

TÜRKİYE JEOLJİ BÜLTENİ

Şubat, 1993 Cilt 36 Sayı 1
February, 1993 Vol. 36 No 1

Geological Bulletin of Turkey
ISSN 1016 - 9164

İÇİNDEKİLER (CONTENTS)

Kızılcaören (Sivrihisar-Eskişehir) karbotermal bastneazit-fluorit-barit yatağının jeolojisi ve nadir toprak element jeokimyası
Geology and rare geochemistry of carbothermal bastnaesite - fluorite - barite deposit of Kızılcaören (Sivrihisar - Eskişehir)
..... İSMET ÖZGENÇ 1

Darende Havzası Tersiyer istifinin mikropaleontolojik (Ostrakod ve Foraminifer) incelemesi
Micropaleontological (Ostracoda and Foraminifera) investigation of Tertiary sequence of Darende Basin
..... ATİKE NAZİK 13

Üst Kretase yaşlı Saraf Tepe (Trabzon) bazanitinin jeokimyasal özellikleri ve jeotektonik anlamı
Geochemical characteristics and geotectonic implications of the Upper Cretaceous Saraf Tepe (Trabzon) basanite, NE Turkey
... SADETTİN KORKMAZ, M. BURHAN SADIKLAR
... ALİ VAN, NECATİ TÜYSÜZ, TUNCAY ERCAN 37

Cideina soezerii (Sirel) Yüzlekler - tanım - lektotip - paratip ve tartışma
Cideina soezerii (Sirel): Outcrops, Description, Lektotype - Paratypes and Discussion
.....ENGİN MERİÇ, NURDAN İNAN 45

Doğu Toros karbonat platformunda Önülke-Dağ-arası havza gelişimine bir örnek : Akdere Havzası, Gürün-GB Sivas (Türkiye)
An example for the foreland-intermontane basin development at the Eastern Tauride Carbonate Platform: Akdere Basin, Gürün - SW Sivas (Turkey)
.....EŞREF ATABEY 51

Çarıksaraylar (Şarkikaraağaç- Isparta) kuzeyinin jeolojisi ve kurşunlu barit yatakları
Geology of Northern of the Çarıksaraylar area (Şarkikaraağaç- Isparta) and lead-bearing barite deposits
..... OYA CENGİZ, MUSTAFA KUŞÇU 63

Güledar Barajı derivasyon tünel güzergahındaki (Çubuk-Ankara) kaya birimlerinin mühendislik jeolojisi incelemesi
Engineering geological investigation of the rock units along the derivation tunnel alignment of the Güledar Dam (Çubuk, Ankara)
..... AYDIN ÖZSAN 75

Yıldızeli (Sivas) Güneyinde Akdağ metamorfizmaları ve örtü kayalarının stratigrafisi ve tektoniği
The stratigraphy and tectonics of Akdağ metamorphics and their cover rocks in the south of Yıldızeli (Sivas - NE Central Anatolia)
..... ERGUN GÖKTEN 83

Karsantı yöresinde (KKD Adana) yüzeyleyen Tersiyer istifinin Ostrakod dağılımı ve ortamsal özellikleri
The Ostracode distribution and environmental features of Tertiary sequence of the Karsantı region (NNE Adana)
..... ÜMİT ŞAFAK 95

Interpretation of geochemical, radiometric and isotopic data on Kula Volcanics (Manisa - Western Anatolia)
Kula volkanitlerinin jeokimyasal, radyometrik ve izotopik verilerinin yorumu (Manisa-Batı Anadolu)
..... TUNCAY ERCAN 113

Hekimhan (Malatya) yöresindeki Üst Kretase yaşlı birimlerin paleontolojik ve stratigrafik özellikleri
Paleontologic and stratigraphic features of Upper Cretaceous units in the vicinity of Hekimhan (Malatya)
..... ZEYNEP ÖZDEMİR, MAHMUT TUNÇ 131

Kademeli (En Echelon) Kıvrım geometrisinde üçüncü boyut: San Andreas Fay Zonu'ndan örnekler
The third dimension in En Echelon fold geometry: Examples from the San Andreas Fault Zone
..... HAYRETTİN KORAL 145

Tonya-Düzköy (GB Trabzon) yöresinin stratigrafisi
Stratigraphy of the Tonya-Düzköy (SW Trabzon) area, NE Turkey
..... SADETTİN KORKMAZ 151

Sultançayır (Susurluk-Balıkesir) Boratlı Jips havzasının jeolojisi, mineralojisi ve ekonomik potansiyeli
Geology, mineralogy and economic potential of Sultançayır (Susurluk - Balıkesir) boratiferous gypsum basin
..... İBRAHİM GÜNDOĞAN, CAHİT HELVACI 159

