış olarak izlenir. Çökel kayaçlarla yanıl geçişler gösterir ve dayanımsız yüzeylerinin oluşturduğu morfolojileri tipiktir. Formasyonun kalınlığı 1800 m. civarındadır. Şekil 3'de Perinçek (1987) tarafından alınan Konak Formasyonunun ölçülü stratigrafik sütun kesiti görölmektedir.

Şekil 2'de jeoloji haritasında göröldüğü gibi nodul oluşumlarını içeren manganez cevherleşmesi, batıya dalımlı senklin yapıda izlenen Konak Formasyonunun çekirdek kısmında yer almaktadır.

MANGANEZ NODÜLLÜ DÜZEYİN LİTOSTRATİGRAFİK ÖZELLİKLERİ

Manganez nodülleri, mercek geometrili ve üç ara düzeyden oluşan manganez cevherleşmesinin çeşitli düzeylerinde bulunmaktadır. En yoğun izlendiği yer cevherleşmenin tabanında yer alan dolotaşlandır. Dolotaşlanın yanıl devamlılığı manganez cevherleşmesiyle sınırlıdır ve yaklaşık 10 m. yanıl devamlılık gösteren cevherleşme boyunca izlenmektedir. Daha üst



Şekil 3. Konak Formasyonu ölçülü stratigrafik sütun kesiti (Perinçek, 1978).

Fig. 3. Measured stratigraphic columnar section of the Konak Formation (Perinçek, 1978).

düzeylerde ise, bantlı yapı gösteren radyolaryaya fosilli kahverenkli killer içinde bulunur (Şekil 4).

Nodüllü i. fi tabandan tavana 3m.lik bir düzeyde tanımlarsak, tn altta kırmızı bordo renkli 20 —

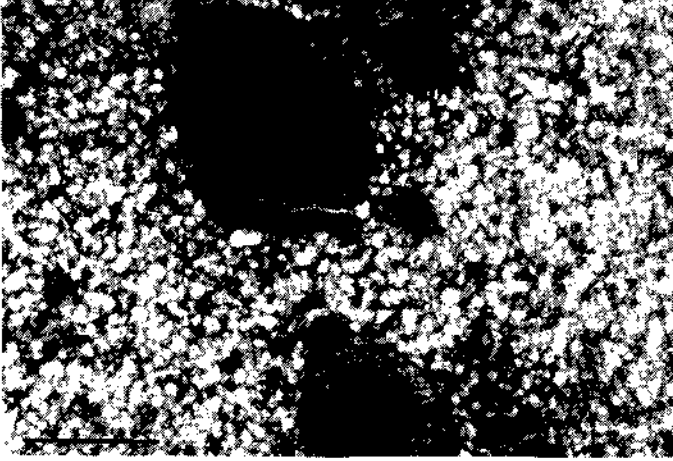
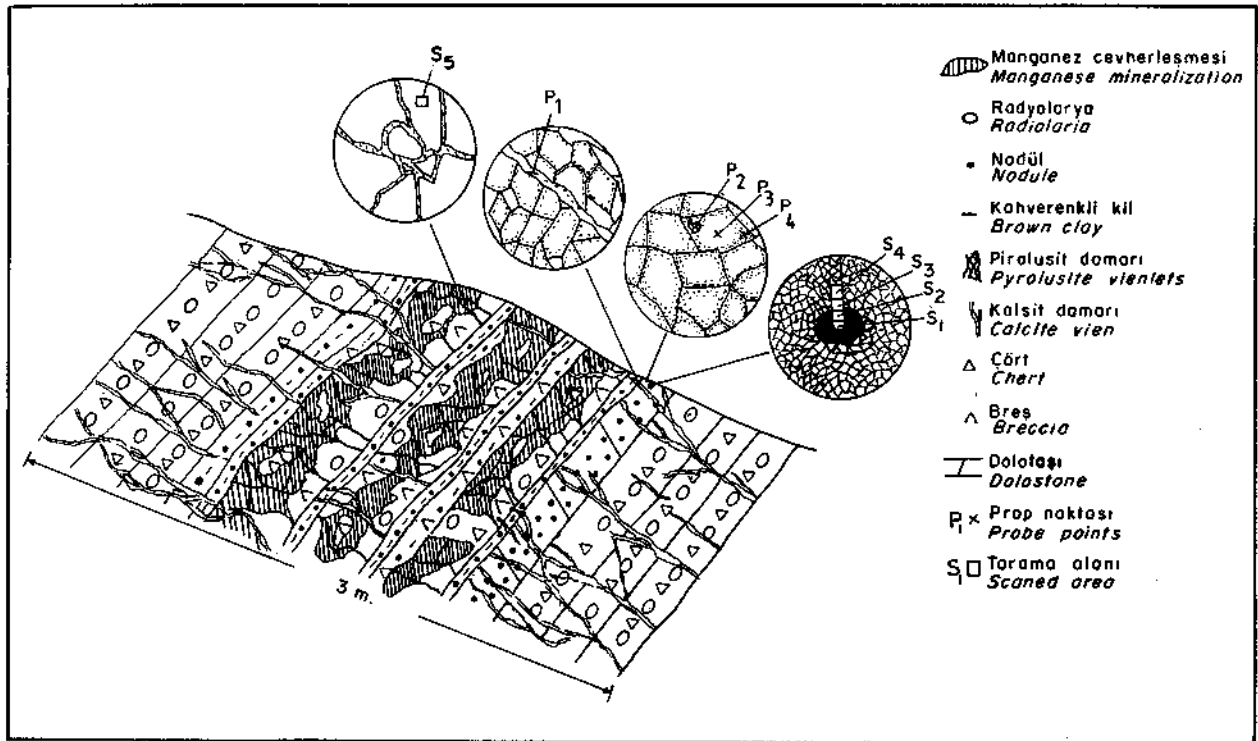


Foto 1. Dolotaşı içindeki manganez nodülleri, Çapraz polarize ışık, Ölçek çubuğu: 1 mm.

Photo 1. Manganese nodules in dolostone, Crossed polarized light, Scale bar: 1 mm.

30 cm. kalınlığında, kuvars, daha az olarak kalsit damarlarıyla sık kesilmiş radyolaryalı çörtler izlenir. Kayacın ince kesitinde % 15 oranlarında radyolaryaya kavkaları bulunur. Bu düzeyin üzerinde 20 cm. kalınlığında dolotaşlan bulunur. Bu düzey, incelen kalmlaşan bir yapı ve düzensiz kenarlı yankaya ilişkisi göstermektedir. Dolotaşmdaki manganez nodülleri düzensiz dağılmış, kahvemsii siyah renklerde gözlenirler. Kesit alanında % 30 ile % 10 arasında, 6 — 0.1 mm. iriliğindedir. Nodüller birbiriyle temas halindeyken oldukça düzensiz şekillerde, genelde ise hafifçe elipsoidaldir (Foto 1).

Nodüllü dolotaşlan üzerinde pirolusit ve psilomelandan oluşan manganez cevherleşmesi breşik yapıllı radyolaryalı çörtler içinde, zayıfça katman »yapılıdır. Bu cevherleşme düzeylerinin arasında nodüller içeren, kahverenkli radyolaryalı kilaşlan bulunur. Bu düzeylerde türbülans akıntılarını yansıtan düzensiz şekilli laminalanmalar açık ve koyu kahverenkli renk bantlarını oluşturur (Foto 2). Pirolusit ve psilomelandan oluşan



Şekil 4. Manganez nodüllü düzeyin detay kesiti ve Tablo 1'deki elektron mikroprob analizlerinin yeri.

Fig. 4. The detailed section of the Mn nodule — bearing horizons. Study locations of the electron microprobe analyses presented in Table 1 are shown.

KOCALI KARMAŞIĞI MANGANEZ MODÜLLERİ

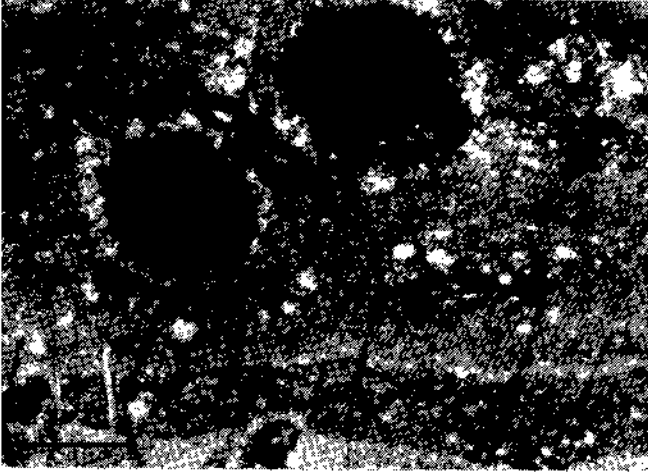


Foto 2. Kahverenkli radyolaryali kiltaşlannda lamination ve manganese nodüllerinin görünümü, Çapraz polarize ışık, Ölçek çubuğu 1 mm.

Photo 2. Lamination and manganese nodules in the radiolarian brown claystone, Crossed polarized light, Scale bar: 1 mm.

cevherleşmeler ağsal pirolusit damarları tarafından kesilmiştir (Şekil 4). Bütün istifte yaygınca gelişmiş kalsit ve kuvars damarları, killi düzeylerde daha seyrek. Kuvars ve kalsit damarları birbirini kesen damarlar şeklinde eş oluşumlu olarak gözlenirler. Kuvars ve kalsit damarlarının merkezinde en son dolgulanmayı gösteren pirolusit yerleşimleri yaygındır (Foto 3).

NODÜLLÜ DÜZEYDE ANALİTİK ÇALIŞMALAR

Manganez nodülü gelişiminin ve nodüllü düzeydeki diyajenetik etkilerin belirlenmesi amacıyla dolomitler, kalsit daman, manganez cevherleşmesi ve nodüller üzerindeki analitik çalışmalar elektron mikrop-rob çalışmaları şeklinde yürütülmüştür. Bu çalışmalar, Jeol 733 marka tam donanımlı elektron mikroskobunda 20 kv — 47.6 nano amperlik prob akım gücü koşullarında, Paşabahçe Şişe Cam araştırma merkezinde gerçekleştirilmiştir.

Şekil 4'de görülen tarama alanının kimyasal bileşimi 200 saniyelik sayım süresi tutularak parlatma kesitler üzerinden belirlenmiştir. Nodüllerden, manganez cevherleşmesinden, kalsit damanından ve dolomitlerden yapılan elektron mikrop-rob çalışmasına paralel olarak ince kesit ve parlatma kesit çalışmaları birlikte



Foto 3. Kuvars damarı içine en son fazda yerleşen pirolusitler, Çapraz polarize ışık, Ölçek çubuğu: 1 mm.

Photo 3. Latest stage pyrolusites at the central part of the quartz vein, Crossed polarized light, Scale Bar: 1 mm.

yürütülmüştür. Nodul gelişiminde katalizör rol oynayan tek veya birden fazla çekirdek varlığı yanında, nodülde içten dışa kimyasal bileşim değişimi incelenmiştir. Elektron mikroskobunda yüksek büyütme nodulun iç yapısı araştırılmış, büyüme biçimleri, nodul sınıflamasında önemli olan nodul dış yüzeyleri irdelenmiştir. Son yıllarda diyajenetik nodul gelişimiyle biyojenik parçacıklar arasında önemli bağlanı olduğu (Mukhopadhyay ve diğ. 1988, Roy ve diğ. 1990) belirtilmiştir. Bu nedenle nodul içindeki fosil organizmalar ve bunların kimyasal bileşimleri nodul gelişimini açıklayabilmek için özellikle araştırılmıştır. Diyajenetik süreçlerin cevher ve nodüller üzerindeki etkisinin belirlenmesi için nodüllerde ikincil dolgulanma süreçlerine eğilinmiştir.

TARTIŞMA

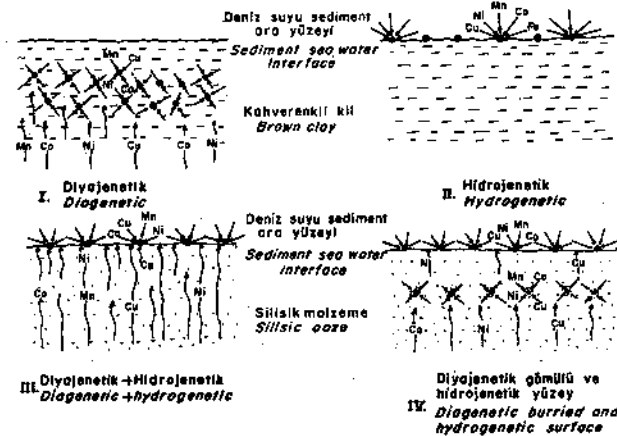
Okyanus tabanındaki manganez nodüllerinin sınıflamasında nodüllerin kimyasal bileşimi, iç ve dış yapılarını oluşturan büyüme şekli, yüzeyde veya gömülü olarak oluşumu, boyutu ve mineralojik yapısı göz önüne alınarak hidrojenetik, diyajenetik ve hidrotermal olarak üç ana oluşum türüne ayrılmıştır (Bonatti ve diğ. 1972, Crerar ve Barnes 1974, Heath 1981).

Hidrojenetik, diyajenetik ve hidrotermal işlemler birlikte olabildiği gibi (Dymond 1981, Heath 1981, Hein ve diğ. 1992, Roy ve diğ. 1992), hidrojenetik olarak oluşan nodüller gömüldükten sonra diyajenetik süreçlerle bu büyüyebilmektedir (Şekil 5).

Hidrojenetik nodüller genellikle silisli sedimentlerin bulunduğu alanlarda deniz suyu sediment ara yüzeyinde oluşur. Nodülleri oluşturan çokluk sırasına göre Mn, Fe, Cu, Ni, Co erken diyajenetik evrede deniz tabanına boşalan sediment gözenek sularından sağlanmaktadır. Sediment deniz suyu ara yüzeyine boşalan bu elementler, yüksek Eh ve pH koşullarında demiroksitlerin katalizör etkisiyle konsantrik iç yapılı ve pürüzsüz dış yüzeyli, düşük Mn/Fe içerikli nodüller oluşturur (Sung, 1981).

Diyajenetik nodüller genellikle killi formasyonlar içinde, pürüzlü dış yüzeyli, düzensiz iç yapılı, diyajenetik türe göre yüksek Cu, Ni içerikli, Yüksek Mn/Fe oranlı, biyojenik maddelerle ilişkilidir (Mukhopadhyay, 1988).

Yukarıda açıklanan bilgilerin ışığında Koçali karmaşığı içinde bulunan nodüllerin diyajenetik oluşumlu olduğunu söyleyebiliriz. Nodüllerin killi mal-



Şekil 5. Farklı türde manganez nodüllerinin gelişimleri (Roy ve diğ. 1990, Dymond ve diğ. 1984, Hein ve diğ. 1992'den yorumlanarak).

Fig. 5. Development of different type of manganese nodules (Reinterpreted from Roy et al. 1990, Dymond et al. 1984, Hein et al. 1992).

zeme içinde bulunması, düzensiz içyapılan, pürüzlü dış yüzeyleri, düşük Fe içerikleri, küçük boyutlu olmaları, silisli biyotayı replase ederek gelişmeleri (Foto 4) bu yaklaşımın temel dayanaklarıdır. Manganez nodüllerinin oluşumu, erken diyajenetik evrede, killer içinde bulunan elementlerin yine aynı ortamda bulunan organik maddelerin dekompozisyonuyla sağlanan indirgen koşullarda çözülmesi, istifte bulunan silisli biyotayı raplase ederek düzensiz iç ve dış yapı kazanarak gelişmesi şeklinde olmalıdır. Elektron mikroskobunda nodul içinde yoğun gözlenen biyojenik kesimlerin mikroprob analizleri bunların tamamen MnO_2 ye dönüştüğünü göstermiştir.

Nodüllerin sediment deniz suyu ara yüzeyinde hidrojenetik olarak oluşmaması nedeni türbiditik akıntılar, yüksek sedimentasyon oranı veya düşük metal konsantrasyonu olmaktadır (Yamamoto 1992). İncelenen nodüllerin bulunduğu silisleşmiş radyolaryalı kiltaşlan içinde gözlenen akıntı laminalanmalan hidrojenetik nodul oluşmaması nedeninin hareketli dip koşulları olduğunu göstermektedir. Nodul oluşumuyla birlikte bulunan manganez cevherleşmesinin hidrojenetik mi yoksa nodüllerle eşzamanlı diyajenetik mi oluştuğu hakkında eldeki analitik verilerle bir şey



Foto 4. Manganez nodülü içinde tamamen MnO_2 'ye dönüşmüş biotanın parlatma kesitten geri yansımali elektron mikrofotografı, Ölçek Çubuğu: 0.1 mm.

Photo 4. Back — scattered electron photomicrograph of polished surface showing biota which was entirely transformed to MnO_2 in the manganese nodule, Scale Bar: 1 mm.

KOÇALÎ KARMAŞIĞI MANGANEZ NODÜLLERİ

söylenemez. Ancak her iki oluşum da geç diyajenetik olaylarla yeniden şekillenmişlerdir. Diyajenez kavramı metamorfizmaya kadar yaşanan bütün değişimler için kullanılmıştır. Bunlar kalın sedimanter örtü altında gömülme ve/veya orojenik hareketlere bağlı sıkışma sonucu akışkan hareketi, madde ilavesi ve çıkışı, mineral fazlarındaki değişimler, bir mineralin diğer bir mineralin yerini alması olaylarını kapsamaktadır (Singer ve Müller 1983, Yamamoto 1987).

Manganez nodüllü düzeyde birincil olarak birlikte oluşmaları mümkün olmayan dolomit, kutnohorit, manganokalsit minerallerinin bulunması geç diyajenetik olaylarla 'nodüllü düzeylerin yeniden şekillendiğini göstermektedir. Diyajenetik olayların gelişimi zamansal olarak irdelenirse., Mn, Ba, Ni, Cu, Fe, Mg gibi elementlerce zengin killerin gömülmesi ve takip eden sıkışma döneminde ortamdaki organik maddelerden kaynaklanan düşük Eh ve pH koşullarında söz konusu elementler çözülmüşler ve üst kesime doğru hareket etmiş olmalıdırlar. Mobil fazdaki bu elementler ortamdaki pH ve Eh artışına bağlı olarak silisik biyotayı replase etmek suretiyle mikronodüller şeklinde büyümüşlerdir. Büyüme MnO_2 'ye absorbativ olarak kolayca bağlanabilen diğer katyonlarla birlikte erken diyajenetik evrede oluşmuştur. Replasman nedeniyle düzensiz iç ve dış yapı kazanılırken ortamın düşük oksijen fugasitesi nedeniyle kobalt, ve mangandan daha önce çözüldüğü ayrılan demir oluşuma katılmamıştır. Geç diyajenetik olaylar sonucunda ise gerek mikronodüller, gerekse manganez cevherleşmesi mineralojik yönden önemli ölçüde değişmiştir. Nodüllü düzeylerde., kalsit damarından, manganokalsit ve kutnohorit minerallerinden yapılan elektronprob nokta ve tarama değerleri, geç diyajenetik evrede Mn, Ni, Cu elementlerinin ortamdaki uzaklaştığını göstermiştir (Tablo 1). Diyajenetik veya S tipi olarak tanımlanan nodüllerde yüksek oranda bulunması gereken Ni ve Cu değerinin düşük olması da sistemin geç diyajenetik süreçlerdeki açılmasına bağlanabilir. Diyajenetik oluşuma göre daha yükseltgen ortamı karakterize eden hidrojenetik nodul oluşumlarında da Co değeri yüksek olmaktadır (Nishimura 1992). Kobaltın yüksek oksijen fugasitesine sahip koşullarda MnO_2 bünyesine katılışının en iyi göstergesi 1 — 1.5 km. gibi sığ derinliklerdeki güncel manganez

nodüllerinde % 1.5'e varan zenginleşmelerdir (Klinkhammer ve Bender 1980, Hein ve diğ. 1987). Bu bağlamda Co bakımından bu denli düşük nodüllerin ve manganez cevherleşmesinin içinde yer aldığı kilaşları ve radyolaryalı çöürer derin denizel ortamı göstermelidir. Düşük kobalt değeri diyajenetik nodul oluşumunu desteklemektedir. Öte yandan yüksek Ba içeriği denizel ortamlarda derine doğru gidişin bir göstergesi olarak kabul edilmiştir (Hein ve diğ. 1987). Güncel ve fosil manganez yumrularında yüksek Ba oranı bilinmektedir. Manganez nodülü oluşturan birincil manganez mineralleri olarak todorokit, birnesit, daha az olarak ta manganit tanımlanmıştır (Cerar ve Barnes 1974, Dymond ve diğ. 1984, Moritani ve diğ. 1977). Fosil manganez nodülleri üzerinde yapılan çalışmalarda saptanan birincil todorikit bileşimin daha sonraki diyajenetik dönüşümlerle pirolusit ve pisilomelana dönüştüğü Halbach ve diğ. (1992) tarafından belirtilmektedir. Halbach ve diğ. (1992), Jura — Kretase yaşlı fosil manganez yumruları üzerinde yaptıkları çalışmalarda % 1.5 — 3 gibi yüksek Ba değeri elde etmişlerdir. Bu değerler bizim saptadığımız sonuçlara benzerlik göstermektedir. Manganez nodulunun kimyasal bileşiminde bulunan Ba, K, Ca, Mg elementlerine dayanarak birincil mineralin todorokit olduğunu söyleyebiliriz. Ancak, elektron problarda bazı noktaların MnO_2 bileşimine yaklaşan oranda yüksek Mn göstermektedir. Bu durum hem heterojen iç yapıyı hem de pirolusit dönüşümleri göstermektedir. Pisilomelan da yüksek Ba içeriğiyle diğer ikincil manganez minerali olarak geç diyajenetik evreye ait olmalıdır.

Manganez nodülleri karmaşık bir yapıya karşılık merkezden dışa doğru anlamlı bir bileşim değişimi göstermemektedir. İçten dışa doğru Si, Mg, Al artışına karşılık Ba ile zayıfça Mn azalışı olmaktadır. Parlatma ve ince kesit incelemeleri, pek çok nodulun dış kesiminde kuvars ve kil sardunlarının olduğunu göstermiştir. Bunlar, geç diyajenetik evrede mobilize olan silisli çözümlerin, nodüllerden bazı elementlerin çözülmesiyle oluşan boşlukları doldurması şeklinde oluşmuştur. Silisyumun geç diyajenetik evredeki kaynağı olarak genellikle biyojenik malzemeler gösterilmiştir (Hein ve diğ. 1987, Hein ve Koski 1987, Huebner ve diğ. 1992). Bu araştırmacılar, biyojenik silisin önce opal CT (kristobalit, tridimit) sonra da kuvarsa dönüşümü sırasında serbestlenen bünye suyunun geç di-

Çizelge L Şekil 4'de gösterilen nokta ve tarama alanlarının elektron mikro-prob değerleri.

Table 1. Chemical compositions of the different spots and areas shown in figure 4, obtained by the electron microprobe.

Nokta veya alan bil. Point or square comp.	CaO	MgO	FeO	MnO	SiO ₂	Na ₂ O	K ₂ O	BaO	CuO	TiO ₂	Al ₂ O ₃	NiO	P ₂ O ₅
P ₁ kalsit damarı calcite vein	94.86	1.90	—	1.35	—	1.28	—	—	—	—	0.28	0.37	—
P ₂ kapanım inclusion	25.25	—	1.60	65.31	1.36	—	—	—	2.12	1.85	1.33	1.18	—
P ₃ dolomit (iç) dolomite (core)	56.12	41.38	—	2.56	—	—	—	—	—	—	—	—	—
P ₄ dolomit (kenar) dolomite (mar.)	56.21	43.79	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
S ₁ nodül (iç) nodule (core)	1.21	1.26	—	86.87	2.78	—	0.25	5.67	—	0.86	1.49	—	—
S ₂ nodül (kenar) nodule (margin)	1.17	4.34	—	86.46	4.21	—	0.21	1.60	—	0.84	1.17	—	—
S ₃ gang (genel) gang (general)	58.70	21.70	0.52	9.12	6.31	—	1.31	0.22	—	—	2.14	—	—
S ₄ gang (genel) gang (general)	59.43	22.42	0.41	8.18	5.12	—	1.16	0.18	—	—	2.10	—	—
S ₅ cevher (ore)	0.26	0.32	0.31	87.83	7.64	0.28	0.17	1.12	—	—	0.89	—	0.18

yajenetik dönüşümleri geniş bir ölçekte yönlendirdiğini ileri sürmüşlerdir. Nodüllü düzeyde ve mangan cevherleşmesinde izlenen kalsedonik kuvars ve kuvarlar böylesi bir mekanizmanın ürünü olmalıdırlar. İnce taneli kuvars damarlarının merkezine yerleşmiş pirolusit mineralleri ise geç diyajenetik evrenin en son ürünleri olarak gelişmişlerdir.