TÜRKİYE JEOLojİ BÜLTENİ

Şubat, 1993 Cilt 36 Sayı 1
February, 1993 Vol. 36 No 1

Geological Bulletin of Turkey
ISSN 1016-9164

İÇİNDEKİLER (CONTENTS)

Kızılcaören (Sivrihisar-Eskişehir) karbotermal bastnaezit-fluorit-barit yatağının jeolojisi ve nadir toprak element jeokimyası

Geology and rare geochemistry of carbothermal bastnaesite - fluorite - barite deposit of Kızılcaören (Sivrihisar - Eskişehir)

..... İSMET ÖZGENÇ 1

Darende Havzası Tersiyer istifinin mikropaleontolojik (Ostrakod ve Foraminifer) incelemesi

Micropaleontological (Ostracoda and Foraminifera) investigation of Tertiary sequence of Darende Basin

..... ATİKE NAZİK 13

Üst Kretase yaşlı Saraf Tepe (Trabzon) bazanitinin jeokimyasal özellikleri ve jeotektonik anlamı

Geochemical characteristics and geotectonic implications of the Upper Cretaceous Saraf Tepe (Trabzon) basanite, NE Turkey

..... SADETTİN KORKMAZ, M. BURHAN SADIKLAR
..... ALİ VAN, NECATİ TÜYSÜZ, TUNCAY ERCAN 37

Cideina soezerii (Sirel) Yüzlekler - tanım - lektotip - paratipler ve tartışma

Cideina soezerii (Sirel): Outcrops, Description, Lektotype - Paratypes and Discussion

..... ENGİN MERİÇ, NURDAN İNAN 45

Doğu Toros karbonat platformunda Önülke-Dağ-arası havza gelişimine bir örnek : Akdere Havzası, Gürün-GB Sivas (Türkiye)

An example for the foreland-intermontane basin development at the Eastern Tauride Carbonate Platform: Akdere Basin, Gürün - SW Sivas (Turkey)

..... EŞREF ATABEY 51

Çarıksaraylar (Şarkikaraağaç- İsparta) kuzeyinin jeolojisi ve kurşunlu barit yatakları

Geology of Northern of the Çarıksaraylar area (Şarkikaraağaç- İsparta) and lead-bearing barite deposits

..... OYA CENGİZ, MUSTAFA KUŞÇU 63

Güledar Barajı derivasyon tünel güzergahındaki (Çubuk-Ankara) kaya birimlerinin mühendislik jeolojisi incelemesi

Engineering geological investigation of the rock units along the derivation tunnel alignment of the Güledar Dam (Çubuk, Ankara)

..... AYDIN ÖZSAN 75

Yıldızeli (Sivas) Güneyinde Akdağ metamorfizmi ve örtü kayalarının stratigrafisi ve tektoniği

The stratigraphy and tectonics of Akdağ metamorphics and their cover rocks in the south of Yıldızeli (Sivas - NE Central Anatolia)

..... ERGUN GÖKTEN 83

Karsantı yöresinde (KKD Adana) yayıleyen Tersiyer istifinin Ostrakod dağılımı ve ortamsal özellikleri

The Ostracode distribution and environmental features of Tertiary sequence of the Karsantı region (NNE Adana)

..... ÜMİT ŞAFAK 95

Interpretation of geochemical, radiometric and isotopic data on Kula Volcanics (Manisa - Western Anatolia)

Kula volkanitlerinin jeokimyasal, radyometrik ve izotopik verilerinin yorumu (Manisa-Batı Anadolu)

..... TUNCAY ERCAN 113

Hekimhan (Malatya) yöresindeki Üst Kretase yaşlı birimlerin paleontolojik ve stratigrafik özellikleri

Paleontologic and stratigraphic features of Upper Cretaceous units in the vicinity of Hekimhan (Malatya)

..... ZEYNEP ÖZDEMİR, MAHMUT TUNÇ 131

Kademeli (En Echelon) Kıvrım geometrisinde üçüncü boyut: San Andreas Fay Zonu'ndan örnekler

The third dimension in En Echelon fold geometry: Examples from the San Andreas Fault Zone

..... HAYRETTİN KORAL 145

Tonya-Düzköy (GB Trabzon) yöresinin stratigrafisi
Stratigraphy of the Tonya-Düzköy (SW Trabzon) area, NE Turkey

..... SADETTİN KORKMAZ 151

Sultançayır (Susurluk-Balıkesir) Boratlı Gips havzasının jeolojisi, mineralojisi ve ekonomik potansiyeli