Nodüllerle arıdanmalı gözlenen mangan cevherleşmesinin pirolusit ve az olarak ta psilomelandan oluştuğu esas olarak XRD ile belirlenmiştir. Pirolusitler parlatma kesitlerinde açık gri renkte, kahverengi tonlarında kuvvetli anizotropik, ikizlenmeli iri kristaller şeklindedirler. Psilomelanlar ise grimsi beyaz renkte, kahve kırmızı iç yansımali, kuvvetli anizotropik iyi ke-

netlenmiş hipidiomorf kristaller şeklindedir. Mangan cevherleşmesi içinde breşik yapıda radyolaryalı çört artıkları yaygındır. Cevherleşmenin gang minerali, dolgular ve damarlar şeklindeki kuvars ve iri kristalli kalsitlerdir.

Geç diyajenetik evrede, dışta dolomit iç kesimleri mangano kalsit ve kutnohoritten oluşma karbonat mineralleri Sibley ve Gregg (1978), Amthor ve Friedman (1992) tarafından dolomitik kayalar için tanımlanan dokusal sınıflamaya göre düşük sıcaklıklarda replasmanla gelişmiş olmalıdırlar. Mn, Ni, ve Cu dolomitizasyon öncesi manganokalsit ve kutnohorit minerallerini (Foto 5) oluşturmuş, daha sonra Mg metasomatozuyla dış kesimler tamamen dolomite dönüşmüştür (Foto 6).

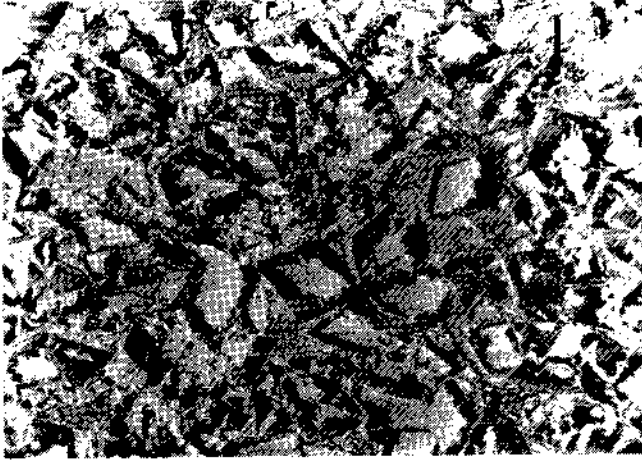


Foto 5. Özşekilli, eşboyutlu, küçük kristalli, zonal yapılı dolomitlerin geri yansımali elektron mikrofotografı (Cepher dolomit merkez kesim manganokalsit ve kutnohorit) Ölçek çubuğu: 0.15 mm.

Photo 5. Back — scattered electron photomicrograph of planar, unimodal, fine crystalline and zonal dolomites, (The margin is composed of dolomite, the core manganocalcite and kutnohorite), Scale Bar: 0.15 mm.

SONUÇLAR

1 — Manganez nodüllerinin küçük boyutlu olması, genellikle killi çökeller içinde bulunması, Mn / Fe oranının yüksek olması, kısmen pürüzlü dış yüzeylere karşılık düzensiz iç yapı göstermesi ve en önemlisi biyojenik maddeleri replase etmek suretiyle gelişmesi diyajenetik oluşumlu olduğunu göstermektedir.

2 — Diyajenetik nodul oluşumlarında beklenen görece yüksek Cu ve Ni değerlerinin düşük olmasının nedeni geç diyajenetik evrede bu elementlerin mobilize olması ve ortamı terketmesiyle açıklanabilir. Geç diyajenetik evrede oluşan dolomit ve kalsit damarında saptanan yüksek orandaki Cu ve Ni değerleri nodüllerden ve manganez cevherleşmesinden önemli ölçüde bu elementlerin yıkıldığını göstergesi olmalıdır.

3 — Manganez nodüllerinin, yüksek oranda Mn, Ni, Cu, Ba, Fe içeren killerde deniz suyu sediment ara yüzeyinde hidrojenetik olarak oluşamamasının nedeni



Foto 6. Dolomit içinde Cu ve Ni içeren kapantıların parlatma kesitlerinden alınan geri yansımali elektron mikrofotografı, Ölçek çubuğu: 0.15 mm.

Photo 6. Back — scattered electron photomicrograph showing Cu and Ni bearing inclusions in dolomite, Scale Bar: 0.15 mm.

deniz tabanındaki dip akıntıları ve ilişkili yüksek sedimentasyon oranı olmalıdır. Bu bağlamda, Mn nodüllerini içeren Koçali Karmaşığının Konak Formasyonu sedimentlerinin üst düzeyleri, günümüz merkezi Pasifik gibi abisal düzlükler içeren ortamlardan çok aktif kıta kenarlarına yakın ortamları karakterize etmektedir. Bu durum jeolojik tarihçe ve günümüz okyanuslarındaki manganez nodüllerinin dağılımıyla uyumludur.

4 — Nodul gelişimini takiben geç diyajenetik evrede, gelişen dolomitizasyon, dokusal özelliklerine göre 80 — 100 C° gibi düşük sıcaklıklarda gelişmiştir. Mikrit replasmanına ait yapıların gözlenemediği oluşumda, organik karbonun bakteriyel etkilerle CH₄'e dönüşmesi, oluşan düşük Eh koşullarında Mn — Mg — Ca — Si'nin çözülmesi, CH₄'ün oksijenli ortama doğru yükselmesi, CO₂'ye dönüşmesi ve yükselen pH nedeniyle MgCa (CO₃)₂ ve MgMn(CO₃)₂ şeklinde kristallenmesi dolomit ve kutnohorit oluşumunun ana mekanizması olmalıdır. Sistemi çalıştıran su ise biyojenik silisin önce opal CT, daha sonra kuvarsa dönüşmesi şeklindeki dehidratasyonla sağlanmış olmalıdır. En son evreye ait kuvarsların bazı nodüller içine ikincil yerleşimi de bu süreçlere bağlanabilir.

KATKI BELİRTME

Yazar, saha çalışmalarına olanak sağlayan Prof. Dr. Erdiñ Kipman'a, değerli eleştirileri için Prof. Dr. Önder Öztunalı'ya, Elektron mikroprob çalışmalardan dolayı Jeo. Müh. Bülent Arman'a, konuyla ilgili pek çok yayını gönderme zahmetinde bulunan "IGCP 318 Proje Grubu" direktörü James R. Hein'e, çizimler için Jeomorfolog Cazibe Hořgören'e teşekkür borçludur.

DEğİNİLEN BELGELER

- Amthor, J.E. and Friedman, G.M., 1992, Early to late diagenetic dolomitization of platform carbonates: Lower Ordovician Ellenburger Group, Permian basin, west Texas. *Journal of sedimentary petrology*, v. 68, no 1, P. 131 — 144.
- Bonatti, E., Kraemer, T., Rydell, H., 1972, Classification and genesis of submarine iron manganese deposits. In Horn, DR., ed. *Ferromanganese deposits on the ocean floor: Washington D.C. National science foundation*, p. 149 — 165.
- Crerar, D.A. and Barnes, H.L., 1974, Deposition deep sea manganese nodules. *Geochim. Cosmochimica Acta*, 38, p. 279 — 300.
- Dymbnd, J., 1981, Geochemistry of Nazca Plate surface sediments: An evaluation of hydrothermal, biogenic, detrital and hydrogenous source. In : L.D. Kulm, J. Dymond, E.J. Dasch and D.M. Hussong (eds), *Nasca Plate: Crustal formation and Andean Convergence. Geol. Soc. Am. Mem.*, 145, 133 — 137.
- Dymond, J.R., Lyle, M., Finney, B., Piper, D.Z., Nurphy, K., Conrad, R. and Nicklas, P., 1984, Ferromanganese nodules from MANOP sites H,S and R — control of mineralogical and chemical deposition by multiple accretionary processes. *Geochim. Cosmochimica Acta*, 48 : 931 — 939.
- Halbach, P., Gursky, H.J., Gursky, M.N., Schmidt, R., Maresch, W.V., 1992, Composition and formation of fossil manganese nodules in Jurassic to Cretaceous radiolarities from Nicoya ophiolite complex (NW Cocto Rica). *Mineralium deposita*, 27, 153 — 160.
- Heath, G.R., 1981, Ferromanganese nodules of deep sea. *Economic Geology*, 75, p. 736 — 765.
- Hein, J.R., Lisa, A.M., David, A.C., Ranhold, A.K., 1987, Cobalt rich ferromanganese crust from the exculusive economic zone of the U.S. and nodules from oceanic Pasific. *Sircum Pasific Council for Energy and Mineral Resources. Earth science series*, vol. 6, p. 753 — 771.
- Hein, J.R., Ross, C.K., Alexander, E. and Yeh, H.Z., 1979, Mineralogy and diagenesis of surface sediments from DOMES areas A,B and C. In J. Bischoff and D.Z. Piper (eds) *Marine geology and oceanography and the Pasific manganese nodule Province. Plenum, New York*, p. 365 — 396.
- Hein, C.R., Koski, R.A., 1987, Chert hosted manganese deposits in sedimentary sequences of the Fransiscan Complex, Diablo range, California. *Siliceous sedimentary rock hosted ores and petroleum. By Van Nostrand Reinhold Company, Inc. New York*, p. 207 — 230.
- Hein, J.R., 1987, Bacterially mediated diagenetic origin for chert hosted manganese deposits in Franciscan Complex, California coast ranges. *Geology* v. 15, p. 722 — 726.
- Hein, J.R., Marjorie, S.S., Gein, L.M., 1992, Central Pasific cobalt rich ferromanganese crusts. Historical perspective and regional variability. Keating, BH., and balton, B.R., (eds) *Geology and offshore mineral resources of the central Pasific basin, sircum Pasific council for energy and mineral resources. Earth science series*, v. 14, New York Springer Verlag.
- Klinkhammer, G.P. and bender, M.L., 1980, The distribution of Manganese in Pasific Ocean. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 46, p. 361 — 384.
- Maxon, J.H., 1937, Reconnaissance geology, oil possibilities and mineral resources of Southeastern Turkey, M.T. A. rap. no 680, Ankara
- Mukhopadhyay, S., Dasgupta, S. and Roy, S., 1988, Distribution and charecter of micronodules in pelagic sediments from Central Indian Ocean and their implications: *Marine Min.* 7, p. 351 — 360.

KOCALI KARMAŖIĞI MANGANEZ NODÜLLERİ

- Nishimura, M., 1992, Sedimentation and hiatuses in the central Pacific Basin: Their relationship to manganese nodule formation. Keating, B.H. and Balton, B.R. (eds), *Geology and offshore mineral resources of the Central Pacific Council for energy and mineral resources*. Earth science series, v. 14, New York, Springer Verlag.
- Perinçek, D., 1978, Çelikhan Sincik Koçali (Adıyaman ili) alanının jeoloji incelemesi ve petrol olanaklarının araştırılması. Doktora tezi, İ.Ü. Fen Fakültesi, Tatbiki Jeoloji Kürsüsü. 212 sayfa.
- Robertson, A.H.F. and Dixon, J.E., 1984, "Introduction: Aspects of the geological evolution of the Eastern Mediterranean" In: J.F. Dixon and A. H.F. Robertson eds. *The geological evolution of the eastern Mediterranean*. Spec. Publ. Geol. Soc. London. 17, 1 — 74.
- 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 p. 269 — 283.
- Singer, A. and Müller, G., 1973, Diagenesis in argillaceous sediments In G. Larsen and G.V. Chilingar (eds). *Diagenesis in sediments and sedimentary rocks*, 2. Elsevier, Amsterdam, p. 115 — 212.
- Sung, W. and Morgan J.J., 1981, Oxidative removal of Mn (II) from solution catalysed by the FeOOH (Lepidocrocite) surface: *Geochemica et Cosmochimica Acta*, v. 45, p. 2377 — 2383.
- Şengör, A.M.C. and Yılmaz, Y., 1981, Tectonic evolution of Turkey, A plate tectonic approach, *Tectonophysics*, 75, p. 181 — 251.
- Sibley, D.F. and Gregg, J.M., 1987, Classification of dolomite rock textures. *Journal of sedimentary petrology*, v. 57, p. 967 — 975.
- Sungurlu, O., 1972, VI. Bölge Gölbaşı Gerger arasındaki sahanın Jeolojisi. TPAO Rapor no: 802, yayınlanmamış, Ankara.
- Tromp, S., 1940, Preliminary report on the oil possibilities of SE Turkey, M.T.A. Report, Ankara.
- Yalçın, N., 1976, Narince — Gerger (Adıyaman ili) alanının jeoloji incelemesi ve petrol olanaklarının araştırılması, Doktora tezi, İ.Ü. Tatbiki Jeoloji Kürsüsü.
- Yamamoto, S., 1988, Ferromagnesian and metalliferous pelagic clay minerals in oceanic sediments. In Chilingar, G.V. and Wolf, K.G. eds., *Diagenesis II: Developments of sedimentology*, 43, Amsterdam, Elsevier, p. 115 — 146.
- Yamamoto, S., 1992, Diagenetic enrichment of manganese and other heavy metals in hemipelagic brown clay of Palu Trench floor. *Journal of Sedimentary petrology* v. 62, p. 706 — 711.

TRANSGRESİF PLATFORM KARBONAT İSTİFİNE BOZBURUN (MARMARİS, MUĞLA) YARIMADASINDAN BİR ÖRNEK

An example from Bozburun (Marmaris, Muğla) peninsula to transgressive carbonate platform sequence

Şükrü ERSOY

İ.Ü. Mühendislik Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü Avcılar/İSTANBUL

ÖZ: Bu yazının içeriğinde, Bozburun (Marmaris, Muğla) yarımadasında yüzeylenen tektonik birimlerin tabanında yer alan platform karbonatlarının çökme ortamları ve yorumları anlatılmıştır.

Platform karbonatları altta genellikle iri kristalli ikincil dolomitlerle başlar. Bunlar üste doğru fenestral fabrikli pelloidal karbonat istiflerine; daha üstte ise karbonat vaketaşlarına geçerler. Dolomitlerin üstündeki bu birimler yoğun biyoklast içerir. Karbonat istifaşı-vaketaşları gelgit düzlüğü altı ortamlarda gelişmişlerdir. Bol megalodontlu ve pelletli karbonatlar olasılıkla şelf lagünlerinde durulmuşlardır. Çalışma alanının güneyindeki kesitlerde karbonatlar çökme breşi, algal kireçtaşı ve biyoklastca zengin kireçtaşı düzeylerinden oluşan istif loferitik bir siklotemle temsil edilir. Islif, yukarı doğru derinleşmeyi gösterir şekilde (transgresif) olup, karbonat platformunda bank kenarı ya da resif girişi ortamda, deniz düzeyinin periyodik değişimlerini gösteren ve gelgit düzlüğü altından, gelgit düzlüğü üstüne kadar değişen fasiyesleri karakterize eder.

ABSTRACT: In this paper, an environments and their interpretation of platform carbonates underlying the sedimentary tectonic sheets exposed on the Bozburun (Marmaris, Muğla) peninsula have been explained.

Platform carbonates, at the base, begins with replacement dolomites being generally coarse crystalline. These pass upwards pelloidals. Packstones and wackestones occurred in the subtidal environments. Abundant bearing pelloidal carbonates have been most probably sedimented in the shelf lagoon. The sections of platform carbonates exposed on the south of study area are represented by loferitic cyclothem upward deepening consisting of collapse breccia, algal crust and mats, abundant bioclast bearing limestones, from bottom to top, respectively. This facies suggesting periodic relative changes of sea-level on the immediate backreef or bank-edge of the carbonate platform.

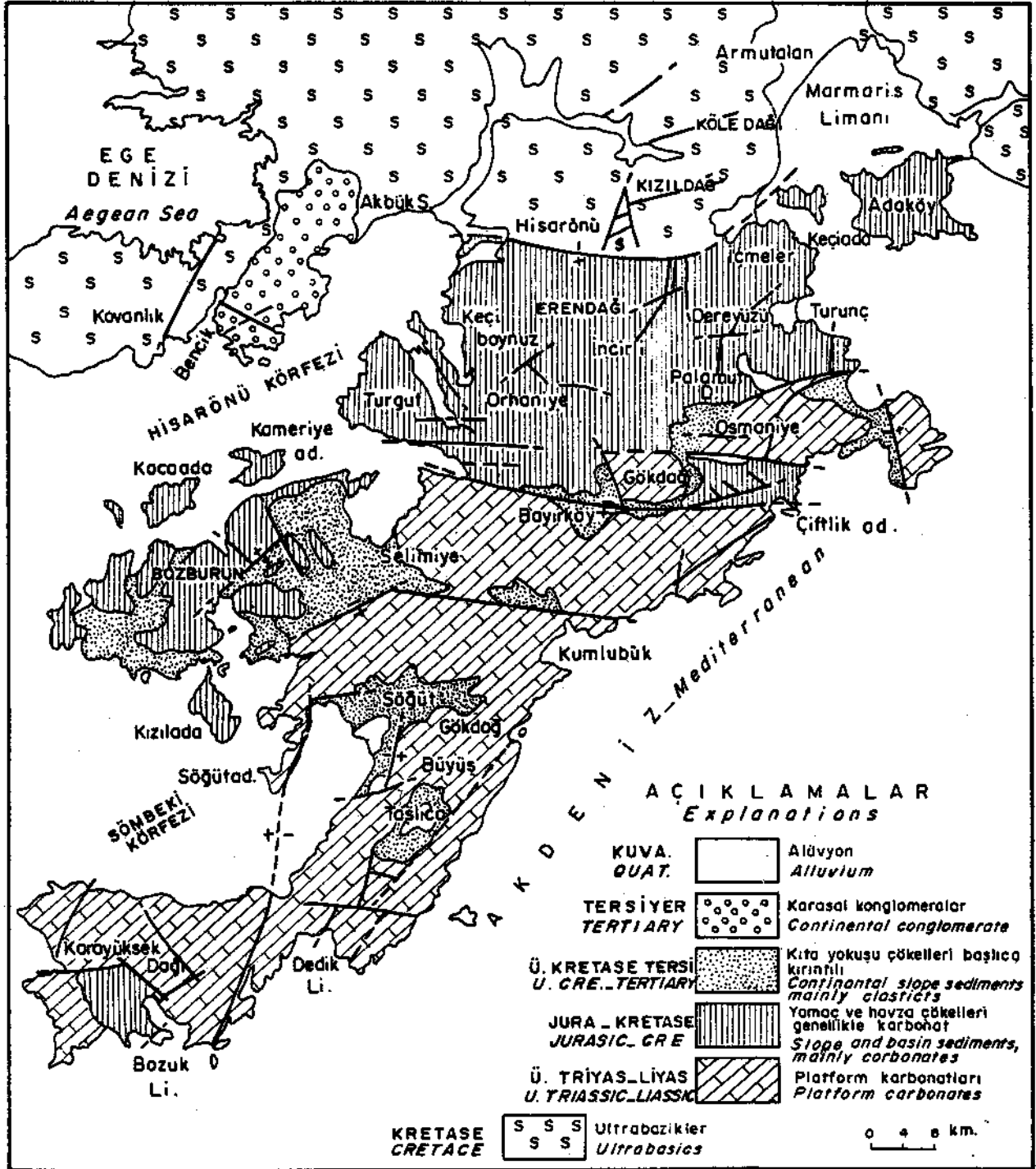
GİRİŞ

inceleme alanı, GB Anadolu¹ da Bozburun yarımadası üzerinde yer alır (Şekil-1). Genellikle Mesozoik yaşlı karbonatların sergilendiği birimlerin en yaşlısı Üst Triyas-Alt Jura yaşlı platform karbonatlarıdır. Bu karbonatlar altta kırıntılı birimleri üzerlerken, üstte açık deniz ürünü kireçtaşıyla üzerlerir.

Batı Toroslarda oldukça yaygın olarak gözlenen platform kireçtaşı Nif (Fethiye) yakınlarında Paleozoik istifi üzerine alttaki aynı yaşlı (Üst Triyas) kızıl renkli kumtaşı (Çenger formasyonu) ile birlikte açılabilir uyumsuzlukla oturur (Graciansky, 1968). Orta Liyas so-

nuna kadar devam eden platform fasiyesi Üst Liyas¹ tan itibaren açık deniz üstü kireçtaşlarına geçer. Ender olarak platform karbonatlarının Alt Kretase¹ nin ilk katlarına kadar çıkan kesitleri de vardır. Örneğin, Dirmil (Burdur GB¹ sı) yakınlarında Boncuk dağı dolay (Ersoy, 1989).

Platform koşulları Menderes masifi ile Bey Dağları¹ nda Mesozoik sonuna kadar devam ederken aralarında gelişen "Batı Toros Teknesi" denilen alanda Üst Liyas¹ tan itibaren pelajikleşme görülür (Poisson, 1977; Ersoy, 1989). Bozburun yarımadası böyle bir alandır.



Şekil 1. Bozburun yarımadasının basitleştirilmiş jeoloji haritası.

Figure 1. Simplified geology map of the Bozburun peninsula.

TRANSGRESİF PLATFORM KARBONAT İSTM

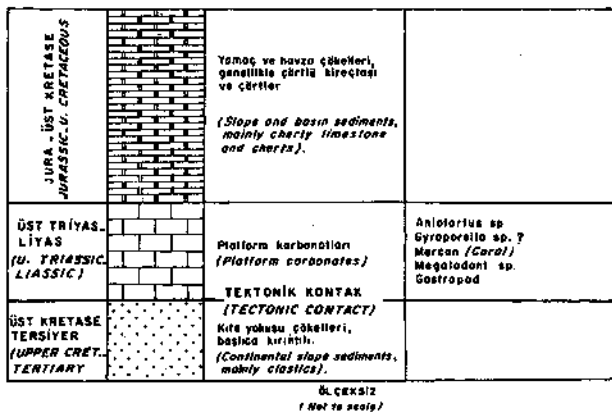
Platform ortamlarında gelişen bu tür loferitik devirsel çökeller, transgresif (yukan doğru derinleşen) ve regresif (yukan doğru sıklaşan) olmak üzere ikiye ayrılır. Asıl amacı, Bozburun yanmadasının stratigrafisini ve tektonik problemini çözmek olan yazar, küçük bir vaka takdimi (case study) yaklaşımı içerisinde sahasında saptadığı bu transgresif istifi ilgi çekeceği düşüncesi ile meslektaşlarına aktarmayı uygun bulmuştur.

PLATFORM KARBONATLARININ JEOLJİSİ

Bu karbonatlar, inceleme alanında belli bir kesimde yüzeylenirler. Yarımada'nın sadece Güney tarafında izlenen bu yüzeylenmeler, Bayırköy¹ ün güneyinde, Bozburun yerleşim alanının ise D'sunda kalır (Şekil-1)

Altında Üst Kretase-Paleosen yaşlı bloklu fişer ait kırıntılılar yer alır. Üstte ise, çörtlü kireçtaşı tarafında üzerlenir (Şekil-2)

Birimin kalınlığı yaklaşık 300-500 metre arasında değişir. Sahada dolomit, dolomitik kireçtaşı ve kristalize kireçtaşı gibi adlar alan platform karbonatları gri, kirlili beyaz ve beyazımtırak renklidir. Tabaka kalınlıkları 3-5 metre dolayında hatta daha fazladır. Tabakaların kalın olması nedeniyle som (masif) görünümündedir. Karstik izler yaygındır.

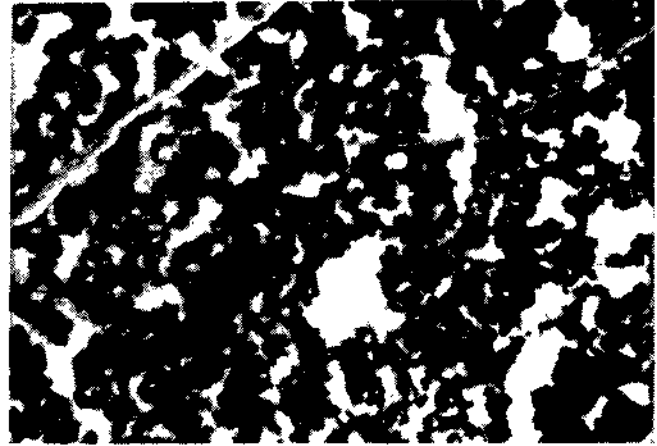


Şekil 2. İnceleme alanında yüzeylenen birimlerin tektonostratigrafik dikme kesiti.

Figure 2. Tectonostratigraphic column section of the units exposed around investigated area.

İstif, altta genellikle ikincil dolomitlerle başlar. Bunlar, koyu gri, gri renkli olup, iri kristalli, zaman zaman dağınıktır. Genellikle pis kokarlar. Formasyon içi (intraformasyonel) breşler yaygın olarak gelişmiştir. Kalınlıkları 50 metreyi geçmez. Bu düzeyin en iyi gözlemlendiği yerler Bayırköy, Söğüt ile Taşlıca Köyleri arasında yol boyudur. Böyle gelgit düzlüğü ya da sabka ortamlarında gelişen dolomitler genellikle çökeltmeyle eş zamanlı olup, kılcal yoğunlaşma (Longman, 1982) ya da buharlaşma ile pompalama (Hsü ve Siegenthaler, 1969) gibi modellerle açıklanabilir. Birbirine oldukça benzerli bu iki modeldeki tek fark, kılcal yoğunlaşmanın vadoz zonda; buharlaşma ile pompalamanın doygun (freatik) zonda gelişmesidir. Kalın dolomitik seviyeler için bu tür mekanizmalar uygundur (Longman, 1982).

Dolomitler üstte doğru genellikle fenestral fabrikalı pelloidal karbonatlı istif taşı (packstone)¹ na geçer (Şekil-3). Fenestral fabrikalar gel-git düzlüklerini

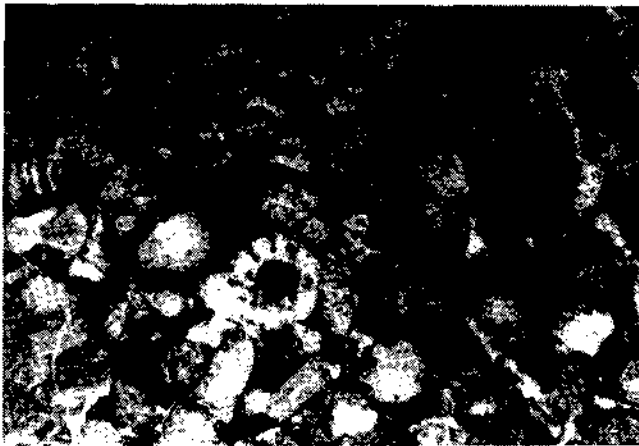


Şekil 3. Fenestral fabrikalı karbonatlı istif taşı. Gözenekler intergranülerdir. Fenestral ya da kuş gözü yapısı genellikle uzunlaşmış olup, sinsedimenterdir. Bunlar, etrafındaki tanelerden daha büyük boşluklardır.

Figure 3. Packstone with fenestral fabric. Pores (white areas between black colored grains) are intergranular. Fenestral or bird's eye structures are generally elongate syndimentary pores larger than the surrounding grains.

yansıtır. Kuş gözü (bird's eye) yapısında izlenen bu gözenekler birincil olup, tane aralarında (intergranüler) gelişmiştir. Bu tür gözenek fabrikleri çoğunlukla gel-git düzlüğü üstü çökellerle ilişkili olmalarına karşın, keza korunaklı gel-git düzlüğü üstü çökellerle ilişkili olmalarına karşın, keza korunaklı gel-git düzlüğü altı kayaçlarda da olduğu belirlenmiştir (Enos, 1983). Kötü tabakalanmalıdır. İçindeki biyoklastlar genellikle alg, mercan, gastropod, mollust, ekinid ve foraminifer parçalarından oluşur. Karbonatlı istiftaşlan üstte doğru karbonatlı vaketası (wakestone), istiftaşı (packstone) lanna geçer (Şekil-4). Bunlar da yoğun biyoklastikler içerir. Biyoklastik karbonatlı waketaşı-istiftaşları gel-git düzlüğü altı (subtidal) ortam ya da sınırlı platform koşullarını karakterize ederler. Megalodontlu kireçtaşları ve pelletli çökeller olasılıkla şelf lagünlerinde durmuşlardır. Fosilsiz, yapışız çok az pelletli mikritlerin korunmalı denizel şelf lagününde biriktiği düşünülür (Wilson, 1975).

İnceleme alanının güneyinde Bozuk limanı dolayındaki karbonatlar ise bank kenarı ya da altta resif gerisi korunmalı ortamlarda çökelen değişken devirsel oluşukları yansıtır. Lofer siklotemi ya da sadece loferit (Fischer, 1964) denilen bu devirsel istif yukarı doğru derinleşmeyi gösterir yani transgresifdir (Şekil-5). Bu ke-

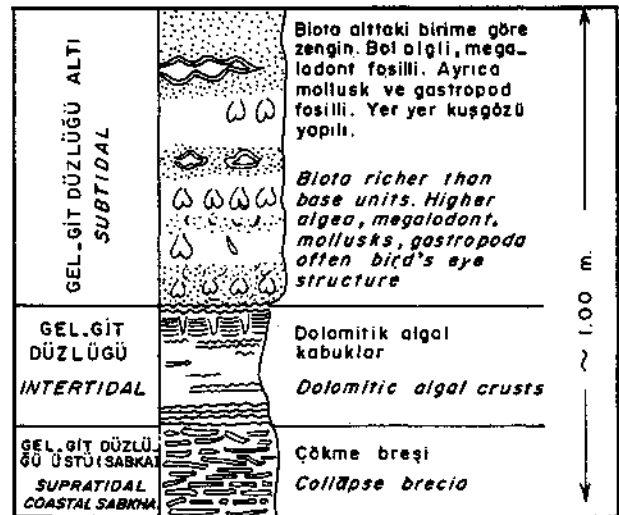


Şekil 4. Karbonatlı vaketaşı-istiftaşı. Biyoklastların bazılan alg (Merkezde). Bu alg türleri Gyroporella sp.¹ ye (?) ait olabilir.

Figure 4. Wakestone-packstone. Some of bioclasts are algae (in center) This kind of algae may probably be Gyroporella sp. (?)

sitlerde en altta çökme breşleri (collapse breccia). onun üzerine tabakalanmaya paralel algli kireçtaşı, en üstte ise magalodontlu, gastropodlu, mercanlı bir kireçtaşı düzeyi gelir. Çökme breşleri kıyasal sabka ya da gelgit düzlüğü üstü alanların karakteristik kayaçlarıdır. Eriyebilir evaporit ile kireçtaşı (ya da dolomit) tekrarlı bir litolojik kesitte eriyebilir evaporitik kısımlar üst üste yığılmış kiremitler gibi bir görünüm alır ve çökme breşleri oluşur (Şekil-6). Kiremitimsi yassı parçacıklar halindeki klastlar sparitik bir çimento ile sanılmışlardır. Bunlar üzerine gelen stramatolitik laminah algal kabuklar (Algal mats and crusts) ise gel-git düzlüğü (tidalflat)¹ nün karakteristik kayaçlarıdır (Şekil-7,8). Bu tür alanlar dolomitik algli kabukların, çamur çatlaklarının, gözeneklerin yaygınlaştığı, fakat biptanın çok sınırlı olduğu alanlardır. En üst düzey ise ortamın daha derinleştiği, biotanın (alg, magalodont, gastropod gibi) alttaki düzeylere göre daha zenginleştiği gel-git düzlüğü altı (subtidal) çökellerden oluşur (Şekil-8).

Dünya'da çeşitli örnekleri olan bu tür istifler ikiye ayrılır. Birincisi ve sıkça görüleni, regresif ya da



Şekil 5. Yukarı doğru derinleşen (transgresif) platform karbonat istifi (Lofer devirsel oluşuğu ya da kısaca loferit). Arazi gözlemlerine bu dikme kesiti, Fischer (1964)' ten kısmen adapte edilmiştir.

Figure 5. Deepening upward (transgressive) carbonate platform cycle (Lofer cyclothem or loferite). This column section obtained from study area has been partly adopted by Fischer (1964).



Şekil 6. Çökme breşi. Arada eriyebilir kesimlerin yıkanarak ortamdaki uzaklaşması ile geriye kalan kireçtaşı klastlan yassı kremit parçaları gibi olup binik yapılıdır.

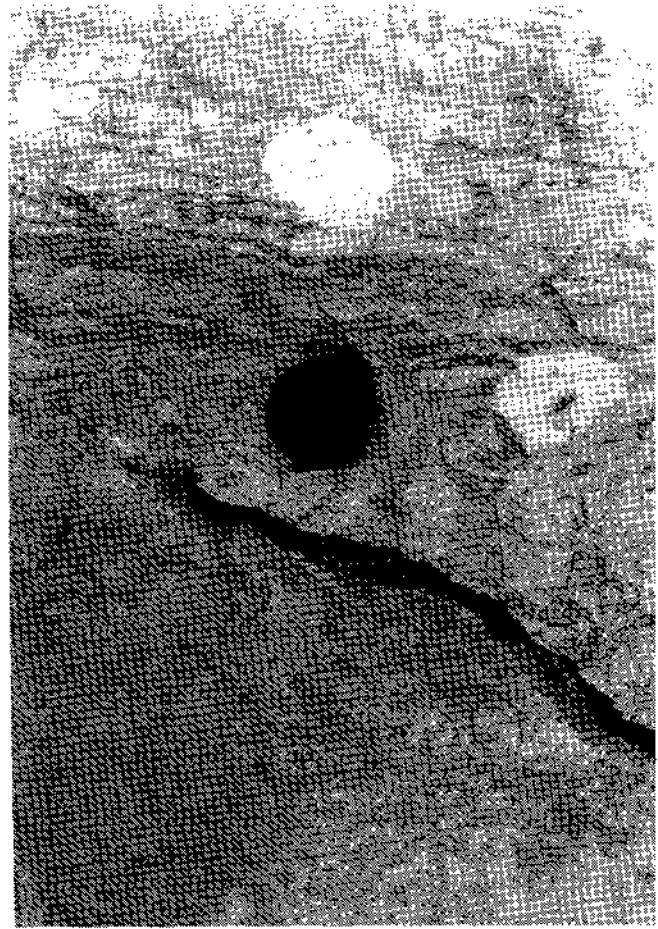
Figure 6. Collapse breccia. Flat-pebble limestone clasts are imbricate structure, which have been developed with staccated over each other of flat-pebbles as a consequence of going away from environment of soluble evaporitic parts. Clasts are wrapped by spary cement.



Şekil 7, Tabakalanmaya paralel stromatolitik algal kabuklar. Bu yapılar gel-git düzlüğü için karakteristiktir. Mostra kalınlığı yaklaşık 1m.'dir.

Figure 7. Stromatolitic algal crusts subparallel to bedding. This kind of structures characterise the tidal flat zone. The outcrop thickness is approximately 1 meter.

yukarı doğru sığlaşan (shoaling upward) şelf istifidir. Genellikle gel-git düzlüğü altı çökelleriyle başlayan istif kıyasal sabka ortamı çökelleriyle son bulur. Kanada, Kayalı dağlardaki Kambro-Ordovisiyen, Batı Williston çanağındaki Ordovisiyen yaşlı Stormy formasyonu, Maritime provinsteki Windsor karbonatları (Orta Karbonifer), Peimiyen çanağındaki San Andres formasyonu, Güney Alpler¹ deki Bellerophonlu formasyon, Alp Triyası, Basra Körfezi, Abu Dabi yakınındaki Holosen çökelleri dünya üzerinde incelenmiş önemli regresif şelf istifleridir (Enos, 1983).



Şekil 8, Bozuk limanı çevresinden alınan resmin alt kısmında gel-git düzlüğünü yansıtan stromatolitik algal kireçtaşı üstte doğru gel-git düzlüğü altı megalodontlu gastropodlu kireçtaşlarına geçer.

Figure 8, At the base, stromatolitic algal limestones, which characterise tidal flat zone, pass upwards gastropoda and megalodont (bivalvia) bearing subtidal limestones.

İkincil tür istif ise transgressif ya da yukarı doğru derinleşen (deepening upward) şelf istifleridir. Regressif istiflere göre daha seyrek görülen istiflerdir. Önemli örneklerden biri, Alp Triyas' mda yer alır. Kuzey Alpler'in Dachstein set resifinin arkasında oluşan lagün istifinde yukarı doğru derinleşme izlenir (Fischer, 1964). İnceleme alanının yakın güneyinde Rodos adasında Üst Triyas-Liyas yaşlı Archangelos altgrubunda gel-git düzlüğü ve altı ortam koşullarını yansıtan transgressif şelf istifleri yer alır (Harbury ve Hail, 1988). Buradaki istifte ince algal laminalar yaygın olmasına karşın iyi gelişmiş algal stramatolitler enderdir. Benzer istifler, Florida iç şelfindeki Holosen transgresyonunda (Enos, 1977), Apalaş çanağı Held grubunda (Alt Devoniyen) ve Black grubunda (Orta Ordovisiyen)' da gözlenmiştir (Walker, 1972; Laporte, 1969; Walker ve Laporte, 1970).

Ayrıca, bu devirsel çökellere Türkiye' den de örnek verebiliriz. Karaburun (İzmir) yarımadasında İldir' ı Barboros köyüne birleştiren yol boyunca ve Bahkova' nın kuzeyinde tahta iskele mevkiilerinde Güvercinlik formasyonu adı verilen karbonatlı birim içinde loferit tabakalarından söz edilir (Erdoğan ve diğ., 1990). Fakat bu istifin regresif mi, yoksa transgressif mi olduğu belirtilmemiştir. Bunun dışında araştırmacıların sözünü ettikleri dolomit lamellerinden oluşan intraformasyonel düzey belkide kıyasal sabka ortamlarında gelişen çökme breşleridir.

İnceleme alanındaki bu karbonatların alt kısımlara fosil bakımından fakir olmasına karşın üst kısımları bol fosillidir. İçlerinde pelecypoda, gastropoda, mercan, alg gibi bazı makro fosillerin yanında **Aulotortus** sp. gibi bazı önemli mikro fosiller yer alır. Birime ilk kez Phülpsson (1915) bazı dasycladae alglerine (**Diplopora subtilis** PIA, **Gyroporella vesiculifera** GÜMBEL) dayalı olarak Triyas yaşını vermiştir. İnceleme alanında Megalodont sp. gibi genellikle üst Triyas' a ait Pelecypoda fosilleri sıkça gözlenir. Bozuk Liman'ndaki loferitlerin içinde bulunan küçük megalodont fosillerinin olasılıkla? Liyas' a ait olduğu düşünülmektedir (Sacit Özer ile sözlü görüşme). İstifin üst kısımlarında ise **Paleodasycladus mediterraneus** (PIA), **P. gracilis** CROS ve LEMOINE, **Fenasella** sp.,

gibi Alt Jura' yi karakterize eden algal topluluklar bulunur (Berneoulli ve diğ., 1974). Aynı topluluklar Bodrum' da, Sömbeki' de (Christodoulou, 1969), Tilos' da (Christodoulou ve Tataris, 1972), Rodos' ta (Orombelli ve Pozzi, 1967)' da gözlenmiştir. Bu verilere göre birimin yaşı Üst Triyas-Alt Jura' dır.

SONUÇLAR

Bozburun yarımadasında izlenen platform fasiyesli karbonatlar yukarı doğru derinleşen transgressif istiflerle temsil edilir. Bu istifler, karbonat platformunda bank kenarı ya da resif gerisi ortamda deniz düzeyinin periyodik değişimlerini gösteren ve gelgit düzlüğü altından, gelgit düzlüğü üstüne kadar değişen fasiyesleri karakterize ederler.

KATKI BELİRLEME

Bu yazının hazırlanmasını öneren ve değerli yapıcı eleştirileriyle bana yol gösteren sayın hocam Prof. Dr. Fazlı Oktay* a teşekkür ederim. Bu çalışma, İ.Ü. Araştırma Fonu tarafından desteklenen projenin küçük bir kısmını içermektedir.

DEĞİNİLEN BELGELER:

- Berneoulli, D.; Graciansky, P. C. de; Monod, O. (1974), The extension of the Lycian Nappes (SW Turkey) into the Southeastern Aegean islands. *Eclogae Helv.*, 67,1,4-90.
- Christodoulou, G. (1969), Geologische und micropaleontologische untersuchungen auf der insel Karpatos (Dodekanes). *Paleotographica* (A), 115, 1-143.
-ve Tataris, A. (1972), On the geological structure of the Telos island (Dodecanesus). *Bull. geol. Greece* 9,28-80.
- Enos, P. (1977), Holocene sediment accumulations of the sought Florida shelf margin, in: P. Enos and R.D. Perkins (eds.) *Quaternary sedimentation in Sought Florida*. *Geol. Soc. Amerika mem.* 147,1,1-130.

TRANSGRESİF PLATFORM KARBONAT İSTİFİ

-(1983), Shelf environment, in. P.A. Sholle; D.G. Bebout; C.H. Moore, (eds.) Carbonate depositional Environments. The American Assoc. of Petrol. Geologists, USA, 708S.
- Erdoğan, B.; Altın, D.; Güngör, T. ve Özer, S. (1990), Karaburun yarımadasının stratigrafisi. MTA derg. 111,1-23.
- Ersoy, Ş. (1989), Fethiye (Muğla)- Gölhisar (Burdur) arasında Güney Dağı ile Kelebekli Dağ ve dolaylarının jeolojisi (doktora tezi). I.Ü. Fen Bilimi. Ens., 246s.
- Fischer, AC (1964), The Lofer Cyclothem of the Alpine Triassic. in D. Meriam, (ed.) Symposium on cyclic sedimentation. Kansas Geol. Survey Bull. 169,1,107-149.
- Graciansky, P.C. de (1968), Teke yarımadası (Likya) Toroslannın üst üste gelmiş ünitelerinin stratigrafisi ve Dinaro-Toroslardaki yeri. MTA Ens. Derg., 71,73-93.
- Harbry, N.A & Hail, R. (1988), Mesozoic extensional history of the Southern Tethyan continental margin the Sfi Aegean. Geol. Soc London, 145,283-301.
- Hsü, K. J. ve Siegenthaler, C. (1969), Preliminary experiments and hydrodynamic movement induced by evaporation and their bearing on the dolomite problem. Sedimentology, 12,11-25.
- Longman, M.V. (1982), Carbonate diagenesis as a control on stratigraphic Traps AAGP Ed. Course Notes Series 21,159s.
- Laporte, L.F. (1969), Recognition of a transgressive carbonate sequence within an epeiric sea. Helderberg group (Lower Devonian) of New York State, in. G.M. Friedman (ed.), Depositional environment in carbonate rock. SEPM spec. Pub. 14,98-119.
- Walker, K.R. (1972), Community ecology of the Middle Ordovician Black River Group of New York State. Geol. Soc. American Bull. 83,8,2499-2524.
-ve Laporte, L.F. (1970), Congruent fossil communities from Ordovician and Devonian fossil communities of New York, Jour. Paleontology, 44,928-944.
- Wilson, J.L. (1975), Carbonate facies in geologic history. New York, Springer Verlag Pub. 471s.
- Orombelli, G. ve Pozzi, R. (1967), Il Mesozoico nell'isola di Rodi (Grecia). Riv. Ital. Paleont. Strat. 73,409-536.
- Philippson, A. (1915), Reisen und Forschungen im Westlichen Kleinaisen S; Karien Sudliches maander und das westlichen Lykien Erg. Helf. 183, zu petermanns, mitteilungen Gotha, 135s.
- Poisson, A. (1977), Recherches Geologiques Dans les Taurides occidentales (Turquie), These doct. D'etat, Université Paris, XI-Orsay, 795s.

ZAHURAN (MADEN - ELAZIĞ) YÖRESİNDEKİ İKİ FARKLI TİP Cu CEVHERLEŞMESİ

Two different type of Cu - mineralizations of Zahuran (Maden - Elazığ)

Ayhan ÜSTÜNTAŞ

F.Ü. Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, ELAZIĞ

Ahmet SAĞIROĞLU

F.Ü. Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, ELAZIĞ

ÖZ: Zahuran ve yöresi, iki farklı birimden oluşmaktadır. (1) Orta Eosen yaşlı Maden Karmaşığı, inceleme alanının en yaşlı birimini oluşturmaktadır. Bazalt, bazaltik andezitler, diyabazlar, yastık lavlar, kumtaşı - şeyi ardalanması, kırmızı - gri renkli çamurtaşları, kalkerli şeyler ve değişik litoloji ve boyutlarda kireçtaşı bloklarından oluşmuştur. (2) Alt Miyosen yaşlı Lice Formasyonu ise kumtaşı, şeyi ve marn ardalanmasından oluşmuştur. Lice Formasyonu, Maden karmaşığı'nın altından tektonik pencere boyunca yüzeyler.

Zahuran Köyü çevresinde görülen cevherleşmeler; (a) Yastık lavlar içerisinde gelişen cevherleşmeler, volkano - tortul oluşumludur. (b) Faylanmayla ilişkili gelişen cevherleşmeler, fay zonlarında hareket eden hidrotermal çözeltilerin, işlevleri sonucu oluşmuştur. Bu iki tip cevherleşme, yan kayaçlarla olan ilişkileri, mineral topluluktan ve yan kayaç alterasyonu bakımından çok farklı özellikler gösterirler.

Yastık lavlar içerisindeki cevherleşmeler, kabaca tabakalı, tabakalar yastık lav seviyelerine uyumludur. Cevherleşme ile ilgili bir alterasyon gözlenmemektedir. Fakat genel bir yan kayaç alterasyonu söz konusudur. Cevher mineraleri; baskın olarak bornit, kalkopirit ve pirit, az olarak da sfalerit, kalkozin - kovelin'dir.

Faylanmayla ilişkili gelişen cevherleşmeler, yan kayaçla uyumsuzdur ve çevrelerinde geniş alterasyon kuşakları oluşturmaktadır. Cevher mineralleri olarak pirit, kalkopirit, sfalerit ve yüzeysel altere kısımlarda nabit bakır ve kalkozin - kovelin içermektedirler. Bu tip cevherleşmeler, yastık lavlar içerisinde bulunan cevherleşmelerin hidrotermal çözeltilerle kısmen hareketlendirilmesi sonucu gelişmiş gibi gözükmektedir.

ABSTRACT: Zahuran and its vicinity are composed of two different units, (1) Middle Eosen Maden Complex which is the oldest unit of the studied area, is composed of basalt, basaltic andesites, diabase, pillow lavas, sandstone - shale intercalations, red - gray mudstones, calcareous shale and various sized limestone blocks. (2) Lower Miosen Lice Formation is made up of alternating sandstone, shale and marls. Lice Formation exposes through a tectonic window under the Maden Complex.

The Mineralizations of Zahuran occur in two types; (a) Volcano - sedimentary mineralizations in pillow lavas, (b) Fault zone fillings what appears to be formed circulating hydrothermal solutions in the fault zone, These two types of mineralizations show different characteristics in respect to their relations with country rock, mineral assemblages and wall-rocks alterations.

The mineralizations in pillow lavas are roughly bedded and beds are parallel to pillow lava horizons, A wall - rock alteration which is closely related to the mineralization is absent, However a more conspicuous and general alteration is present. Ore minerals of this type are bornite, chalcopryrite and pyrite and in lesser amounts sphalerite, covellite - chalcocite,

The fault fillings are concordant to the country rocks and have extensive alteration zones in wall - rock. Ore minerals of the fillings are pyrite, chalcopryrite, sphalerite and in supergene zones native copper and chalcocite - covellite are present. The fault filling type mineralizations seem to be formed of the mobilized cations from the pillow lava mineralizations.

GİRİŞ

Bu çalışma, Zahuran Köyü çevresinde gözlenen Maden Karmaşığı içerisindeki, cevherleşmelerin özellikleri ve kökeninin araştırılmasını amaçlamıştır. Çalışma alanı, Elazığ ili, Maden İlçesinin yaklaşık 10 km kuzeydoğusunda bulunan Zahuran (Sağnı) Köyü çevresinde yer alır (Şekil 1).

Birçok piritik Cu cevherleşmelerinin yaygın olarak gözlenmesi, petrol olanakları açısından umutlu bir bölgede olması ve ayrıca Türkiye'nin önemli tektonik kuşaklarından birisi üzerinde bulunması nedeniyle, bölge çok sayıda araştırmaya konu olmuştur. Çalışma alanı ve komşu bölgelerdeki Maden Karmaşığı ve Lice Formasyonu'nun jeolojik özellikleri ve yöredeki cevherleşmelere ilişkin özgün çalışmalar, geniş şekilde Üstüntaş (1988)'da bulunabilir.

Çalışma sırasında, bölgenin jeoloji haritası yapılarak, yöredeki kayaç türleri, yapısal özellikler ve cevherleşmelerin dağılımı saptanmaya, cevherleşmelerin yataklanma şekilleri ve cevher - yankayaç ilişkileri belirlenmeye çalışılmıştır. Saha çalışmaları sırasında alman kayaç ve cevher örnekleri, parlak ve ince kesit yapılarak, alttan ve üstten aydınlatmalı optik mikroskopi yöntemiyle incelenmiştir.

GENEL JEOLJİ

İnceleme alanındaki kayaçlar, birbirlerinden tektonik bir hatla ayrılan, farklı yaşlara ait iki gruba ayrılırlar. Orta Eosen yaşlı Maden Karmaşığı, tektonik bir dokanakla Alt Miyosen yaşlı Lice Formasyonu üzerine gelir (Şekil 1).

Maden Karmaşığı, tipik olarak Elazığ'ın Maden İlçesi ve dolayında görülür (Sungurlu ve diğ. 1984). İlk kez Rigo de Righi ve Cortesini (1964) tarafından bu bölgede "Maden Birimi" olarak tanımlanmıştır. Birim "Maden Karmaşığı" olarak ilk defa Perinçek (1979) tarafından adlandırılmıştır. Çalışma alanında, bindirme kuşağının üstünde kalan güney kesimlerde yaygın olarak gözlenir. Karmaşık, çalışma alanında bazaltik, bazaltik andezitler (ve/veya andezitik bazaltlar), ve bunları kesen diyabaz dayaklan, bazaltik yastık lavlar, kırmızı - gri renkli çamurtaşlan, kumtaşlan, kumtaşı - şeyi ardalanması, mikritik kireçtaşı arakatlı kalkerli şeyller ve değişik litoloji ve boyutlarda kireçtaşı bloklarından

oluşturmuştur. Erdoğan (1977, 1982), Özkaya (1978) ve Baştuğ (1980), değişik seviyelerden derledikleri fosillere dayanarak, birime üst Kretase'den Üst Eosen'e kadar değişen yaşlar önermişlerdir. Sungurlu ve diğerleri (1984) ise, yaptıkları çalışmalarda saptadıkları fosillere dayanarak, birime orta Eosen yaşını vermişlerdir. Petrografik incelemeler sonucunda, Maden Karmaşığı'na ait bazaltlar, bazaltik andezitler ve yastık lav yapısı gösteren volkanitlerin, genelde porfirik doku ve zaman zaman da intersert^l ve amigdaloidal doku gösterdikleri bunları kesen diyabaz dayaklan ise, intersertal doku gösterdikleri saptanmıştır. Bu kayaçları etkileyen alterasyon tipleri ise, karbonaüaşma, kloriteleşme, serizitleşme, killeşme, uralitleşme ve zeolitleşme'dir.

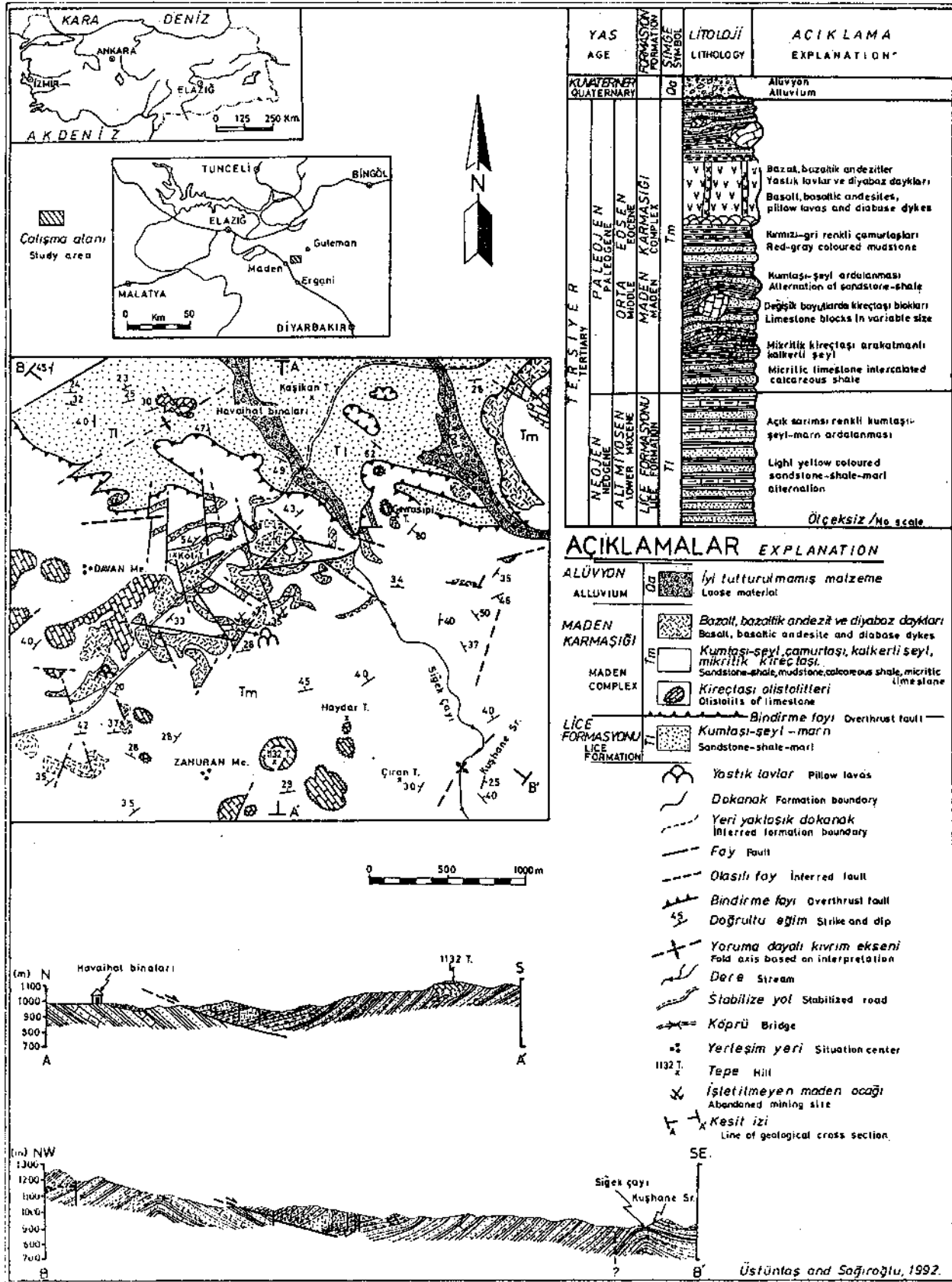
Lice Formasyonu, çalışma alanında bindirme kuşağının altındaki tektonik pencere boyunca yüzeyler (Şekil 1). Dayanımsız bir yapıda olduğundan, topoğrafik olarak düşük seviyeleri ve çok az engebeli alanları oluşturan Lice Formasyonu, genelde kumtaşı - şeyi - marn ardalanmasından oluşmuştur. Apcşk yaygın olarak, kumtaşı - şeyi ardalanmasında yapıları filiş görünümündedir. Çalışma alanı dışında, bu istifte ince katmanlı kireçtaşı arakatmanları bulunduğu, Özkaya (1978) tarafından belirtilmiştir. Özkaya (1978) ve Sungurlu ve diğerleri (1984), saptadıkları fosillere dayanarak, formasyona Alt Miyosen yaşını vermişlerdir.

YAPISAL JEOLJİ

Çalışma alanının bulunduğu bölge, gerek paleo-tektonik gerekse neotektonik açıdan, Türkiye'nin dört önemli tektonik birliğinden biri olan Toros Orojenik Kuşağı'nın doğu kesiminde, oldukça ilginç bir bölümünü içine almaktadır. Söz konusu bölge, Türkiye'nin önemli tektonik unsurları arasında sayılan Oünçydoğu Anadolu Bindirme Kuşağı ve Doğu Anadolu Fayını içinde bulundurulur.

Çalışma alanında gözlenen Maden Karmaşığı, tektonik olayların etkisiyle, büyük ve küçük ölçekte kırıldı yapıları kazanmıştır. Ancak, bu kırıldı yapıların, volkanik kayaçlarda çok iyi gözlenebilmesine karşın, volkanik kayaların olmadığı yerlerde tanınması oldukça zordur.

ZAHURAN Cu CEVHERLEŞMESİ



Şekil I. Çalışma alanının Jeoloji haritası, enine kesitleri ve genelleştirilmiş tectonostratigrafik dikme kesiti.

Figure I. Geologic map, cross sections and tectono - stratigraphic column of the studied area.

Anadolu ve Arap plakaları arasındaki çarpışma tektoniği ile ilişkili, sıkışma rejimine bağlı olarak, Maden Karmaşığı içinde kıvrımlı yapılardan çok, kırıklı yapılar gelişmiştir. Lice formasyonu'nda ise, eksenleridoğu - batı doğrultuda olmak üzere, daha çok kıvrımlı yapılar gelişmiştir. Bunun sonucu olarak, bölgenin kuzey - güney doğrultuda daralması ve doğu - batı doğrultuda genişlemesi söz konusudur (Şengör, 1980; Michard ve diğ., 1984; Tatar, 1986).

İnceleme alanında geniş bir yayılım sunan Maden karmaşığı, düzensiz bir iç yapı gösterir. Yapı içerisinde küçük çapta gelişmiş ufarak kıvrımlar nedeniyle, tabaka eğim ve doğrultuları kısa aralıklarda bile önemli değişiklikler gösterir. Lice Formasyonu ise, daha düzenli bir iç yapı sunmaktadır.

Çalışma alanında gözlenen yapılardan biride, Güneydoğu Anadolu Bindirmesi'yle ilişkili gelişen tektonik penceredir. Çalışma alanında tamamı gözlenmeyen bu tektonik pencereden, Lice Formasyonu, Maden karmaşığı altından yüzeylemektedir.

CEVHERLEŞMELER

Cevherleşmeler, Toros Tektonik Birliği'nin dokanağını oluşturan, Güneydoğu Anadolu Bindirme Kuşağı üzerinde yer alır. Bu Kuşak boyunca Maden Karmaşığı içerisinde çeşitli yörelerde, çok sayıda volkanik kökenli masif sülfat yatağı ve cevherleşmeleri yer alır. Bunlardan en iyi ve çok eskiden beri bilineni, Ergani - Maden Bakır Cevherleşmeleridir. Bu yatakları konu alan özgün çalışmaların bir kısmı, Üstüntaş (1988)'da bulunabilir.

Zahuran Cevherleşmeleri, iki farklı bölgede ve ortamda gözlenmektedir.

1 - Yastık lavlar içerisindeki cevherleşmeler,

2 - Diyabazlar içindeki fay zonuna yerleşmiş cevherleşmeler.

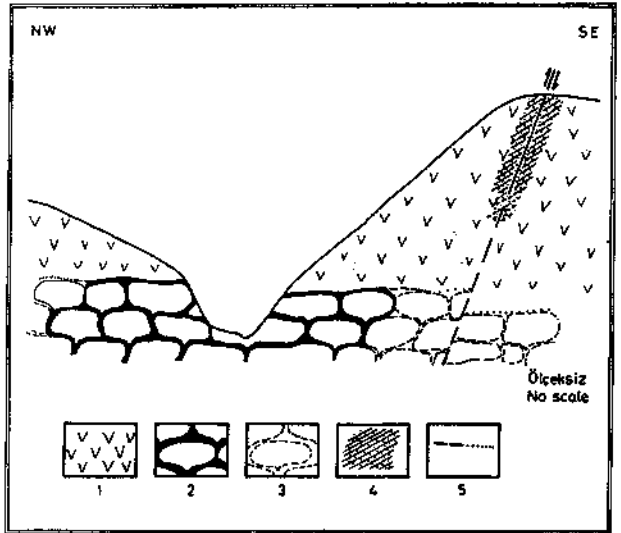
Bu iki cevherleşme, oldukça farklı özelliklere sahiptir ve bu özellikleri nedeniyle, Güneydoğu Anadolu Bindirme Kuşağı'ndaki cevherleşmelerin köken tartışmasına bir ışık tutacak niteliktedir.

Yastık Lavlarla İlişkili Gelişen Cevherleşmeler

Zahuran Köyü'nün yaklaşık 1 km kuzeyinde, dere yatağı içerisinde, 15 m uzunluğunda bir zon içerisinde yer alırlar. Bu zon içerisinde 5 - 10 cm kalınlıkta, yastık lavların tabakaları arasında cevherli seviyeler bulunmaktadır (Şekil 2). Yatay konumlu bu zon

içerisindeki masif cevher, tabakalanma ve akma dokuları gibi sedimanter yapılar sunmaktadır. Yan kayaçlarda, saçınmış halde pirit ve çok ince çatlaklara yerleşmiş kalkopiritler gözlenmektedir. Döküntüler içerisinde ve damarların üzerinde, yoğun olarak malakit - azurit sıvamaları ve limonitleşme gözlenmektedir. Yan kayaçların, yapılan petrografik incelemelerde bazaltik andezit bileşiminde oldukları saptanmıştır. Bunlarda gelişen alterasyonlar killeşme, kloritleşme, karbonatlaşma ve serizitleşme'dir. Bu alterasyonlar, cevherleşmeden dolayı değil, kayaçlarda görülen genel bir alterasyondur.

Yastık lavlarla ilişkili gelişen bu cevherleşmeler, masif görümlü ve daha çok zonlu yapı gösterirler. Bu zonlar boyunca, değişik cevher mineralleri egemen olmakta, genel doku; öz, yan öz şekilli piritleri çevreleyen kalkopirit, bornit ve sfalerit şeklindedir (Levha - 1, Şekil



Şekil 2. İki tip cevherleşmenin olası ilişkisi: (1) Diyabaz, (2) Yastık lavlar ve aralarındaki cevherli seviyeler, (3) Yastık lavlar ve aralarındaki cevherli seviyelerin olası devamı, (4) Altere Cevherli Zon, (5) Diyabazlar ile yastık lavlar arasındaki dokanağm olası devamı.

Fig. 2. The possible relationship of two the types of mineralizations: (1) Diabase, (2) Pillow lava and mineralizations, (3) possible continuation of the pillow lava type mineralizations, (4) Altered and mineralized zone, (5) possible continuation of the diabase - pillow lava contact.

ZAHURAN Cu CEVHERLEŞMESİ

Çizelge 1. Yastık lavlarla ilişkili gelişen cevherleşmelerin parajenez tablosu.

Table I. Paragenesis of the mineralization related to pillow lavas.

FAYLANMAYLA İLİŞKİLİ GELİŞEN CEVHERLEŞMELER (THE FAULT ZONE FILLING)	
BİRİNCİL (PRİMER)	YÜZEYSEL ALTERASYON (SURFACE ALTERATION)
----- Pirit (pyrite)	----- Limonit (Limonite)
----- Kalkopirit (Chalcopyrite)	----- Kalkozin-Kovellin (Chalcozine-Covellite)
----- Sfalerit (Sphalerite)	----- Nabit Bakır (Native copper)
	----- Malakit-Azurit (Malachite-Azurite)

- 1 ve 2). Bu cevherleşmelerde görülen mineral topluluğu; Kalkopirit, bornit, pirit, sfalerit ve kalkozin - kovelin'dir.

Mineral topluluğu içerisinde baskın mineral, piritleri çevrelemiş olarak gözlenen kalkopirittir (Çizelge - 1). Çok küçük taneler şeklinde olduğundan, zaman zaman diğer mineralleri çevreleyen bir matriks görünümündedir. Kalkopiritler içerisinde öz şekilsiz sfalerit mineralleri yer almaktadır. Aynı şekilde, sfaleritler içerisinde de kalkopirit mineralleri gözlenmektedir. Kalkopiritler, kenarları ve içlerindeki kırıklar boyunca kalkozin - kovelin ve bazen limonitlere dönüşmüştür.

Kalkopiritten sonra en çok gözlenen mineral bornittir. Bazı kesitlerde, kalkopiritlerden daha baskın olarak gözlenir. Kalkopiritler gibi, zaman zaman bir matriks görünümünü alabilen bornitler, sfaleritlerle birlikte ve onların içlerinde gözlenirler. Bornitler içerisinde bazen gözlenen kalkopirit aynılımları, bunların yüksek sıcaklıkta, tek fazda oluşmaya başladıklarını, sıcaklığın düşmesiyle birlikte kalkopiritlerin faz olarak ayrıldığını gösterir (Ramdohr, 1984). Bornitlerin kenar ve çatlakları boyunca kalkozin - kovelin oluşumu, kalkopiritlere oranla daha fazladır.

Piritler, Yastık lavlarla ilişkili bu cevherleşmelerde daha az olarak gözlenirler. Çoğunlukla kalkopiritler ve bornitler tarafından çevrelenmiş olup, keskin kenarlarını yitirmiş, yan öz şekilli kristaller şeklindedirler. İncelenen kesitlerde, bol miktarda jel pi-

ritler gözlenmiş olup, bunların çatlaklarına kalkopirit ve bornit mineralleri yerleşmiştir. Jel piritlerin gözlenmesi, bu cevherleşmelerin volkanosedimanter oluşumlu olduğunu gösteren önemli verilerdendir (Bochert, 1958).

Bu tip cevherleşmelerde, çok az oranda görülen cevher minerali sfalerittir. Ancak, gözlenen zonlu yapı içerisinde dizilmiş taneler şeklinde, yoğunluk kazanabilmektedir (Levha - I, Şekil - 2). Sfaleritler, çoğunlukla kalkopirit aynılımları içerirler. Ancak bu aynılımlar, çevrelenme şeklinde olup, kalkopirit mineralleri özel bir şekil sunmayıp şekilsizdirler.

Son yıllarda yapılan duraylı izotop çalışmaları (Spooner, 1977; Heaton, 1977), sinjenetik masif sülfür yataklarının deniz suyunun, volkanizma yakınında, yer kabuğu içerisinde dolaşımıyla yakından ilişkili olarak geliştiğini ortaya koymuştur. Dolaşım sırasında, kabuktan çözünerek alınan metaller, deniz suyu / deniz tabanı sınında hidrotermal çözelti ve deniz suyunun kanşması sonucu, 250°C - 300°C'de sülfürer şeklinde çöktürülmektedir. Ağsı (stokverk) damar zonu, sinjenetik oluşumlu masif cevherin kökleri olup, masif cevheri oluşturan cevherli çözeltileri deniz tabanına doğru taşıyan kanallardır (Levha - I, Şekil - 3). Bu ilişkileriyle ağsı damar zonları, epijenetik hidrotermal özellikler gösterirler (Çağatay, 1979).

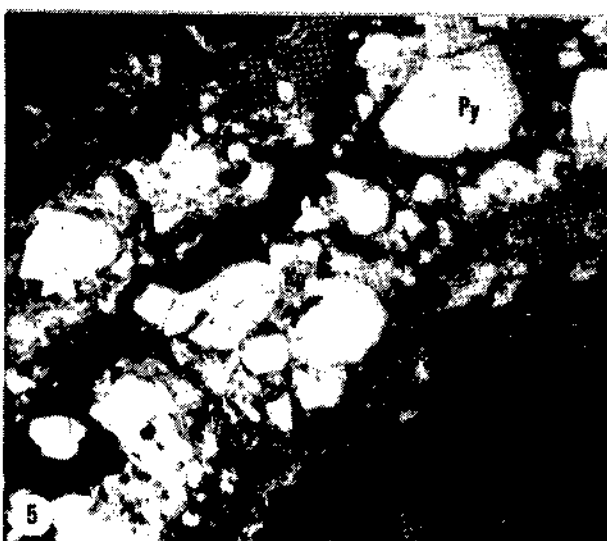
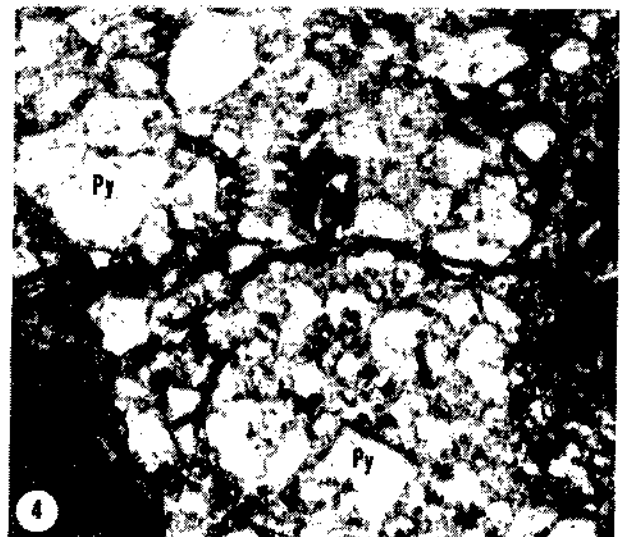
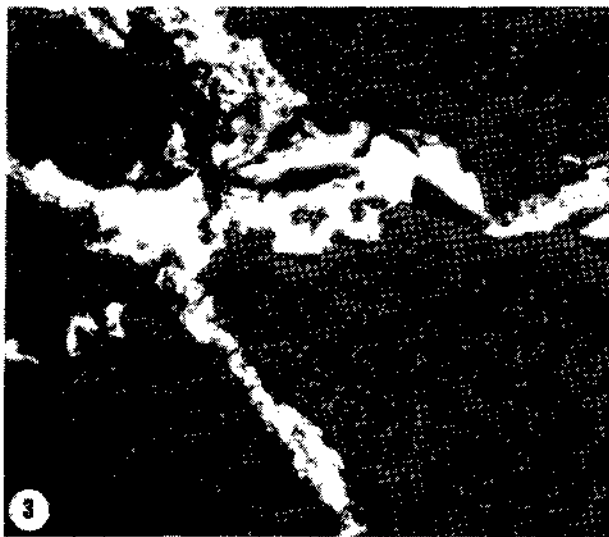
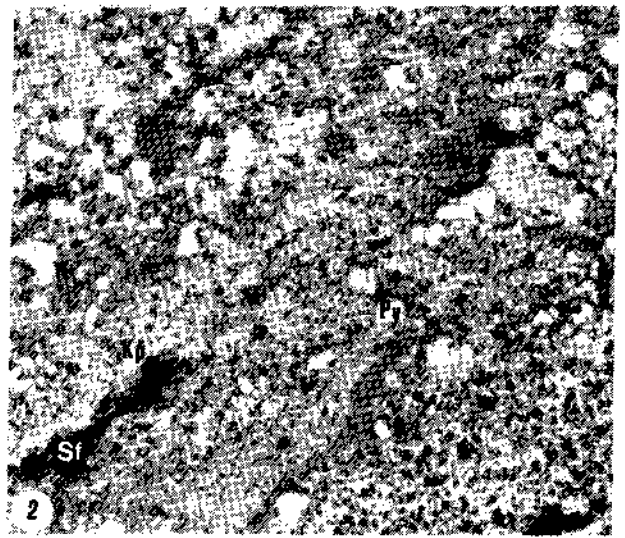
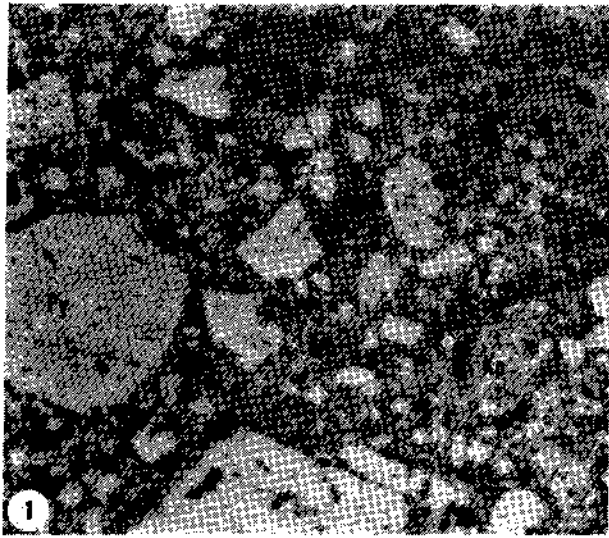
Çalışma alanında izlenen Yastık lavlarla ilişkili gelişen cevherleşmelerin, jelimsi, bantlı dokuları ve yan kayalarla uyumlu olan jeolojik konumları ile eş oluşumlu özellikler göstermeleri, bunların volkano - sedimanter oluşumlu, sinjenetik yataklar olduğunu gösterir.

Paylanmayla İlişkili Gelişen Cevherleşmeler

Kot Tepe'nin (1109 m), yaklaşık 650 m GD'sundaki sırtta, diyabazlar içinde, fay zonuna yerleşmiş olarak gözlenirler. Fayın konumu, K15D/35GD olarak ölçülmüştür. Cevherleşme, 1 m kalınlığındaki bu altere zon içerisinde homojen olarak dağılmamış, çeşitli düzeylerde yoğunluk kazanmıştır. Çatlaklarda sıvama dokusu gösterir. Bu zonda ve üst kesimlerde, yüzeysel bozuşma sonucu, çoğunlukla limonitler, daha az oranda limonitlerin gözeneklerini dolduran malakit - azurit ve silislerden oluşmuş bir demir şapka gözlenmektedir, buradaki cevherleşmelere eşlik eden alterasyonlar, killeşme, karbonatlaşma, kloritleşme, serizitleşme ve limonitleşmedir.

LEVHAI
PLATE I

ÜSTÜNTAŞ - SAĞIROĞLU



LEVHA I

- Şekil 1.** Yastık lavlarla ilişkili gelişen cevherlerin genel görünümü. Pirit (Py), kalkopirit (Kp), bornit (Bn), Büyütme: 20 x 10.
- Şekil 2.** Yastık lavlarla ilişkili gelişen cevherlerde, sedimanter zonlu yapı içerisinde uzunlamasına dizilmiş cevher mineralleri. Pirit (Py), kalkopirit (Kp), bornit (Bn), sfalerit (Sf), Büyütme; 10 x 10.
- Şekil 3.** Ağsı cevher dokusu içerisinde kalkopirit (Açık renkli). Büyütme: 10 x 10.
- Şekil 4.** Faylanmayla ilişkili gelişen cevherlerde damar dolgusu. Yüksek rölyefli olanlar pirit (Py), düşük rölyefli olanlar kalkopirit (Kp). Büyütme : 10 x 10.
- Şekil 5.** Faylanmayla ilişkili gelişen cevherlerde damar dolgusu. Yüksek rölyefli olanlar pirit (Py), düşük rölyefli olanlar kalkopirit (Kp). Büyütme : 10 x 10.
- Şekil 6.** Faylanmayla ilişkili gelişen cevherlerde gözlenen nabit bakır, kenarları boyunca kalkozin - kovellinle çevrelenmiştir. Nabit bakır (Nb), kalkopirit (Kp), kalkozin - kovellin (KK), Büyütme : 10 x 10.

PLATE I

- Fig. 1.** General view of mineralizations related to pillow lavas. Pyrite (Py), chalcopyrite (Kp), bornite (Bn). Magnification : 20 x 10.
- Fig. 2.** Horizontally piled ore minerals within sedimentary structures in mineralizations related to pillow lavas. Pyrite (Py), chalcopyrite (Kp), bornite (Bn), sfalerite (Sf). Magnification: 10 x 10.
- Fig. 3.** Chalcopyrite (light color) within stockwork ore texture. Magnification : 10 x 10.
- Fig. 4.** Fault zone fillings. High relief indicates pyrite (Py), Low relief indicates chalcopyrite (Kp). Magnification : 10 x 10.
- Fig. 5.** Fault zone fillings, High relief indicates pyrite (Py), Low relief indicates chalcopyrite (Kp). Magnification : 10 x 10.
- Fig. 6.** Native copper within fault zone fillings is surrounded by chalcocite - covellite, Native copper (Nb), chalcopyrite (Kp), chalcocite - covellite (KK). Magnification : 10 x 10.

Faylanmayla ilişkili gelişen bu cevherleşmeler diyabazlar içerisinde aşın derecede altere olmuş bir zon boyunca gelişmişlerdir. Burada fazla oranda pirit cevherleşmesi görülür. Yan kayaç kırık ve çatlaklar boyunca gelişmiştir (Leha - 1, Şekil - 4 ve 5). Burada izlenen cevher mineralleri; pirit, kalkopirit, sfalerit, nabit bakır ve kalkozin - kovellin'dir (Çizelge - E).

Piritler, genellikle öz şekilli kristaller şeklinde çatlaklar boyunca gözlenir. Çatlaklar dışında, kayaç içerisinde de saçınmış olarak bulunurlar. Yalnızca çatlaklar boyunca kalkopirit ve sfalerit mineralleri

Çizelge 2. Faylanmayla ilişkili gelişen cevherleşmelerin parajenez tablosu.

Table 2. Paragenesis of the fault zone fillings.

YASTIK LAVLARLA İLİSKİLİ GELİŞEN CEVHERLEŞMELER (THE MINERALIZATION RELATED TO PILLOW LAVAS)	
BİRİNCİL (PRIMER)	YÜZEYSEL ALTERASYON (SURFACE ALTERATION)
— Pirit (Pyrite)	— Kalkozin-Kovellin (Chalcocite-Covellite)
— Kalkopirit (Chalcopyrite)	— Kalkozin-Kovellin (Chalcocite-Covellite)
— Bornit (Bornite)	— Kalkozin-Kovellin (Chalcocite-Covellite)
— Sfalerit (Sphalerite)	

tarafından çevrelenmiştir. Ortalama tane boyu 0.5 mm dolayındadır. Yer yer kenarları boyunca limonitler gözlenir. Yastık lavlarla ilişkili gelişen cevherleşmelere göre, pirit oluşumu daha baskın olup, tane boyu daha büyüktür. Buradaki piritler, jel piritler gibi herhangi bir zonlanma göstermezler ve genelde öz şekillidirler.

Kalkopiritler, piritlerin çevresinde küçük taneler şeklinde gözlenirler. Bazı kesimlerde ise, tamamen limonitlerle çevrelenmiş daha iri taneler şeklinde bulunurlar. Kalkopiritlerin çevresinde ve içerisindeki zayıflık zonlanma kalkozin - kovelin oluşumu gözlenmektedir.

Sfalerit, önemsiz oranda ve çoğunlukla kalkopiritler ile birlikte, çok küçük taneler şeklinde bulunur.

Faylanmayla ilişkili gelişen cevherleşmelerde gözlenen bir diğer mineral nabit bakırdır. Koyu kırmızımsı, sarımsı renklerde, çizgili yüzeyli olarak gözlenen nabit bakır, genellikle kalkozin - kovelin ile çevrelenmiş olarak çatlaklar boyunca gelişmiştir (Levha - 1, Şekil - 6).

Diyabazlar içindeki fay zonunda gelişen bu cevherleşmeler, masif ve saçınımlı olarak iki gruba ayrılabilirler. Saçınımlı cevheri, yan kayaç içerisindeki pirit mineralleri oluşturur. Bu cevherleşmelere eşlik eden alterasyonlar, fay zonunda hareket eden cevher taşıyıcı hidrotermal çözeltilerin işlevleri sonucu gelişmiştir.

Bu nedenle, diyabazlar içindeki fay zonunda gözlenen bu cevherleşmeler, epijenetik oluşumlar olarak kabul edilmiştir.

İKİ TİP CEVHERLEŞMENİN OLASI İLİŞKİSİ

Bu çalışmaya konu olan cevherleşmelerin, yataklanma şekilleri ve birbirleriyle olan konumlan, bunların birbirinden bağımsız olarak düşünülmemeyeciklerini göstermektedir. Diyabazlar içindeki fay zonuna yerleşmiş cevherleşmelerin, büyük bir olasılıkla, yastık lavlarla ilişkili gelişen cevherleşmelerle köken ilişkisi içerisinde oldukları düşünülmektedir. İlk önce oluşan sinjenetik cevherleşmeler, daha sonra gelişen fay zonuna, hidrotermal çözeltilerle taşınmış ve epijenetik cevherleşmeleri oluşturmuştur. Bu düşünceyi destekleyen en önemli verilerden biri, cevherleşmelerin birbirleriyle olan konum ilişkisidir. Faylanmayla ilişkili gelişen cevherleşmeler, yastık lavlardan yapıları seviyenin üstünde yer almakta ve fay zonu da olasılıkla derinlerde bu seviyeyi kesmektedir (Şekil 2).

Bu iki cevherleşme tipi, küçük kütleler şeklinde Maden karmaşığı içinde diğer bölgelerde de yaygın olarak gözlenmektedir (Çağatay, 1977). Bu çalışmada incelenen cevherleşmelerin, GD Anadolu Bindirme Kuşağı'ndaki cevherleşmelerin küçük bir modeli olduğu düşünülecek olursa, kuşak boyunca gözlenen bu türdeki cevherleşmelerin, köken tartışmasına bir ışık tutacaktır.

Maden Karmaşığını kapsayan ve bu türdeki cevherleşmelere yönelik çalışmalarda, bu iki tip cevherleşmelerden birine rastlanıldığında, yakın çevrede diğer tip cevherleşmenin bulunabileceği olasılığı düşünülmelidir.

SONUÇ VE TARTIŞMA

Zahuran Köyü çevresinde, iki ayrı tipte gelişen cevherleşmelerin yataklanma şekli, mineral içeriği, dokusu ve mineral özellikleri bir birlerinden oldukça farklıdır.

Faylanmayla ilişkili gelişen cevherleşmeler, diyabazlar içinde gelişen bir fay zonuna epijenetik olarak yerleşmiştir. Buna karşılık, Yastık lavlarla ilişkili gelişen cevherleşmeler ise, böyle bir fay zonunda değil, tabakalaşmaya uygun sinjenetik olarak gelişmişlerdir.

Cevherleşmelerin makroskobik olarak karşılaştırılabilir özelliklerinden biride, yastık lavlarla ilişkili gelişen cevherleşmelerde tabakalanma, akma dokuları gibi sedimanter yapılar rasüanılmasıdır. Faylanmayla ilişkili gelişen cevherleşmelerde ise, bu tür yapılar gözlenmemektedir.

Söz konusu cevherleşme tiplerinde gelişen alterasyonlar da farklılıklar göstermektedir. Faylanmayla ilişkili gelişen cevherleşmelerde tamamen oluşum şekillerinden dolayı, cevherleşmeye değişik alterasyonlar eşlik etmiştir. Yastık lavlarla ilişkili gelişen cevherleşmelerde ise, böyle bir alterasyon söz konusu değildir. Gelişen alterasyon bölgede genel olarak gözlenen kayaç alterasyonudur.

Her iki tip mikroskobik olarak incelendiğinde mineral içerikleri, dokusu ve mineral özellikleri açısından farklılıklar gösterirler.

Mineral içerikleri göz önüne alındığında, gözlenen cevher mineralleri; Kalkopirit, bornit, pirit,

ZAHURAN Cu CEVHERLEŞMESİ

sfalerit, nabit bakırdır. Ancak, Yastık lavlarla ilişkili gelişen cevherleşmelerde nabit bakır, Faylanmayla ilişkili gelişen cevherleşmelerde ise, bornit gözlenmemektedir.

Her iki cevher tipi, doku açısından ele alındığında önemli farklılıklar göze çarpmaktadır. Yastık lavlarla ilişkili gelişen cevherleşmelerde masif cevher dokusu gözlenirken, diğer tip cevherleşmede ise, çatlak sıvaması (stokverk, ağsı) ve saçınımlı doku görülür.

Masif cevher dokusu, yan öz şekilli piritleri çevreleyen kalkopirit, bornit, sfalerit şeklindedir. Bu doku volkanosedimanter yatakların özgün dokusudur. Doku içerisinde gözlenen jel piritler de aynı şekilde volkano - sedimanter yatakların özgün mineralidir (Ramdohr, 1984).

Faylanmayla ilişkili gelişen cevherleşmelerde ise, damar tipi cevherleşmeye özgün dokular gelişmiştir. Bunlar yan kayaç çatlaklarında gözlenen, çatlak sıvamalarıdır. Ayrıca pirit taneleri, yaygın bir şekilde yan kayaç içerisinde saçınımlı olarakta bulunurlar. Buradaki piritler yastık lavlarla ilişkili gelişen jel piritlerden farklıdır. Herhangi bir zonlanma göstermedikleri gibi, çoğunlukla öz şekillidirler.

Bütün bu farklı özelliklerden dolayı, diyabaz içindeki çatlaklara yerleşmiş cevherleşmeler epijenetik - hidrotermal, yastık lavlarla ilişkili gelişen cevherleşmelerin ise, sinjenetik oluşumlu Kıbrıs tipi yataklar olduğu söylenebilir.

Zahuran Köyü çevresindeki cevherleşmelerin, yüzeyleyen kısımları küçük kütleler şeklinde olduğu için, ekonomik bir değer taşımazlar. Ancak, her iki cevherleşme ümitli olabilecek bir özellik taşımaktadır. Şöyleki; yastık lavlarla ilişkili gelişen cevherleşmeler, volkano - sedimanter oluşumlu oldukları için, yanıl yönde boyutlarında değişimler söz konusu olabilmektedir. Faylanmayla ilişkili gelişen cevherleşmeler ise, derinlere doğru cevher mineral bileşiminin değişmesi ve kıymetli metal içeren minerallere geçiş göstermesi olanaklıdır.

Ayrıca bölgede yaygın olarak gözlenen, fakat genellikle küçük hacimlerde gelişen epijenetik damar tipi Cu cevherleşmelerinin, en azından bir kısmı, altta veya

çevrede bulunan volkano - sedimanter tip cevherli kütlelerden hareketlendirilmiş katyonlardan oluşmuş olabilir. Bu nedenle damar tipi cevherli bölgelerde, volkano - sedimanter cevherler bulunabilir.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Aktaş, G, and Robertson A. H. F., 1984, The Maden Complex, SE Turkey: Evolution of a Neotethyan active margin: J.E. Dixon and A.H.F. Robertson (Ed.). The Geological Evolution of the Eastern Mediteiranean, 375 - 402, Edinburgh.
- Baştuğ, M.C., 1980, Sedimentation, deformation, and melange emplacement In the Lice basin, Dicle-Karabegan area, Southeast Turkey; ODTÜ, Ph. D. Thesis, 282 p. (Unpublished).
- Borchert, H., 1958, Türkiye'de inisiyal ofiyolitik mağmatizmaya ait krom ve bakır cevheri yatakları: MTA yayınlan no. 102, Ankara.
- Çağatay, A, 1977, Güneydoğu Anadolu bakır yatak ve zuhurlarının jeolojik - mineralojik etüdü sonunda elde edilen genetik bulgular: MTA Dergisi, 89,46 - 74, Ankara.
- Çağatay, N., 1979, Yeni gelişmelerin ışığında Türkiye'nin volkanik kökenli masif sülfür yatakları: Jeol. Müh. Odası yayını, 6,35 - 56.
- Erdoğan, B., 1977, Geology, geochemistry and genesis of the sulfide deposits of the Ergani - Maden region, SE Turkey: Ph. D. Thesis, University of New Brunewick, 288 s, Kanada, (unpublished),
- Erdoğan, B., 1982, Ergani - Maden yöresindeki Güneydoğu Anadolu Ofiyolit kuşağının Jeolojisi ve volkanik kayaları: TJK Bülteni, 25,1,49-60.
- Evans, A.M., 1980, An introduction to ore geology: Blackwell Sc. Publication, Oxford, 231 p.
- Heaton, T.H.E. and Sheppard, S.M.F., 1977, Hydrogen and oxygen isotope evidence for, Sewater complex, Cyprus. "Volcanik Processes in ore genesis" de, Proceedings of a meeting, of Geological, society of London and the inst. of

- Mining and Metali., 1976, Special publication no. 7, of the Geological of London, 42 - 57.
- Michard, A. Whitachurch, H., Ricou, L.E., Montigny, R. and Yazgan, E., 1984, Tauric Subduction (Malatya - Elazığ Provinces) and its bearing on tectonics of the Tetyan realm in Turkey: J.E. Dixson and A.H.F. robertson (Ed.), The geological Evolution of the Eastern Mediteranean, Edinburgh, 361 - 373.
- Özçelik, M., 1985, Malatya Güneydoğusundaki Maden mağmatik kayaçlarının jeolojisi ve tektonik ortamına jeokimyasal bir yaklaşım: Türkiye Jeol. kur. Bült., 28, 19-34.
- Özkan, Y.Z. and Öztunalı, Ö., 1984, Petrology of the mağmatik rock of Guleman Ophiolite; Proceedings of the intern symp on the Geol of the Taurus Belt, 285 - 294, Ankara.
- Özkaya, I., 1978, Ergani - Maden yöresi stratigrafisi: TJK Bülteni, 21, 2, 129-139.
- Perinçek, D., 1979, The geology of Hazro - Korudağ - Çüngüş - Maden - Ergani - Elazığ - Malatya area: Guid Book, TJK yayını, 33 s., Ankara.
- Ramdohr, P., 1984, The Ore Minerals and Their intergrowths: Akademia - Verlog, Berlin, 1202 p.
- Rigo de Righi, M.R. ve Cortesini, A., 1964, Gravity tectonics in foothills structure belt of southeast turkey: American Assoc, Petrol Geol. Bull., 48, 1911-1937.
- Soopner, E.T.C., 1977, Hydrodynamic model for the origin of the ophiolitic Cupriferous pyrite ore Cyprus. "Volcanik Processes in ore genesis" de, Proceedings of a meeting, of Geological, society of London and the inst. of Mining and Metali., 1976, Special publication no. 7, of the Geological of London, p. 58 - 71.
- Sungurlu, O., Perinçek, D., Kurt, G., Tuna, E., Dülger, S., Çelikdemir, E. ve Naz, H., 1984, Elazığ - Hazar - Palu alanının jeolojisi: TPAO dergisi, no. 29, 83 - 135, Ankara.
- Şengör, A.M.C., 1980, Türkiyenin neotekniğinin esasları: TJK Konferans dizisi, 1.40 s., Ankara,
- Tatar, Y., 1986, Elazığ çevresinde Fırat havzasının yapısal jeolojik özellikleri: Elazığ çevresinde Fırat havzasının jeolojisi ve yeraltı zenginlikleri sempozyumu, Bildiri özetleri, F.Ü. Müh. Fak. Jeoloji müh. Böl., 4 - 5., Elazığ.
- Üstüntaş, A., 1988, Zahuran - Mağden - Elazığ Piritik Cu Cevherleşmeleri: YQksek Lisans Tezi, F.Ü. Fen bilimleri Enş.y 58 s., Elazığ, (Yayınlanmamış).
- Yazgan, E., 1981, Doğu Torolarda etkin bir paleo - kıta kenarı etüdü (Üst Kırtase - Orta Eosen) Malatya - Elazığ Doğu Anadolu: Yerbilimleri, Hacettepe Univ., 7, 83 - 104.

TERCAN (ERZİNCAN) - AŞKALE (ERZURUM) ARASININ TEKTONİĞİ

Tectonics of the region between Tercan (Erzincan) and Aşkale (Erzurum)

Cevdet BOZKUŞ

Atatürk Üni. Mühendislik Fakültesi, Erzurum

Özer YILMAZ

Atatürk Üni. Fen-Edebiyat Fakültesi, Erzurum

ÖZ: Üst Maestrihtiyen öncesi, Neotetis ürünü olan ofiyolitli karışığın ilk yerleşim dönemidir. Üst Kretase - Oligosen aralığında, bölgesel sıkışma tektoniğine bağlı olarak ofiyolitli karışık ekaylanmalarla kalınlaşmış ve yerel olarak inceleme alanı suüstü olmuştur. Oligosen başlarında yaklaşık D-B doğrultulu ve kuzeye eğimli bindirmeler önünde dağarası nitelikli ve karasal kırıntılılarla doldurulmuş havzalar gelişmiştir (Çayırılı - Tercan havzası). İnceleme alanında, Geç Miyosen(?) sonu öncesinde ve sonrasında farklı özellikler gösteren tektonik yapılar gelişmiştir. Geç Miyosen(?) sonu öncesinde yaklaşık D-B doğrultulu bindirme ve büyük açılı ters fayları yanı sıra yine D-B eksen gidişli devrik bakımsız kıvrımlar gelişmiştir. Geç Miyosen sonundan itibaren sıkışma gerilimi yanal hareketler ile karşılanarak KB-GD, KD-GB yönlü sağ ve sol yanal doğrultu atımlı faylar ile yine aynı yönlü kesme çatlakları gelişmiştir. Bu yapısal veriler inceleme alanı ve civarının yaklaşık K-G doğrultusundaki sıkışma geriliminin denetiminde olduğunu gösterir.

ABSTRACT: Pre - Upper Maastrichtian is the first emplacement period of the ophiolitic melange which is the Neotethys product. During the interval of the Upper Cretaceous - Oligocene, ophiolitic melange became thicker by thrusting due to the regional compressional tectonism and local emergence was an investigation area. Intermountain basins infilled by continental elastics were developed in the early Oligocene, in front of the thrusts with approximately E-W trending and inclined to the North (Çayırılı - Tercan basin). Tectonic features of different character have developed during pre - and post - late Miocene, in the study area. E - W trending thrusts, high angle reverse - faults and asymmetric overturned folds with E-W trending axis have developed before Late Miocene. Following Late Miocene, compression has been compensated by lateral - movements which caused NW - SE, NE - SW striking right and left - lateral strike slip faults and shear fractures with the same orientation. These structural data show that the investigation area and surroundings are under - control of approximately N - S striking compressive stress.

GİRİŞ

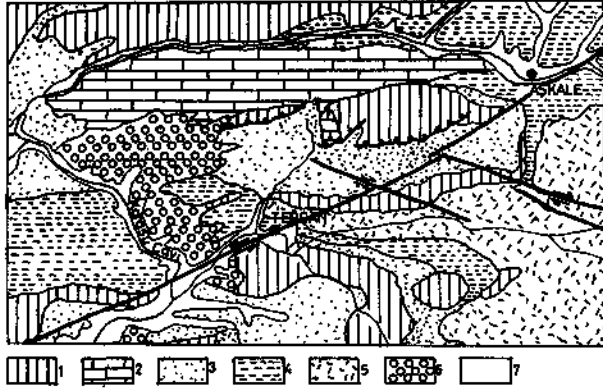
İnceleme alanının da içerisinde yer aldığı Doğu Anadolu bölgesi, Geç Kretase'den beri yaklaşık K - G yönelimli sıkışma geriliminin denetimindedir (Mc Kenzie, 1972; Le Pichon ve diğerleri, 1973; Morelli, 1978). Geç Kretase'de Neo - Tetis kuzey kolunun kapanmaya başlamasıyla birlikte, bu koldan güneye, Anatolid/Torid platformu üzerine Senoniyen'de büyük ofiyolitli naplar yerleşmiştir. Üst Eosen öncesinde, Anatolid/Torid plat-

formu ile Pontid ada yayı çarpışmasıyla, Doğu Anadolu Bölgesinde güneye doğru ilerleyen ofiyolitli napları önünde Eosen - Oligosen yaşlı, asimetric fliş/molass havzaları gelişmiştir (Şengör, 1980).

Doğu Anadolu Bölgesinde Neotektonik dönem, Avrasya - Arabistan kıta çarpışmasıyla başlamıştır (Şengör ve Kidd, 1979; Şengör, 1980; Şengör ve Yılmaz, 1983; Koçyiğit ve Rojay, 1983,1984; Koçyiğit, 1985). Çarpışmanın yaşı dolayısıyla Neotektonik

dönemin başlangıcı bazı araştırmacılara göre Orta veya Geç (?) Miyosen (Şengör ve Kidd, 1979; Şengör, 1980; Şengör ve Yılmaz, 1983; Barka, 1984; Şaroğlu ve Güner, 1981; Şaroğlu ve Yılmaz, 1987), diğerlerine göre ise Üst Miyosen - Alt Pliyosen'dir (Koçyiğit ve Rojay, 1983,1984; Koçyiğit, 1985).

Neotektonik dönemde bölgede sıkışma sonucu genelde D-B doğrultulu K ya da G ye eğimli yüksek açılı bindirmeler, KB - GB doğrultulu sol yönlü doğrultu atımlı faylar, KB - GD doğrultulu sağ yönlü doğrultu atımlı faylar, K - G doğrultulu açılma çatlakları ve bu çatlaklardan çıkan yaygın volkanitler oluşmuştur (Şaroğlu ve Güner, 1981; Şaroğlu ve Yılmaz, 1987). Geç Miyosen - Erken Pliyosen sırasında, Avrasya, Arap levhaları arasındaki kıta - kıta çarpışması, özellikle Avrasya levhası içinde çok sayıdaki sol ve sağ yanal nitelikli fayların meydana gelmesine neden olmuştur. Bilin-



Şekil 1. İnceleme alanı ve yakın dolayının İnceleme alanı ve yalınlaşmış jeoloji haritası. 1. Ofiyolitli kanşık; 2. Üst Kretase yaşlı tortul istif; 3. Oligosen yaşlı karasal tortullar; 4. Miyosen yaşlı denizel tortullar; 5. Üst Miyosen - Pliyosen yaşlı volkanitler; 6. Taraça tortulları; 7. Alüvyon; 8. Bindirme; 9. Doğrultu atımlı fay.

Figure 1, Simplified geological map of the study area and adjacent area. 1. Ophiolitic melange; 2. Upper Cretaceous sedimentary sequence; 3. Oligocene continental deposits; 4. Miocene marine deposits; 5. Upper Miocene - Pliocene volcanics; 6. Terrace deposits; 7. Alluvium; 8. Thrust; 9. Strike-slip fault.

diği gibi bu faylardan bölgesel boyutlu olan ikisi sağ yanal nitelikli Kuzey Anadolu ve sol yanal nitelikli Doğu Anadolu faylarıdır (Koçyiğit, 1985). Bu iki fayın kesişme yerinin yakın kuzeybatısında yer alan inceleme alanı ve yakın çevresinde, bu faylara koşut olarak ve daha küçük boyutlu, aynı nitelikli faylar gelişmiştir (Şekil 1). inceleme alanı ve yakın çevresi bugüne değin yukarıda verilen tektonik amaçlı araştırmaların yanısıra, değişik jeolojik amaçlara yönelik olarak birçok araştırmacı tarafından incelenmiştir (Lahn, 1940; Wedding, 1964; Pisoni, 1965; Arpat, 1965; Koçyiğit ve diğerleri, 1985; Kerey ve Bozkuş, 1985; İnan, 1988).

Erzincan İ44 - b₂, b₃ ve Erzurum 145 - a_p, a[^] a₃, a₄ 1/25 000 ölçekli paftalarını kapsayan inceleme alanının ayrıntılı stratigrafisi daha önce incelenmiştir (Bozkuş, 1992). Bu inceleme de ise bu alanın tektonik özellikleri tanıtılacaktır.

TEKTONİK

İnceleme alanı Üst Kretase'den beri süregelen sıkışma gerilimi denetiminde gelişmiş jeotektonik yapıları kapsar. Bu alanda temeli oluşturan ofiyolitli karışık Üst Maestrihtiyen yaşlı, transgresif nitelikli denizel bir istifli uyumsuzlukla üstlenir (Bozkuş, 1992). Bu da ofiyolitli birimin inceleme alanı ve civarındaki ilk yerleşim yaşının Üst Maestrihtiyen öncesi olduğunu gösterir. K - G yönlü sıkışma geriliminin denetiminde olan inceleme alanında; yaklaşık D-B doğrultulu bindirme ve büyük açılı ters faylar, KD-GB gidişli sol yanal ve KB-GD gidişli sağ yanal doğrultu atımlı faylar ile yaklaşık D-B eksen gidişli kıvrım yapıları gelişmiştir (Şekil 2). Ayrıca Oligosen yaşlı karasal kırıntılı tortul kayalarında, özellikle iri kırıntılılarda çok iyi gelişmiş kesme çatlakları saptanmıştır.

Kıvrımlar

İnceleme alanı içerisinde yüzeylenen kaya birimlerinde en iyi katman yapılan Üst Kretase yaşlı Anıkbaba formasyonu, Oligosen yaşlı Penek ve Kükürtlü formasyonları ile Miyosen yaşlı Kemerkaya formasyonunda gelişmiştir. Kuzey sınırı bindirme fayı ile sınırlı, genelde ofiyolitli karışığın meydana getirdiği bir temel üzerinde gelişmiş ve D-B eksenli dağarası karakterlerdeki Tersiyer havzasını dolduran Oligosen yaşlı karasal kırıntılı tortul kayalardan oluşan Penek ve

TERCAN - AŞKALE ARASININ TEKTONİĞİ

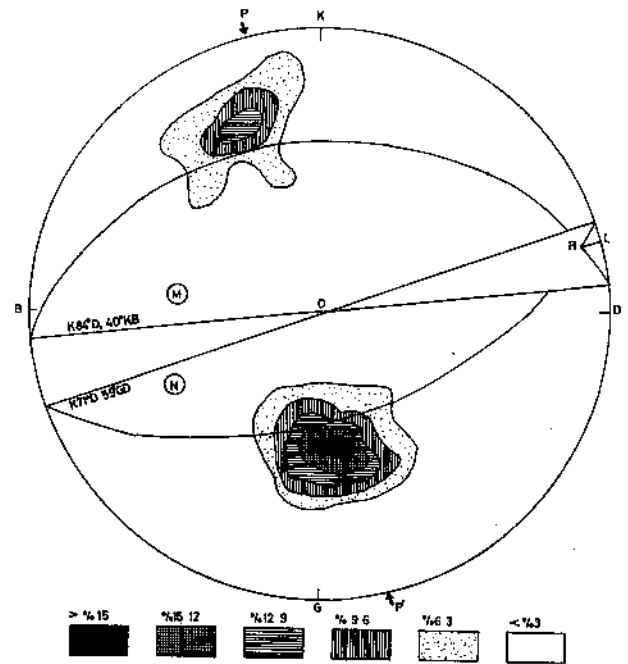
Kükürtlü formasyonlarında çok iyi kıvrım yapıları gelişmiştir. Penek formasyonunda ölçülen katman durumlarına göre hazırlanmış kontur diyagramı ile belirlenen egemen katmanlanma durumu $K70^{\circ}D - 59^{\circ}GD$, $K84^{\circ}D - 40^{\circ}KB$ ve ortalama kıvrım eksenini $K75^{\circ}D$ gidışli 8° ile KD ya dalımlı olduğu belirlenmiştir (Şekil 4).

KışlacSere Senklinali Eksen durumu $K75^{\circ}D - 8^{\circ}KD$ 'dur (Şekil 4). Kıvrım eksenini batıda Kartal dağı kuzeyinden başlar ve $K75^{\circ}D$ doğrultusunda Kışlac dere-sini izleyerek Orum tepe kuzeyine kadar uzanır. Orum tepesinden Karacakışlak köyüne kadar $K-G$ doğrultusunda, daha sonrada KB 'ya dönerek Komzun köyüne kadar uzanır. (Şekil 2). Kıvrımın ortalama kanat durumu $K70^{\circ}D - 59^{\circ}GD$, $K84^{\circ}D - 40^{\circ}KB$ 'dır. Bu ortalama değerlerde açıkça görüldüğu gibi kıvrımın iki kanadının eğim miktarları arasında 19 derecelik bir fark vardır. Bu da kıvrımın bakışsız olduğunu gösterir. Kıvrımın kuzeybatı kanadı bakışsız olup, bu kanatdaki eğimlerin kuzeybatıdaki bindirme hattına yaklaştıkça dikleştikleri, yer yer devrik konumda oldukları gözlenir. Senklinali oluşturan egemen sıkıştırma ($P-F$) $K15^{\circ}B$, $G15^{\circ}D$ doğrultusundadır (Şekil 4). Oligosen yaşı Penek formasyonu içerisinde gelişmiş olan kıvrım ekseninin inceleme alanı içerisindeki uzunluğu 8 km'dir. Senklinalin olası oluşum yaşı Oligosen sonrasındır.

Niğdere Senklinali - Eksenini Zilfekomu köyünden başlayarak doğuya doğru $D-B$ yönünde Niğdere köyüne kadar uzanır. Niğdere köyünden güneydoğuya dönerek ($K30^{\circ}B - G30^{\circ}D$ doğrultusunda) Değermendereye kadar uzanır (Şekil 2). Senklinal ekseninin Niğdere köyünden sonra güneydoğuya dönmesi, Gökdere köyü güneyinden geçen ters fayın etkisi ile olmuştur. Niğdere bindirmesinin etkisi ile kuzey kanadı devriktir (Şekil 3). Bu kanatda, bindirme hattına yakın kesimlerde devrik kaya katmanlarının eğimleri 30 ile 70 derece arasında değişir. Oligosen yaşı Penek ve Kükürtlü formasyonları içerisinde gelişmiştir. Devrik - bakışsız bir senklinal olan kıvrımın eksen uzunluğu 7,5 km'dir. Olası oluşum yaşı Oligosen sonrasındır.

Kükürtlü senklinali - Eksen durumu $K76^{\circ}B - 30^{\circ}GD$ 'dur. Eksenini Kükürtlü köyü güneybatısında olan Kavaklı tepeden başlayarak, yaklaşık $D-B$ doğrultusunda Bahçecik tepesine kadar uzanır. Bahçecik tepesinden güneydoğuya dönerek Kom tepesinde son bulur (Şekil 2) Kıvrım kanatlarının ortalama eğim durumları $K71^{\circ}D - 48^{\circ}GD$, $K70^{\circ}B - 78^{\circ}KD$ 'dur. Bu

değerlerde açıkça görüldüğu gibi kıvrımın iki kanadının eğim değerleri arasında 30 derecelik bir fark vardır. Kıvrımın güney - güneybatı kanadı bakışsız olup, bu kanatdaki ortalama eğim değerlerinin yüksek olmasının nedeni bu alanda gelişmiş olan doğrultu atımlı faylardır (Şekil 2). Senklinali oluşturan egemen sıkıştırma ($P-F$) $K14^{\circ}D - G14^{\circ}B$ doğrultusundadır. Kükürtlü formasyonu içerisinde gelişmiş olan kıvrımın eksen uzunluğu 6 km'dir. Bakışsız bir senklinal olan kıvrımın olası oluşum yaşı Oligosen sonrasındır.



Şekil 4. Oligosen yaşı Penek formasyonuna ait egemen katmanlanmayı gösteren kontur diyagramı ve stereogramı (125 ölçü).

Figure 4. The contour diagram and stereogram illustrating dominant bedding of the Penek formation of Oligocene age (125 poles).

M, N : Egemen katmanlanma (dominant bedding)

OL: Kıvrım eksenini ($K75^{\circ}D - 8^{\circ}KD$) (Fold axis $N75^{\circ}E - 8^{\circ}NE$)

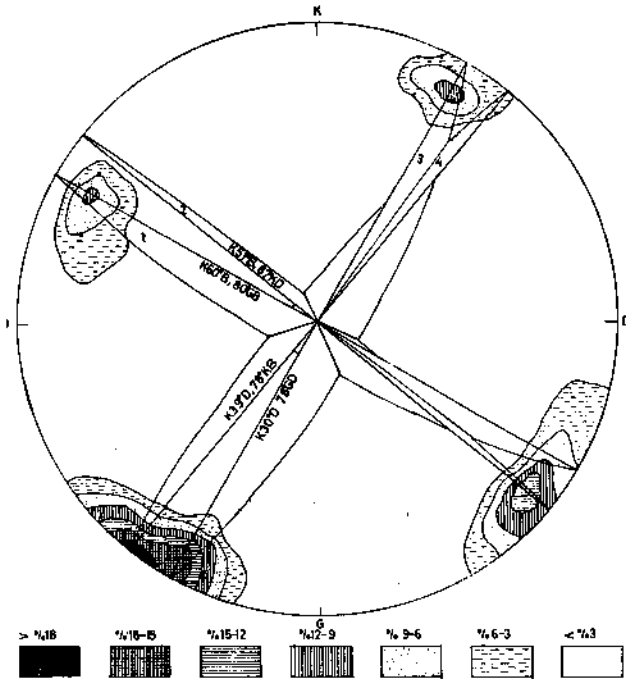
RL : Eksen dalımı (The plunge of the fold axis)

PP¹ : Sıkıştırma doğrultusu (Strike of compressive stress), $K15^{\circ}B - G15^{\circ}D$ ($N15^{\circ}W - S15^{\circ}E$)

İnceleme alanında genelde senklinal şekilde gelişmiş kıvrımların yanısıra, Kükürtlü köyü güneyinde ve Kartal Dağı civarında eksenleri kısa mesafe içerisinde izlenebilen antiklinal türü kıvrımlarda gelişmiştir (Şekil 2). Eksen doğrultuları senklinal eksenlerine paralel olan bu kıvrımların kısa mesafeler içerisinde gelişmiş olmaları nedeniyle ayrıntılı anlatımları yapılmamıştır.

Eklemler

İnceleme alanında en iyi eklem takımları, Oligosen yaşlı Penek formasyonu içerisindeki çakıtaşı, kumtaşı katmanlarında gözlenir. Özellikle inceleme alanı batısında görsel bir istifle temsil edilen formasyonun içerisindeki kumtaşlarında çok belirgin eklem takımları gelişmiştir. Bu civarda (Kartal dağı batısından geçen Çatak deresi boyunca ölçülen eklem düzlemleriyle hazırlanmış olan kontur diyagramı ve stereografik izdüşümlerine göre egemen eklemler; $K60^{\circ}B - 80^{\circ}GB(1)$; $K51^{\circ}B - 87^{\circ}KD(2)$; $K30^{\circ}D - 78^{\circ}GD(3)$; $K39^{\circ}D - 78^{\circ}KB(4)$ 'dir. (Şekil 5). Bu eklem düzle-



Şekil 5. Oligosen yaşlı Penek formasyonuna ait egemen eklemleri gösteren kontur diyagramı ve stereogramı (125 ölçü).

Figure 5. The contour diagram and stereogram illustrating the dominant joints of the Penek formation of Oligocene age (125 poles).

1,2,3,4 : Egemen eklem düzlemleri (Dominant joint plains)

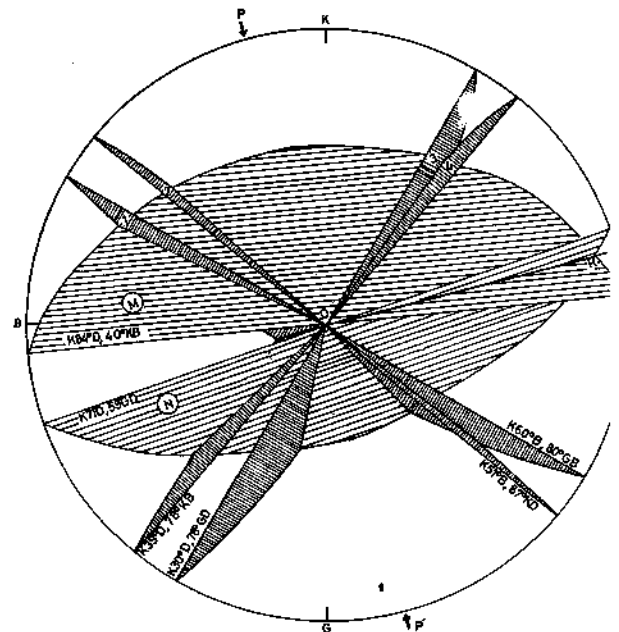
mlerinin, egemen katman düzlemleri ile ilişkisin gösterir stereografik izdüşümüne göre, bunlar çift sır halinde gelişmiş makaslama (kesme) eklemleri olarak tanımlanmıştır (Şekil 6). Çünkü kesme çatlakları e fazla basınç yönü ile 45 dereceden küçük açılar altında ve genellikle çift sıra halinde gelişirler.

Faylar

İnceleme alanındaki faylar harita alım çalışması sırasında arazi gözlemlerine bağlı olarak belirlenmiştir. Bunlar yaklaşık D-B doğrultulu bindirme ve büyük açı ters faylar ile KB - GD gidişli sağ yanal, KD - GI gidişli sol yanal doğrultulu atımlı faylardır (Şekil 2).

Doğrultulu Atımlı Faylar

Kürünlüdağı fayı - $K65^{\circ}B$ doğrultulu, sağ yana doğrultulu atımlı bir faydır. Kürünlüdağı güneybat yamacı boyunca Üst Kretase yaşlı Anıkbaba formasyonu ile Oligosen yaşlı Penek formasyonu dokanağı boyunca gelişmiştir (Şekil 2). Kürünlüdağı güneybat yamacında morfolojik olarak oldukça belirgin olan fay



Şekil 6, Oligosen yaşlı Penek formasyonuna ait eklem ve katmanların stereogramı.

Figure 6. Stereogram of joint and beddings of the Penek formation of Oligocene age.

1,2,3,4 : Egemen eklem düzlemleri (Dominant joints plains)

TERCAN - AŞKALE ARASININ TEKTONİĞİ

çizgisi boyunca Penek formasyonu kaya katmanları dikleşirler. Fayın güneybatısında yer alan yatay katmanlı traverten oluşuklarını besleyen yeraltı su çıkışlarının bu fay boyunca geliştikleri tahmin edilmektedir. Fayın inceleme alanı içerisindeki uzunluğu 4 km olup, kuzeybatıya doğru inceleme alanı dışında devam eder.

Meryemdağı fayı - K50°D doğrultulu, sol yanal doğrultu atımlı bir faydır. Meryemdağı güneydoğu yamacı boyunca gelişmiştir. Morfolojik olarak belirgin olan fayın güneydoğu bloku az da olsa düşey yönde ötelenmiş olup, fay çizgisi önünde sıkı çimentolu eski fay önü yelpazesi ve güncel yamaç molozu türü oluşuklar gelişmiştir. Güneybatıda Üst Kretase yaşlı Anıkbaba formasyonu ile Oligosen yaşlı Penek formasyonu dokanağı boyunca gelişmiş olan fay çizgisi, kuzeydoğuya doğru Anıkbaba formasyonu içerisinde devam ederek inceleme alanını terkeder (Şekil 2). Fayın inceleme alanı içerisindeki uzunluğu 5 km'dir.

Sivritepe fayı - K60°D doğrultulu, sol yanal doğrultu atımlı bir faydır. Sivri tepe güneydoğu yamacı boyunca gelişmiş olan fay çizgisi güneybatıya doğru inceleme alanı dışında devam eder (Şekil 2). Güneybatıda ofiyolitli karışık ile Penek formasyonu dokanağı boyunca gelişmiş olan fay çizgisi, kuzeydoğuya doğru Penek formasyonu içerisinde devam eder. Fay çizgisi boyunca breşik zon, dik yada dike yakın katman duruşları ve çizgisel soğuk su kaynakları belirgin olarak gözlenir. Morfolojik olarak da belirgin olan fayın inceleme alanı içerisindeki uzunluğu 5,5 km'dir.

Zilfekomu fayı - K70°B doğrultulu, sağ yanal doğrultu atımlı bir faydır. Üst Miyosen sonrası yaşlıdır. Zilfekomu köyünden başlar, güneydoğuya doğru Maimunkalesi tepe, Ziyaret tepe, Karataş sırtı, Otluk tepe, Mağara tepe, Kortebeç tepe ve Dikgüney tepe yamaçlarından geçerek Çiftlikderesi vadisine kadar uzanır (Şekil 2). Zilfekomu fayı Otluk tepede Tercan 1 fayını, Mağara tepede Tercan 2 fayını yaklaşık olarak 200 - 250 m kadar sağ yanal olarak ötelir. Kuzeybatıda Penek formasyonu içerisinde gelişmiş olan fay, güneydoğuya doğru Anadolu ofiyolitli kaşığı ile Üst Miyosen yaşlı Kargapazarı volkanitleri içerisinde devam eder. Morfolojik olarak oldukça belirgin olan fay çizgisi boyunca katmanların dikleşmesi, dere ötelenmesi, uzamış tepeler ve çizgisel soğuk su kaynakları gözlenir. Fayın uzunluğu 11 km'dir.

Tercan fay kuşağı - 550° - 65°D doğrultulu, sol yanal doğrultu atımlı bir fay kuşağıdır. Bu kuşak içerisindeki fayların oluşum yaşı Üst Miyosen sonrasıdır. Tercan güneybatısına doğru inceleme alanı dışında da devam eden fay kuşağı, Tercan'dan başlayarak kuzeydoğuya doğru Aşkale güneyine kadar uzanır. Bu uzanım içerisinde en fazla 0.5 km genişlikte ve değişik uzunluktaki faylardan oluşan bir geometri sunar. Tercan, Penek ve Ahmetbey, bu kuşağın tektonomorfolojik görünümü ile en belirgin olan faylardır. Tercan fayları, Tercan'dan başlayarak KD - GB doğrultusunda Penek köyüne kadar uzanan tektonomorfolojik yapıları denetleyen bir fay demetidir. Bu demet içerisinde en büyük boyutlu olan üç tanesi Tercan 1,2,3 fayı olarak adlandırılmıştır (Şekil 2). Tercan 1 fayı K65°D doğrultulu olup, Tercan kuzeyinde Çakrak tepe güney yamacından başlar ve kuzeydoğuya doğru Hacıbayram köyünden geçerek Kmdor deresine kadar uzanır. Güneybatıda Miyosen yaşlı Kemerkaya Formasyonu, Üst Miyosen yaşlı Kargapazarı volkanitlerini kesen fay çizgisinin uzunluğunun büyük bir kısmı ofiyolitli kaşık içerisinde gelişmiştir. Kuzeydoğuda ise ofiyolitli kaşık ile Oligosen yaşlı Kükürtlü formasyonun dokanağını belirleyerek, daha da kuzeydoğuda Kükürtlü formasyonu içerisinde devam eder. Fay çizgisi boyunca dere ötelenmesi, çizgisel soğuk su kaynakları ve uzamış tepeler tipi tektonomorfolojik yapıları gelişmiştir. Ayrıca Aktepe ve Erli tepe kuzeyinde fay çizgisi boyunca Kükürtlü formasyonunun üst seviyelerini oluşturan marn katmanları dikleşmiş, hatta yer yer devrik konum kazanmışlardır. Fayın inceleme alanı içerisindeki uzunluğu 17 km'dir. Tercan 2 fayı, K65°D doğrultulu olup, Tercan'dan başlar ve kuzeydoğuya doğru Karamansı, Güvercin derelerini denetleyerek, Aktepe, Erli tepe, Karataş tepe güney yamaçlarından geçer ve Kükürtlü köyü güneyine kadar uzanır. Tercan ile Karaman deresi arasında Oligosen yaşlı Penek formasyonu, Miyosen yaşlı Kemerkaya formasyonu ile Üst Miyosen yaşlı Kargapazarı volkanitleri içerisinde gelişmiş fay çizgisi boyunca özellikle volkanitler içerisinde çizgisel soğuk su kaynakları ve ufak gölcükler gelişmiştir. Karamansı deresi boyunca volkanitler ile ofiyolitli kaşığın dokanağını oluşturur. Bu dokanak boyunca da çok sayıda çizgisel kaynaklar gelişmiştir. Mağara tepe civarında Zilfekomu fayı tarafından sağ yanal olarak ötelenir. Bu-

radan Aktepe ve Erli tepeye kadar Güvercin deresini denetleyerek ofiyolitli karışık içerisinde uzanır. Aktepe güneyinde Akbabatepe fayı tarafından 450 m sağ yanal olarak ötelenmiştir. Aktepe ile Erli tepe arasından geçen fay, morfolojik olarak bu iki tepayı birbirine göre sol yanal ötelemiştir. Erli tepeden Kükürtlü köyüne kadar Kükürtlü formasyonunu kesen fay çizgisi boyunca, düşey katman yapıları gelişmiştir. Sol yanal doğrultu atımh olan fayın inceleme alanı içerisindeki uzunluğu 18 km'dir. Tercan 3 fayı K65°D doğrultulu olup, güneybatıda Tercan güneyinde Tuz çayından başlar. Kuzeydoğuya doğru Karataş tepeye kadar Penek, Kemer kaya formasyonlarını keser. Karataş tepeden sonra Kargapazarı volkanitleri içerisinde Kuzeysırtı, Beşonun sırtı yükseltisinin güney yamacından gerçek Değirmen deresine kadar uzanır. Bu iki sırtın güneyinden geçen fay çizgisi morfolojik olarak oldukça belirgindir. Bu kesimde fay çizgisi önünde gelişmiş basamaklı yapı üzerinde fay önü yelpazesi, eski akarsu taraçaları gelişmiştir. Fay çizgisi boyunca lavlardaki akıntı katmanları ile aglomera katmanlarındaki dikleşmelerin yanı sıra breşik ozon yapıları gelişmiştir. Ayrıca Kuzeysırtı güneyinde, Tuz çayı dere yatağı içerisinde bir maden suyu kaynağı gelişmiştir. Tercan 2 ve Tercan 3 fayları arasında kalan kuzey sırtı ile Beşonunun sırtını oluşturan uzamış tepeler bu fayların yanal hareketine bağlı olarak gelişmiştir. Fayın uzunluğu 10,5 km'dir.

Penek fayı - K55°D doğrultulu, sol yanal doğrultu atımh bir faydır. Güneybatıda Gökdere köyü güneyinde Kurun tepeden başlar ve kuzeydoğuya doğru Peyler tepeye kadar uzanır (Şekil 2). Kurun tepe güneyinde morfolojik olarak belirgin olan fay çizgisi, bu kesimde ofiyolitli karışık ile Oligosen yaşlı Kükürtlü formasyonunun dokanağından geçer. Buradan Kındor deresine kadar Kükürtlü deresini denetleyerek Kükürtlü formasyonunu keser. Kındor deresinde Kındor fayı ile 250 m sağ yanal ötelendikten sonra Penek formasyonunu keserek Peyler tepeye kadar uzanır. Fay çizgisi boyunca Kükürtlü ve Penek formasyonunu oluşturan kaya katmanları dikleşmiş, özellikle Harabe tepe ile Kındor deresi arasında dik ve devrik katman yapılan gelişmiştir. Fayın uzunluğu 7 km'dir.

Ahmetbey fayı - K55°D doğrultulu, sol yanal doğrultu atımh bir faydır. Peyler tepeden kuzeydoğuya doğru Kabandağ tepe kuzey yamacına kadar uzanır

(Şekil 2). Peyler tepe ile Şihveren deresi arasında ofiyolitli karışık içerisinde gelişmiştir. Buradan kuzeydoğuya doğru Miyosen yaşlı Kemer kaya Formasyonu içerisinde geçer. Kabandağ tepe kuzeybatı yamacında K70°D, 85°KB durumlu bir fay düzlemi sunar. Kemer kaya formasyonu içerisinde fay çizgisi boyunca kaya katmanları dik konumludurlar. Ahmetbey mahallesi ile Kabandağ tepe arasında morfolojik olarak çok belirgin fayın kuzeybatı blokunun düşey yönde de ötelenmesi, fayın çok azda olsa verev bileşenli olduğunu gösterir. Düşen blok tarafında Karasu çayı düzlüğü gelişmiştir (Şekil 7). Bu fayın kuzeydoğuya devamında Aşkale fay kuşağı yer alır. Fayın uzunluğu 7,5 km'dir.

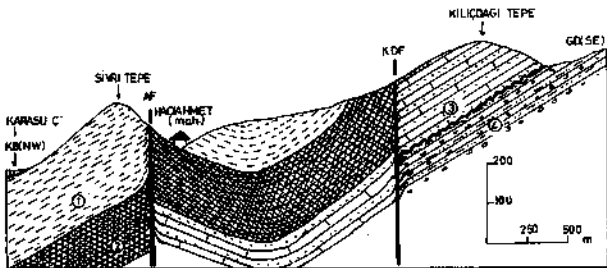
Kılıçdağı fayı - K65°B doğrultulu, sağ yanal doğrultu atımh bir faydır. Üst Miyosen sonrası yaşlıdır. Berber tepe kuzey yamacından başlar ve güneydoğuya doğru Kılıçdağı kuzey yamacından geçerek Koskoca tepeye kadar uzanır (Şekil 2). Kılıçdağı kuzey yamacı boyunca Miyosen yaşlı Kemer kaya formasyonu (Kabandağ üyesi ile Şihveren üyesi dokanağı boyunca) içerisinde gelişmiş olan fay çizgisi güneydoğuda Kargapazarı volkanitleri içerisinde geçer. Morfolojik olarak oldukça belirgin olan fay çizgisinin Kılıçdağı tepesinin kuzey yamacı önünde çizgisel soğuksu kaynaklan ve gölcükler gelişmiştir. Ayrıca fayın kuzeydoğu blokunun düşey yönde ötelenmiş olması fayın azda olsa verev bileşenli olduğunu gösterir (Şekil 7). Fayın uzunluğu 6 km.'den fazladır.

Hacımahmut fayı - K60°B doğrultulu, sağ yanal doğrultu atımh bir faydır. Üst Miyosen sonrası yaşlıdır. Şehriban tepeden güneydoğuya doğru Hacımahmut köyünden geçerek inceleme alanı dışında devam eder (Şekil 2). Kuzeybatıda Oligosen yaşlı Penek ve Kükürtlü formasyonları ile ofiyolitli karışığı kesen fay çizgisi, güneydoğuda tamamiyle Üst Miyosen yaşlı Kargapazarı volkanitleri içerisinde gelişmiştir. Özellikle Hacımahmut köyü civarında morfolojik olarak belirgin olan fay çizgisi boyunca çok sayıda çizgisel soğuk su kaynakları oluşmuştur. Kuzeybatıda tortul kayalar içerisinde geçen fay çizgisi boyunca 70° - 90° arasında değişen katmanlar görülür. Fayın inceleme alanı içerisindeki uzunluğu 10,5 km'dir.

Akbabatepe fayı - K70°B doğrultulu, sağ yanal doğrultu atımh bir faydır. Üst Miyosen ya da sonrası yaşlıdır. Kuzeybatıda Kükürtlü deresinden başlar.

TERCAN - AŞKALE ARASININ TEKTONİĞİ

Güneydoğuya doğru Aktepe, Erli tepe, Akbaba tepe, Ziyaret sırtı güney yamacından geçerek Hatuncuk köyünden sonra inceleme alanı dışında devam eder (Şekil 2). Kükürlü deresi ile Akbaba tepe arasında ofiyolitli karışık içerisinde gelişen fay çizgisi, Akbaba tepe ile Kolbaşı mahallesi arasında ise ofiyolitli karışıkla Kargapazarı volkanitlerinin dokanağını oluşturur. Kolbaşı mahallesi güneydoğusunda tamamen Kargapazarı volkanitlerini keser. Akbaba tepe güney yamacı boyunca morfolojik olarak belirgin olan fayın, güneybatı bloku düşey yönde ötelenmesine bağlı olarak Kargapazarı volkanitleri ile ofiyolitli karışık içerisinde yer alan kireçtaşı blokları yana yana gelmişlerdir (Şekil 8). Ayrıca volkanitler içerisindeki akıntı katmanlarında dikleşme yapıları gelişmiştir. Az da olsa verrev bileşenli olan fay çizgisinin Hatuncuk köyü civarında güneybatı blokunun düşey yönde de ötelenmesi Hatuncuk - Karakilise arasındaki çayırılık çöküntü alanının gelişmesine neden olmuştur. Kargapazarı volkanitleri arasındaki çayırılık çöküntü alanının gelişmesine neden olmuştur. Kargapazarı volkanitleri içerisinde fay boyunca çizgisel kaynaklar



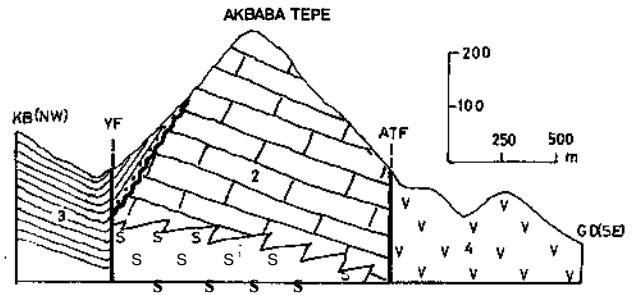
Şekil 7. Karasu güneyinde Kemer kaya Formasyonu (1,2,3) ile Penek formasyonu (4) arasındaki ilişkiyi gösteren ölçekli jeolojik enine kesiti. 1. Kila taşı; 2. Jips; 3. Kireçtaşı - kumtaşı ardalanması; 4. Çakıltaşı - çamurtaşı ardalanması; AF : Ahmetbey fayı; KDF: Kılıçdağı fayı.

Figure 7. Sketch of geologic cross - section with scale illustrating the relation between Kemer kaya Formation (1,2,3) and Penek formation (4) in the southern part of Karasu. 1. Claystone; 2. Gypsum; 3. Alternation of limestone - sandstone; 4. Alternation of conglomerate - mudstone. AF : Ahmetbey fault; KDF: Kılıçdağı fault.

gelişmiştir. Fayın inceleme alanı içerisindeki uzunluğu 17 km'dir.

Karakilise fayı - K55°B doğrultulu, sağ yanal doğrultu atımlı bir faydır. Üst Miyosen sonrası yaşlıdır. Hatuncuk - Karakilise köyleri arasındaki çöküntü alanını güneybatıdan sınırlayan fay çizgisinin kuzeybatısında kalan bloku azda olsa düşey yönde ötelenerek bu çöküntü alanının gelişmesine neden olmuştur. Bu fayın az da olsa verrev bileşenli olduğunu gösterir. Kuzeybatıda Sangüney tepe ile Ziyaret tepe yükseltisinin kuzeydoğu yamacından geçen fay çizgisi, güneydoğuya doğru Karakilise köyünden geçerek inceleme alanı dışında devam eder (Şekil 2).

Morfolojik olarak oldukça belirgin olan fay çizgisi boyunca çizgisel soğuk su kaynakları yer alır. ayrıca Karakilise köyü batısında ise sıcak su kaynağı bulunur. Fayın inceleme alanı içerisindeki uzunluğu 8 km'dir.



Şekil 8. Anadolu Ofiyolitli Karışığı (1,2) ile Kargapazarı volkanitleri (4) arasındaki tektonik ilişki. 1. Alt Kretase yaşlı ofiyolitik kayalar; 2. Üst Kretase yaşlı kireçtaşı olistoliti; 3. Oligosen yaşlı Kükürlü formasyonu; 4. Üst Miyosen yaşlı Kargapazarı volkanitleri. ATF; Akbabatepe fayı; YF: Yaylatepe fayı.

Figure 8. Tectonic relation between Anatolian Ophiolitic Melange (1,2) and Kargapazarı volcanites. 1. Ophiolitic rocks of Lower Cretaceous; 2. Limestone olistolithe of Upper Cretaceous; 3. Kükürlü formation of Oligocene age; 4. Kargapazarı volcanites of Upper Miocene age. ATF: Akbabatepe fault; YF: Yaylatepe fault.

Barhanetepe fayı - K60°B doğrultulu, sağ yanal doğrultu atımlı bir faydır. Kükürtlü deresinden başlayarak güneydoğuya doğru Barhane tepe kuzeyinden geçer ve Kamışlık tepe güneyine kadar uzanır (Şekil 2). Oligosen yaşlı Kükürtlü formasyonu içerisinde gelişmiş olan fay çizgisi boyunca katmanların dik ya da dike yakın konumda oluşları ve breşleşme en belirgin veriler olarak gözlenir. Kuzeybatıda Kükürtlü senklinal eksenini yaklaşık 250 m sağ yanal olarak öteleyen fayın uzunluğu 3,5 km'dir.

Yaylatepe fayı - K60°B doğrultulu sağ yanal doğrultu atımlı bir faydır. Karataş tepe doğusundan başlar ve güneydoğuya doğru Akbaba tepe, Yayla tepeden geçerek Ziyaret sırtının doğusuna kadar uzanır (Şekil 2). Karataş tepe ile Yayla tepe arasında Kükürtlü formasyonunu kesen fay çizgisi, buradan güneydoğuya doğru ofiyolitli karışık içerisinde geçer. Kükürtlü formasyonu içerisinde fay çizgisi boyunca katman dikleşmesi ve breşleşme gözlenir. Yine bu formasyon içerisinde gelişmiş olan küçük boyutlu bir senklinalin eksenini 300 m sağ yanal olarak öteler (Şekil 2). Güneydoğuya devamında ofiyolitli karışık içerisinde morfolojik olarak belirgin olan fayın uzunluğu 3,5 km'dir

Kındor fayı - K55°B doğrultulu, sağ yanal doğrultu atımlı bir faydır. Kuzeybatıda Niğdere bindirmesinden başlar ve Kayınlı deresi, Kındor deresini denetliyerek güneydoğuya doğru Karataş tepesine kadar uzanır (Şekil 2). Oligosen yaşlı Penek ve Kükürtlü formasyonları içerisinde gelişmiştir. Morfolojik olarak oldukça belirgin olan fay çizgisi boyunca özellikle Kındor deresinde katmanların dikleşmesi, soğuk su kaynakları en belirgin verilerdir. Kükürtlü formasyonu Hacıhamza üyesini oluşturan sert, laminalı marınlar bu fay ile Kındor deresinde oldukça belirgin bir şekilde 250 m sağ yanal olarak ötelenmiştir. Bu fayın kuzeydoğusunda yeralan kömür ocaklarının ilk açılış yıllarında faya doğru sürülen bacalarda kömür damarlarının kaybedildiği, oldukça ezik ve breşik bir zonla karşılaşıldığı o tarihlerde çalışanlar tarafından belirtilmiştir. Arazi verileri ile oldukça belirgin olan bu fayın uzunluğu 3 km'den fazladır.

Eyüpoğlu fayı - K65°B doğrultulu, sağ yanal doğrultu atımlı bir faydır. Üst Miyosen sonrası yaşlıdır.

Lanetleme tepe güney yamacından başlar ve güneydoğuya doğru Eyüpoğlu komundan geçerek Seyran tepeye kadar uzanır (Şekil 2). Kuzeybatıda ofiyolitli karışığı kesen fay çizgisi güneydoğuda Üst Miyosen yaşlı Kargapazarı volkanitleri içerisinde geçer. Eyüpoğlu komu civarında morfolojik olarak belirgin olan fayın uzunluğu 4 km'den fazladır.

Kuzeybatıda Kükürtlü deresinden başlayarak güneydoğuya doğru K55° - 70°B doğrultusunda uzanan ve sağ yanal nitelikli Hacımahmut, Akbabatepe, Karakilise, Barhanetepe, Yaylatepe, Kındor, Eyüpoğlu fayları inceleme alanı içerisinde bir fay kuşağını oluştururlar. Güneydoğuya doğru inceleme alanı dışında devam eden bu fay demetinin meydana getirdiği kuşağın tamamının çalışılması halinde adlandırılması doğru olacaktır. İnceleme alanı içerisinde gelişmiş olan doğrultu atımlı fayların Üst Miyosen ve sonrasında oluşmuş volkaniklerin gerek çıkışlarında, gerekse katılma sonrası deformasyonlarında, Kuvaterner yaşlı travertenlerin ve taraça çökelleri ile genç fay önü yelpazelerinin gelişiminde etkili oluşları bu fayların Üst Miyosen - Kuvaterner yaşlı olduklarını gösterir.

Eğim Atımlı Faylar

Kükürtlü fayı - D - B doğrultulu, eğim atımlı büyük açılı ters bir faydır. Oligosen sonrasında gelişmiştir. Kükürtlü kömür işletmesi kuzeyinde Kükürtlü deresinden başlar ve doğuya doğru Kükürtlü köyünden geçerek Bahçecik tepeye kadar uzanır (Şekil 2). Yaklaşık 70 derece güneye eğimli bir düzleme sahip fayın güney bloku yükselmiş, kuzey bloku ise aşağı doğru inmiştir. Bu fayın bu şekildeki hareketine bağlı olarak Kükürtlü formasyonunun en alt kesimlerini oluşturan kumtaşları (Dülger tepe üyesi) fay çizgisi güneyinde yüzlek vererek kayabirimi tekrarlanmasına yol açmışlardır. Ayrıca formasyonun en alt üyesi (Dülger tepe) ile en üst üyesi (Hacıhamza) bu faylanma ile yan yana gelmişler, hatta az da olsa Dülger tepe üyesi Hacıhamza üyesi üzerine doğru kuzey yönünde itilmiştir. Kükürtlü fayı, içerisinde geliştiği Kükürtlü formasyonunu iki ayrı bloka ayırması, bu formasyon içerisinde yeralan kömür damarlarının işletme sırasındaki korelasyonunu güçleştirmiştir. Fay çizgisi boyunca ezik ve breşik bir zonun açıkça gözlemlendiği fayın uzunluğu 3 km'den fazladır.

TERCAN - AŞKALE ARASININ TEKTONİĞİ

Gökdere fayı - D-B doğrultulu, eğim atımlı ters bir faydır. Oligosen sonrasında gelişmiştir. Batıda Kireçtaşı tepesinden başlar, Gökdere köyü güneyinden geçerek doğuya doğru uzanır. 45 - 60 derece arasında değişen kuzeye eğimli bir düzleme sahip fayın kuzey bloku yükselmiş, güney bloku ise aşağı doğru devinmiştir. Ofiyolitli karışık ile Oligosen yaşlı Kükürtlü formasyonu arasında gelişmiş olan fay çizgisi boyunca Ofiyolitli karışık. Kükürtlü formasyonu üzerine itilmiştir (Şekil 3). Soğuk su kaynakları yanı sıra devrik katmanların geliştiği fay çizgisinin uzunluğu 3km'den fazladır.

Niğdere bindirmesi - Yaklaşık D-B doğrultulu, Tersiyer havzasını kuzeyden sınırlayan ve havza dolgu-su kayalarının bugünkü deformasyonlarında etken olan önemli bir tektonik olaydır. Tuzluktaşları sırtı batısından başlayarak Niğdere köyünden geçer ve doğuda Uzunçayır sırtına kadar uzanır (Şekil 2). Batı başlangıç noktasından Kırmızı tepeye kadar D-B gidişli olan bindirme hattı, buradan K80°D doğrultusunda uzanır. Anadolu ofiyolitli karışığı ile Oligosen yaşlı Penek formasyonu dokanağı boyunca gelişmiş olan bindirme hattı boyunca Penek formasyonu kaya katmanları 30 - 75 derece arasında değişen devrik katman yapısı kazanmışlardır. Niğdere senklineali kuzey kanadı ve bindirmenin etkisiyle güneye doğru devriktir (Şekil 3). Bindirme hattı güneyinde kalınlığı 1200 m ye varan ve havza güneyine doğru incelenerek kamalanan Oligosen yaşlı alüvyon yelpaze çökellerinin fay denetimli olduğunu gösterir. Çökeltme sonrası deformasyonlarda göz önünü alındığında, Niğdere bindirmesinin olasılıkla Oligosen ve sonrasında geliştiğini gösterir. Anadolu ofiyolitli karışığının kuzeyden güneye doğru Oligosen yaşlı kaya birimleri üzerine itildiği bu bindirme hattının uzunluğu 11 km'dir.

İnceleme alanı içerisinde boyutları 2,5 - 3 km arasında değişen ve genelde Tersiyer havzası kuzey sınırında kısa mesafelerde gelişmiş bindirme fayları da gözlenir (Şekil 2).

SONUÇLAR

Bu çalışma ile Erzurum - Erzincan arasında yer alan, D - B eksenli ve dağarası nitelikli Çayırılı - Tercan Tersiyer havzası doğusunun tektonik özellikleri incelenmiştir. Tercan - Aşkale arasında kapsayan bu inceleme ile aşağıdaki sonuçlara varılmıştır.

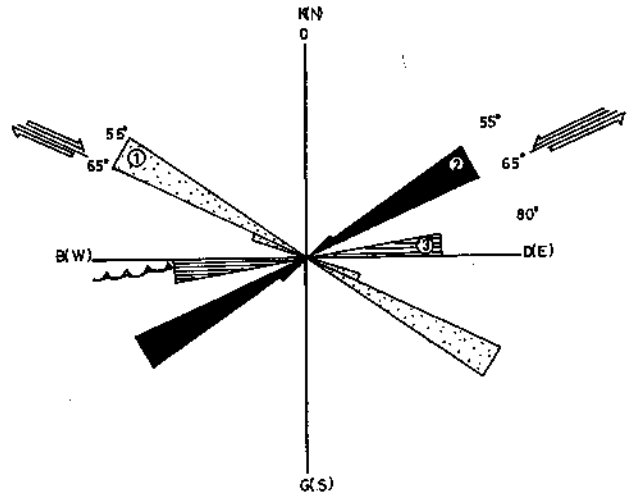
1 - İnceleme alanının temelini Anadolu Ofiyolitli Karışığı ile Üst Kretase yaşlı Anıkbaba formasyonu oluşturur. Anadolu Ofiyolitli Karışığının inceleme alanı

ve civarındaki yerleşim yaşı Üst Maestrihtiyen öncesidir. Bu temel kaya birimleri üzerinde gelişmiş karasal Tersiyer havzası, kuzeyden bindirme fayları ile sınırlı ve Oligosen yaşlı karasal kırıntılı tortul kayalar ile doldurulmuş dağarası havza niteliğindedir.

2 - Kuzeyden D - B yönlü bindirme fayı sınırlı havza dolgusu tortullarında bu fayın etkisiyle kıvrım yapıları gelişmiştir. Bunlar kuzey kanatları bakımsız - devrik olan Kışlakdere, Niğdere ve Kükürtlü senklinealleridir. Sıkışma gerilimine bağlı olarak tortullaşma sonrasında gelişen bu kıvrım yapılarının yanı sıra büyük açılı ters faylarda gelişmiştir (Kükürtlü fayı).

3. İnceleme alanı ve civarında etkin olan yaklaşık K - G yönlü sıkışma gerilimi Orta Miyosen ve daha yaşlı kaya birimlerinde bindirme, ters fay ve kıvrım gibi tektonik yapıların gelişmesine neden olmuştur. Miyosen sonundan (olası Üst Miyosen) itibaren bu gerilim yanal hareketler ile karşılanarak, yörede KB - GD ve KD - GB doğrultulu sağ ve sol yanal doğrultu atımlı faylar ile yine aynı yönlü makaslama (kesme) eklem sistemleri gelişmiştir.

4 - Haritalanabilmiş fayların doğrultulan kullanılarak hazırlanan gül diyagramında, yaklaşık D - B gidişli bindirme ve ters fayları ile K55° - 65°B gidişli



Şekil 9. Fayların egemen doğrultularını gösterir gül diyagramı, 1. Sağ yanal doğrultu atımlı faylar; 2. Sol yanal doğrultu atımlı faylar; 3. Bindirme ve ters faylar.

Figure 9. Rose diagram illustrating the dominant strikes of the faults. 1. Right lateral strike-slip faults; 2. Left lateral strike-slip faults; 3. Overthrust and thrust faults.

sağ yanal doğrultu atımlı faylar ve $K55^{\circ} - 65^{\circ}D$ gidişli sol yanal doğrultu atımlı oldukları belirlenmiştir (Şekil 2). Oligosen yaşlı Penek formasyonuna ait egemen eklem ve katmanların stereografik izdüşümlerine göre, egemen sıkıştırma yönü $K15^{\circ}B - G15^{\circ}D$ 'dur. Tüm bu veriler inceleme alanının sıkışma gerilimi (K-G yönlü) denetiminde olduğunu ve bunun sonucu olarak gelişen tektonik yapıları kapsadığı söylenebilir.

KATKI BELİRTME

Bu çalışma sırasında bize önerileriyle destek veren, yazımından sonra gerekli düzeltmeleri yaparak katkı sağlayan Hocamız Sayın Prof. Dr. Ali Koçyiğit'e, şekillerin çiziminde yardımcı olan arş. Görevlisi Sayın Fatma Kafalı'ya teşekkür ederiz.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Arpat, E., 1965, Ilıca - Aşkale (Erzurum) arasındaki sahanın ve kuzeyinin genel jeolojisi - petrol imkanları: M.T.A. Rap. No: 4040, Ankara.
- Barka, A., 1984, erzincan havzasının bazı neotektonik özellikleri: Kuzeydoğu anadolu I. Ulusal deprem sempozyumu, bildiriler kitabı, 223 - 247.
- Bozkuş, C., 1985, Aşkale - Kükürtlü (erzurum) linyit sahasının jeoloji raporu : M.T.A. Rap. No: 7760, Ankara.
- Erentöz, C., 1954, Araş havzasının jeolojisi: TJK. Bülteni, 5,1 - 54, Ankara
- İnan, S., 1988, Erzurum - Aşkale - Tortum yöresinin tektonik gelişimi: C.Ü. Müh. Fak. Yerbilimleri Dergisi, 5, 37 - 48, Sivas.
- Kerey, I.E. ve Bozkuş, C., 1988, Orta - Üst Miyosen Kükürtlü (Erzurum) havzasının Alüvyon yelpazesi ve gölsel çökelleri: C.Ü. Müh. Fak. Yerbilimleri Dergisi, 5, 57 - 65, Sivas.
- Ketin, İ., 1950, Erzincan ile Aşkale arasındaki sahanın (1/100.000'lik 46/4 ve 47/3 paftalarının) jeolojisine ait memuar: M.T.A. Rap. No: 1950, Ankara
- Ketin, İ., 1983, Türkiye jeolojisine genel bakış: İ.T.Ü. yayını, 1259, 595, syf. İstanbul.
- Koçyiğit, A., 1983, Doğu Anadolu Bölgesi'nin deprem-selliği ve gerekli çalışmalar: Yeryuvarı ve İnsan, 8-3,25 29.
- Koçyiğit, a. ve Rojay, B., 1984, Doğu Anadolu Bölgesinin yeni tektonik çatısı ve Horasan - Narman depremi, 1983 : Kuzeydoğu Anadolu I. Ulusal deprem Sempozyumu, Atatürk Üni. Fen - Ed. Fak., 284 - 265, Erzurum.
- Koçyiğit, A., Öztürk, A., İnan, S. ve Gürsoy, H., 1985, Karasu havzasının (Erzurum) tektonostratigrafisi ve Mekanik yorumu: C.Ü. Müh. Fak. Yerbilimleri Dergisi, 2,2 -15, Sivas.
- Koçyiğit, A., 1985, Muratbağı - Balabantaş (Horasan) arasında Çobandede fay kuşağının Jeotektonik özellikleri ve Horasan - Narman depremi yüzey kırıkları: C.Ü. Müh. Fak. Yerbilimleri dergisi, 2,17 - 33, Sivas.
- Koçyiğit, A., 1985, Karayazı fayı: T.J.K. Bülteni, 28 - 1, 66-71, Ankara
- Lahn, E., 1940, Erzurum havalisinin jeolojik bünyeleri: M.T.A. bülteni, 2/19, 233 - 239, Ankara
- Le Pichon, X., Francheteau, J. ve Bonnin, J., 1973, Plate tectonics: Developments in geotectonics. Elsevier, Amsterdam, 300 p.
- Me Kenzie, D.P., 1972, Active tectonics of the Mediterranean region: Geophys. J.R. Astr. Soc, 30, 109 -185.
- Morelli, C., 1978, Eastern Mediterranean, geophysical results and implications: Tectonophysics 46, 33 - 346.
- Pisoni, C., 1965, Tercan bölgesinin jeolojisi ve petrol imkanları: M.T.A. Rap. No: 446, Ankara.
- Şaroğlu, F. ve Güner, Y., 1981, Doğu Anadolu'nun jeomorfolojik gelişimine etki eden öğeler: Jeomorfoloji, tektonik, volkanizma ilişkileri, T.J.K. Bült. 24 - 2, 39 - 50.
- Şaroğlu, F. ve Yılmaz, G., 1987, Doğu Anadolu'da Neotektonik dönemdeki jeolojik evrim ve havza modelleri: M.T.A. Dergisi, 107, 73 - 94, Ankara.
- Şengör, A.M.C. ve Kidçıl, W.S.F., 1979, Post - collisional tectonics of the Turkish - Iranian Plateau and a comparison with Tibet: Tectonophysics, 55,361 - 376.
- Şengör, A.M.C., 1980, Türkiye'nin neotektoniğinin esasları: Türkiye Jeoloji Kurumu Konf. Ser., No. 2,40.
- Şengör, A.M.C ve Yılmaz, Y., 1983, Türkiye'de Tetis'in evrimi: Levhe tektoniği açısından bir yaklaşım, T.J.K. Yerbilimleri özel dizisi, No. 1,75.
- Wedding, H., 1964, Kükürtlü kömür zuhurunun jeolojisi hakkında (Erzurum - Aşkale), M.T.A. Rap. No: 3384, Ankara.
- Wedding, H., 1965, Divriği ve Oltu (Kuzeydoğu Anadolu) arasındaki kömür zuhurlarının yaşı, M.T.A. Bülteni, 64,42 - 52 s, Ankara.

TARTIŞMA

MERİÇ VE İNANIN ^{ff} CÎDEİNA SOEZERİİ (SİREL): YÜZLEKLER TANIM - LEKTOTİP - PARATİPLER VE TARTIŞMA" ADLI MAKALESİNE İLİŞKİN UYARILAR VE TARTIŞMA

*Some Remarks on the article of Meriç and İnan titled "Cideina soezerii
(Sirel): Outcrops, Description, Lectotype - Paratypes and Discussion"*

Ercüment SİREL

M.TA. Genel Müdürlüğü, MAT Dairesi, ANKARA

ÖZ: Cideina Sirel cinsi sırt tarafında bulunan orbitoidal lateral locaların varlığı ile karakterize olur. Bu latarel locaların bulunmamasına rağmen, bir foraminifer Meriç ve İnan tarafından Cideina olarak tanımlanmış ve resimlenmiştir. Yazarların karşılaştırma yaptıkları örnekler çok muhtemelen başka bir cinse aittir bu konudaki tartışma ikna edici görünmüyor. Sırt tarafta bulunan orbitoidal karakterli lateral localardan dolayı Sirtina Bronnimann ve Wirz cinsi Loeblich ve Tappan tarafından Lepidorbitoididae ailesine konmuştur. Sirtina ve Cideina cinsleri arasında çok sayıda benzer yapısal özellikler göz önünde tutulduğunda, Sirel, Loeblich ve Tappan'a uyararak Cideina cinsini Lepidorbitoididae ailesi içine koymuştur. Bununla birlikte, Sirel, orjinal tanımda bu tipler (ortak orbitoidal ve rotalid karakterli) için farklı bir aile (familya) ismi kullanılabileceğini açıkça söylemiştir. Bu gerçekler de yazarlar tarafından görmemezlikten gelinmiştir. Ayrıca, Cideina'nın tip tür adı, lektotip ve paratipler terimleri Meriç ve İnan tarafından yanlış kullanılmıştır.

ABSTRACT: The genus Cideina Sirel is characterized by the presence of the orbitoidal lateral chambers on the dorsal side of the shell. Despite of the absence of these lateral chambers, a foraminiferal beast was described and figured as Cideina by Meriç ve İnan. Regarding that the comparisons materials of the authors is very probably a quite different genus, the discussion seems to be principally inconclusive. Because of the presence of the orbitoidal lateral chambers on the dorsal side, Sirtina Bronnimann and Wirz was placed in Lepidorbitoididae by Loeblich and Tappan. Considering numerous structural similarities between Sirtina and Cideina, Sirel followed Loeblich and Tappan and placed the Anatolian genus Cideina also in Lepidorbitoididae. In the original description, however, Sirel clearly remarked that a distinct family name should be used for such types. These facts also seem to be completely ignored by the authors. On the other hand the name of the type species of Cideina, the terms of the lectotype and paratypes have been used wrong by Meriç ve İnan.

UYARILAR VE TARTIŞMA

Meriç ve İnan (1993) bu dergide yayınlanan makalelerinde, Cideina cinsinin sırt tarafında bulunan lateral locaların orbitoidal bir karakteri göstermediği düşüncesinden yola çıkarak bu cinsin Rotaliidae Ehrenberg ailesi içinde gösterilmesi gerektiğini öne sürmektedirler. Yazarların bu görüşlerinin ciddi bilimsel hatalar içermeleri ve okuyucuyu yanlış bilgilendirecek-

leri kaygısı ile aşağıdaki düzeltme ve uyarıların yapılması gerekli görülmüştür.

Bu makale Meriç ve İnan (1993), adından ve içeriğinden anlaşılacağı gibi Sirel (1991) makalesini "Tartışma" amacını taşımaktadır. Bu tür "Tartışmaların" tartışılan makalenin yayınlandığı dergiye gönderilmesi gerekmektedir. Yazarlar bunu yapmamakla hata işlemişlerdir.

- Yazarların tamamen paleontolojik eleştirileri içeren makalelerinde malesef bir tek paleontolojik belgeye değinme yapılmamıştır (Meriç ve İnan, 1993, s. 48).

- Cideina cinsinin en önemli özelliği orjinal tanımında da belirtildiği gibi, ergin fertlerin sırt tarafındaki birkaç sıra orbitoidal özellikleri lateral locaları içeren tabakaların bulunmasıdır. Bu özellik ergin fertlerin aksel kesitlerinde, aksel düzleme paralel veya çok hafif eğik geçmiş akselimsi kesitlerde açık olarak görülür (Sirel, 1991, lev. I, şek. 1,3-11). Meriç ve İnan tip lokalite dışında, başka bir yerde (Taşlıca köyü; Reşadiye - Tokat) toplayıp tanımını yaptıkları ve resimledikleri foraminifer taksonunu Cideina soezerii olarak adlandırmışlardır. Yazarların aksel düzleme paralel geçmiş iki akselimsi kesitinde (Meriç ve İnan, 1993, lev. II, şek. 5, 6) sırt tarafta lateral localar görülmektedir. Onların lateral localar olarak adlandırdıkları yapıyı gösteren ekvatoryal düzleme hafifçe eğik geçmiş diğer iki kesitte (Meriç ve İnan, 1993, lev. II, şek. 7, 8) görülen yapılar ise lateral loca olmayıp, son bazende sondan bir evvelki localarda görülen "Septal Flap" den dolayı oluşan ikincil loca bölünmeleridir. Bu tip yapılar güncel paleontolojide cins karakteri olarak alınamaz. "Septal Flap"den dolayı oluşmuş bu tip yapılara en güzel örnek Daviesina ruida (Schwager)den verilebilir. Bu tip yapılar onu başka cinse taşımaya yetmez (Caus, Hottinger, Tambareau, 1980; fig. 5; p. 1052; fig. 71 - M; pi. 4, fig. 1,2). Bu nedenle lateral locaları olmayan Meriç ve İnan'm bu formlarının başka bir cinse ait olduğu düşünülmelidir.

- Bugüne kadar değişik yazarlar tarafından çok sayıda Foraminifera sınıflandırması yapılmıştır, başlıcaları (Cushman, 1948), (Sigal, 1952), (Reiss, 1958), (Pokorný, 1958) ve (Loeblich and Tappan, 1964, 1987)'dir. Yazarlar bu sınıflandırmaları yaparken çeşitli cins özelliklerini baz olarak almışlar ve bunun sonucunda birbiri ile uyuşmayan birçok sınıflandırma ortaya çıkmıştır. Örneğin: Ak Deniz ülkeleri Tanesiyen - İlerdiyen'inde bol bulunan Miscellanea Pfender cinsi, Nummulitidae ailesinin en önemli karakteristiği olan "Marginal Cord" bulunmamasına rağmen (Meriç, 1983) ve (Loeb. and Tapp., 1964,1987) tarafından Nummulitidae ailesi içine konulmuştur. Çünkü yazarlar Miscellanea cinsinin başka özelliği olan localann dizilişlerinin

ve sarılma planını baz olarak almışlardır. Reiss, 1958 de, kabuk yapısını ve "Marginal Cord'un bulunmamasını esas olarak almış ve bu cinsi Miscellaneidae yeni familyası içine koymuştur. Bu tip çelişkili örnekler Foraminifera sınıflamalarında oldukça fazladır.

- Yazarlar, Cideina'nın sırt tarafında bulunan lateral locaları hiç bir literatür çalışmasına dayandırmadan "orbitoidal" bir özellik olmayacağını ve Cideina'nın Rotaliidae familyası içinde yer alması gerektiğini söylüyorlar (Meriç ve İnan, 1993, s. 48). Halbuki Cideina cinsine en çok benzeyen, yazarlarında en çok benzettikleri Sirtina Bronnimann and Wirz yeni cinsi yapılırken yazarlar sırt tarafta bulunan ve Cideina'nın lateral localarına benzeyen lateral locaların orbitoidal özellikler taşıdığını önemle vurgulamışlardır. "On the spiral side of Sirtina orbitoidiformis n. gen. n. sp., occur layers of lateral chambers as known from the typical orbitoids" (Bronnimann and Wirz, 1962, p. 519) ve "The spiral side, on the other hand, is covered by three to six layers of lateral chambers interspersed by relatively delicate pillars. Communication between lateral chambers is by basal stolons and by numerous fine pores. The dorsol mass, therefore, shows all the characteristics of the lateral layers of a typical orbitoidal foraminifer" (Bronn. and Wirz, 1962, p. 524). Bu özelliğinden dolayı bu cins en son yapılan sınıflamada Lepidorbitoididae ailesine konmuştur (Loeblich and Tappan, 1987, p. 648). Sirel 1991 de bu yoldan hareket ederek Sirtina cinsine çok benzeyen Cideina'yı Lepidorbitoididae ailesi içine koymuş ancak orbitoidal, rotalid ve değişik kanal sistemi içermesinden dolayı bu cinsin yeni bir aile içinde gösterilmesinin daha uygun olacağını orjinal tanımda belirtmiştir (Sirel, 1991, p. 69). Yazarlar maalesef bu uyarıyı görmemezlikten gelmişlerdir. Bu nedenlerle, yazarların Cideina için verdikleri Rotaliidae ailesi bu cins için uygun değildir.

- Meriç ve İnan'ın Cideina'nın dış süsleri ile ilgili görüşüne gelince: (Sirel, 1993, lev. I, şek. 12) incele-nirse, resmin sol köşesinde kanalların yüzeye eriştikleri deliğimsi yanklardan dolayı ağımsı bir görünüm dikkat çeker. Esas dış özellik olarak bu yapı alınmalıdır, çünkü yüzeye en yakın geçen kesit budur. Resmin sağ tarafında ve sağ üst köşesinde görülen poligonalimsi yapı yüzeyin biraz altından geçmiş ve kanalların kesitlerini gösterir. Bu yapılar üst süs özelliği olarak alınamaz.

- (Meriç ve İnan, 1993, s. 45) de Sirtina orbitoidiformis Bronnimann olarak yanlış yazılmıştır. Doğrusu "Sirtina orbitoidiformis Bronnimann ve Wirz" dir.

- Cideina soezerii (Sirel)'nin değişik yerlerde bulunduğu dair değinmeler yapılmış (İnan ve Temiz, 1992) ve (İnan ve Diğ., 1992), ancak bu belgelerde Cideina ile ilgili ne bir nota nede resme raslanmadı.

- Cideina Sirel cinsinin tip türünün adı Meriç ve İnan tarafından Cideina soezerii (Sirel) olarak yanlış kullanılmıştır, doğrusu "Cuvillierina soezerii Sirel, 1973'tür.

Zoooloji Adlama Kurallarına göre, türün ilk incelendiği ve tanımının yapıldığı isim tip türün adı olarak alınır. Bu konuya açıklık getirmesi için bir kaç örnek incelenirse: Bullalveolina Reichel cinsi ilk olarak 1839 yılında d'Orbigny tarafından incelenmiş ve Alveolina olarak adlanmıştır. Daha sonra Reichel aynı örnekler üzerinde çalışmış ve değişik karakterler görerek yeni bir cins "BuMalveolina'yı tanımlamış ve ilk belirlenen isme sadık kalarak bu yeni cinsin tip türünü Alveolina bulloides" olarak vermiştir. Bu cinsin sistematik yazılışı:

Cins Bullalveolina Reichel, 1936

Tip tür Alveolina bulloides d'Orbigny, 1939

Yazarı aynı olan diğer örnek:

Cins Coleites Plummer, 1934

Tip tür Pulvinulina reticulosa Plummer, 1927

(Loeb. and Tapp., 1987, p. 643),

- Yazarlar lektotip ve paratip (doğrusu paralektotip) terimlerini yanlış kullanmışlardır. "International Code of Zoological Nomenclature, XV International congress of Zoology, 1964" göre:

- Yeni bir tür yapılırken o türün özelliklerini en iyi gösteren örnek "Holotip"dir (Madde 73 a).

- Holotipe yardımcı olarak kullanılan örnekler "Paratip"tir (Madde 73 D).

- Eğer yeni bir tür yapılırken bir holotip seçilemiyorsa veya seçilmemişse bu türe ait bütün örnekler "Sintip = Kotip"lerdir (Madde 73 c (i)). Uluslararası Zoooloji Adlama Kuralları kotip kullanımını tavsiye etmez (Tavsiye 73E).

- Eğer yeni yapılmış bir türün holotipi yoksa her zoolog, sintiplerden birisini "Lektotip" olarak seçebilir (Madde 74a).

- Eğer lektotip olarak adlandırılan örnek sintipler arasından seçilmemiş ise, geçerliliği yoktur (Madde 74a **(0)**).

- Lektotipe yardımcı tipler de "Paralektotip"lerdir (Tavsiye 74E).

DEĞİNİLEN BELGELER

Bronnimann, P. and Wirz, A., 1962, New Maastrichtian Rotaliids from Iran and Libya: Eclogae Geol. Helv., 55, 2, 519-528.

Caus, E., Hottinger, L. et Tambareau, Y., 1980, Plissement du "septal flap" et système de canaux chez Daviesina, foraminifères Paléocènes: Eclogae Geol. Helv., 73, 3, 1045 -1069.

Cushman, J.A., 1948, Foraminifera, their classification and economic use: ed. 4, 605p., 55pl., Cambridge, Mass., Harvard University press.

İnan, N., Kurt, İ ve Demirbaş, M., 1992, Kretase - Paleosen geçişinde yeni paleontolojik bulgular: İğdirkireçtaşı (Koyulhisar - Sivas): 45. Türkiye Jeoloji Kurultayı Bildiri Özleri, s. 28, Ankara.

İnan, N. ve Temiz, H., 1992, Niksar (Tokat) yöresinde Kretase - Tersiyer geçişinin litostratigrafik ve biyostratigrafik özellikleri: Türkiye Jeoloji Bülteni, 35 / 1, 39 - 47, Ankara.

International Code of Zoological Nomenclature, 1964, XV International Congress of Zoology: Inter. Trust For Zoological nomenclature, London.

Loeblich, A.R., Jr., and Tappan, H., 1964, Sarcodina chiefly "The camobians" and Foraminiferida, in R.C. Moore, ed., Treatise on Invertebrate Paleontology, Part C, Protista 2, Lawrence: Geological Society of America and University of Kansas Press.

Loeblich, A.R., Jr., and Tappan, H., 1987, Foraminiferal genera and their classification, V.I, 907 P; V. II, 212 p., 847 pi.: New York (Von Nostrand Reinhold).

- Meriç, E., 1983, Foraminiferler: maden Tetkik ve arama Enstitüsü yayını, Eğitim Serisi No. 26,280 p., 151 pl., Ankara.
- Sigal, J., 1952, Traite de Paleontologie: V. I, Masson et Cie, Paris.
- Meriç, E. ve İnan, N., 1993, Cideina soezerii (Sirel) : Yüzlemler - Tanım - Lektotip - Paratipler ve Tartışma: Türkiye Jeoloji Bülteni. 36,45 - 49, Ankara.
- Pokorny, V., 1958, Grundzüge der Zoologischen Mikropalaontologie, V.1,582 p., 549 text - fig., Berlin: VEB Deutscher Verlag der Wissenschaften.
- Reiss, Z., 1958, Classification of lameller Foraminifera: Micropaleontology, 4,51 - 70, pl. 1 - 5.
- Sirel, E., 1991, Cideina, a new foraminiferal genus from the Maastrichtian limestone of the Cide region (North Turkey): Mineral Res. Expl. Bull., 112, 65 - 70 Ankara

Türkiye Jeoloji Bülteninde Yayımlanması İstenen Yazılarda Aranılan Nitelikler

Bülten'de yayımlanması istenen yazılar aşağıdaki niteliklerden en az birini taşımaktadır:

- 1) Jeolojiye yeni bir katkısı bulunan bir araştırma
- 2) Jeoloji alanında bilimsel ve teknik yöntemlerle yapılmış, özgün sonuçları olan bir çalışma
- 3) Jeolojinin herhangi bir konusunda daha önce yapılmış çalışmaları eleştireci bir yaklaşımla derleyen ve o konuda yeni bir görüş ortaya koyan bir eleştiri derleme (critical review)

Bülten'de yayımlanabilmesi için yazıların daha önce Türkçe olarak yayımlanmamış olması gerekir. Daha önce yabancı dilde yayımlanmış olan yazılar Türkiye'yi doğrudan doğruya ilgilendirdikleri ve/veya Türkçe konuşan geniş bir araştırmacı kitlesini yakından ilgilendirdikleri durumlarda Türkçe olarak Bülten'de yayımlanabilirler. Bu durumda yazının kapsamı bu bilgiler ile sınırlandırılmalıdır.

Bülten'de Türkçe ve İngilizce yayım dili olarak kullanılmaktadır, Bülten'de yer alacak ve her yazının hem Türkçe hem de İngilizce özetleri bulunmalıdır. Yazının başlığı ve resimlemelerin gerek şekil içi gerekse şekil dışı açıklamaları da Türkçe ve İngilizce olarak iki dilde hazırlanmış olmalıdır. Yazıların başlık, öz ve resimleme açıklamaları dışında kalan bölümlerinde kullanılan olağan dil Türkçe'dir. Türkiye dışında geniş bir araştırmacı kitlesini ilgilendiren yazıların İngilizce yazılmış özetleri ve özetleri çalışmanın ana unsurlarını aktarmak için yeterli olmadığı durumlarda yazı Bülten'de İngilizce olarak yayımlanabilir. Yazıların İngilizce olarak yayımlanması ancak bu koşullarda kabul edilir. Bu durumda yazının kapsam ve hacminin Türkiye dışındaki araştırmacıları ilgilendirdiği kadarıyla sınırlandırılması gerekir. Bülten'de yayımlanan yazıların İngilizce özünden başka birde İngilizce özetini yayımlamak olasıdır. Bu yola yazının İngilizce özünün yabancı bilim çevresine aktarılmasında yarar olan unsurları aktarmaya yeterli olmadığı durumlarda gidilmeli ve özet'in kapsamı bu amacın gerekleri ile sınırlandırılmalıdır. Daha önce yabancı dilde yayımlanmış olan yazılarda İngilizce özet verilemez.

1976 yılında yeniden düzenlenerek dağıtılmış olan "Türkiye Jeoloji Bülteni Yayım Kuralları" yürürlüktedir.

Bülten yayım kuralları TMMOB Jeoloji Mühendisleri Odası adresinden sağlanabilir.

Türkiye Jeoloji Bülteninde Yayımlanması İstenen Yazılarda Şekil Bakımından Aranılan Nitelikler:

- Yazının tümü çift aralıklı yazılmış ve otuz daktilo sayfasını geçmemelidir.
- Yazı ve ekleri bir asıl, iki kopya olmak üzere üç takım olarak yollanmalıdır.
- Yazı içindeki başlık düzeni ve değinilen belgeler Türkiye Jeoloji Bülteni Yayım Amaç ve İlkeleri ve Yayım Kuralları (Şubat 1976)'na uygun olmalıdır.
- Türkçe ve İngilizce öz yazılmalıdır.
- Şekil, Levha, Çizelge altı açıklamaları Türkçe ve İngilizce yazılarak ayrı bir liste halinde metne eklenmelidir.
- Şekil, Levha, Çizelgeler birbirlerinden ayrı olarak numaralanmalıdır.
- Fotoğraflar aydınlık olmalı ve parlak kağıda basılmalıdır
- Bütün çizimlerde çizgisel ölçek kullanılmalıdır.
- Levha sayısı 3'den çok olmamalıdır.
- Küçültüldüğünde katlanacak şekil sayısı 2 yi aşamaz. Bunlar iki bülten sayfasını aşmayacak şekilde küçültülebilmelidir.
- Küçültmeden sonraki en büyük şekil boyudan aşağıdaki gibi olacaktır. Şekil içi yazılarda ve sürsajda bu boyutların dikkate alınması gerekir.

Çift Sayfa	: Yan 23x30 cm	Dik 17x40 cm
Tek Sayfa	: Yan 17x23 cm	
Yarı Sayfa	: Yan 12x17 cm	Dik 8x23 cm

Submission of Manuscripts to the Geological Bulletin of Turkey

Manuscripts should carry at least one of the following qualifications:

- 1- A Geological research that has new contributions to geology.
- 2- A Geological research that includes new findings accomplished through scientific and technical methods.
- 3- A critical review of previously published geological researches. Such reviews should bear new results in criticized subjects.

Manuscripts should not have been published previously in Turkish elsewhere. Papers that have been previously published in foreign languages could be submitted to the Bulletin in Turkish if these papers are related to Türkiye's geology and/or include subjects that are in the interest areas of a wide group Turkish speaking researchers. In these cases content of the manuscript should be limited to the described information.

Turkish and English are the accepted publication languages of the Bulletin. Submitted manuscripts should include abstracts both in Turkish and in English. Title of the manuscripts and captions and inner explanations of figures should also be given in both languages. In sections other than titles, abstract, and figure explanations Turkish is used. But, papers can also be published in English too in case that the paper is in the interest scope of many foreign researchers and if abstract and summary of the paper are not explanatory enough to give major aspects of the research. English manuscripts can be accepted and published solely under these conditions. In such cases, volume and content of the paper should be limited to the interest areas of foreign researchers. It is also possible to publish English summary of the paper in addition to the English abstract. This option should be used when English abstract of the paper is not satisfactory enough to give adequate information to the foreign researchers. The content of the summary should also be limited to the aimed information. If the paper is previously published in foreign languages, English summary will not be accepted.

Geological Bulletin of Turkey Publication Guide that is reviewed and published in 1976 is valid. The guide book can be supplied from TMMOB- Chamber of Geological Engineers address.

Submission of Text and Figures

- All the text must be written in double space and should not exceed thirty pages.
 - All manuscript and appendices must be sent in the three sets one of which must be original
 - Headings and references used in manuscript should accord with the publication goals, principals and the guide book of the Geological Bulletin of Turkey (February, 1976)
 - Turkish and English abstracts must be submitted.
 - Figure, table, and plate captions must be listed in English and Turkish in a separate paper and attached to the text
 - Figure, table and plates must be separately numbered.
 - Photographs must be bright and printed on a quality paper.
 - In all drawings linear-scale must be used.
 - Number of plates should not be more than three.
 - Number of folded figures should not be more than two. Dimensions of folded figures after reduction should not exceed the size of two Bulletin pages.
 - The maximum size of a folded figure after reduction is given below.
- These size dimensions should be taken into consideration for internal explanations and hatching of the figure.

Double page :	side 23x30 cm	Vertical 17x40 cm
Single page :	side 17x23 cm	
Half page :	side 12x17 cm	Vertical 8x23 cm