Geology, mineralogy and economic potential of Sultançayır (Susurluk - Balıkesir) boratiferous gypsum basin

..... İBRAHİM GÜNDOĞAN, CAHİT HELVACI 159

KIZILCAÖREN (SİVRİHİSAR-ESKİŞEHİR) KARBOTERMAL BASTNEAZİT-FLUORİT-BARİT YATAĞININ JEOLojİSİ VE NADİR TOPRAK ELEMENT JEOKİMYASI*

*Geology and ree geochemistry of carbothermal bastnaesite -fluorite - barite deposit
of Kızılcaören (Sivrihisar - Eskişehir)*

İSMET ÖZGENÇ Dokuz Eylül Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü, İzmir

ÖZ: Kızılcaören yöresi Ankaralın 150 km batısında yer alır ve Türkiye'nin bilinen tek Hafif Nadir Toprak Elementleri (HNTE) ve Toryum yatağıdır. Yatak Pontid kuşağı ile Anatolid-Torid platformu arasında, Karakaya formasyonunun doğu kenarında bulunur.

Yörede başlıca kayalar, Geç Paleozoyik veya Erken Triyas yaşlı ve esas olarak serpentinüerden oluşan ve içinde metadiyorit-metagabro daykları bulunduran ofiyolitlerdir. Geç Triyas.yaşlı ankimetamorfik tortullar (kumtaşı, fillit, şeyi, sleyt, çamurtaşı) faylı dokanakla ofiyolitleri üstler. Permiyen yaşlı kireçtaşı olistolitleri ile spilitik-diyabazik dayklar ve yastık lavlar Triyas formasyonu içinde yer alır. Jura yaşlı masif kireçtaşları açısız uyumsuzlukla Triyas formasyonunu üstler.

Erken Miyosen yaşlı volkanik faaliyetler sonucu trakitik piroklastikler, trakitler ve fonolitler oluşmuştur. Geç Oligosen yaşlı mağmatik faaliyetler sonucu da karbonatitler oluşmuştur. Karbonatitler küçük dayklar şeklinde görülmektedir. İki farklı karbonatit fazı ayrılanmıştır. Breşleşme öncesi karbonatitler 1.0-1.5 m genişlikte olup farklı uzunluklar sunarlar. Bunlar ofiyolitleri ve breş bacaları dışındaki Triyas birimlerini keser. Breşleşme sonrası karbonatitler ise 1-10 cm. genişlikteki ince dayklar şeklinde olup önceki tüm birimlerle birlikte, cevherli breş bacalarını ve breşleşme öncesi fluorit-barit damarlarını keser.

Yatak ekonomik ölçekte başlıca fluorit, barit ve torbastneazit minerallerini içerir. Cevherleşmeler baskın olarak ankimetamorfik Triyas birimleri ile daha az olarak breş bacaları ve tüfler içinde gelişir. Sahada mağmatik süreçler sonucu oluşmuş beş adet breş bacası saptanmıştır. Cevherleşme dairesel, ışınal, doğrusal, huni ve oval şekilli kırıklara dolgu şeklinde yerleşmektedir.

Yatakta saptanan kırık sistemleri, yaygın breşleşmeler ve cevherleşme Geç Oligosen yaşlı karbonatit sokulumlarıyla ilişkilidir. Breşleşme öncesi cevherleşmeler baskın olarak fluorit ve barit mineralizasyonlarını içerir.

Breşleşme sonrası cevherleşmeler NTE mineral fazlarıyla temsil edilir. En yaygın mineral fazı torbastneazittir. Daha az olarak fluoserit ve brockit fazları görülür.

Sıvı kapınım çalışmaları, breşleşme öncesi erken faz mineralleşmelerin 550-300 C°, geç fazın 300-190 C° ısı aralığında, breşleşme sonrası erken faz mineralleşmelerin ise 300-500 C ısı aralığında geliştiğini belirtir. Son faz mineralleşmeler ise 250 C° altındaki ısılarda oluşmaktadır.

Kızılcaören bastneazit-fluorit-barit yatağı, yüksek ısıdaki karbonatitik mağmatik sıvıların (karbotermal sıvılar) ışınal, dairesel, huni ve baca şekilli kırık sistemlerini doldurması sonucu oluşmuştur. Cevherleşme Geç Oligosen-Erken Miyosen yaşlıdır.

ABSTRACT*. The Kızılcaören district is situated about 150 km. west of capital Ankara, is an unique LREE and thorium deposit of Turkey. The deposit is located on the eastern margin of the Karakaya formation between the Pontide belt in the north and the Anatolide-Tauride platform in the south.

The basement consists of serpentinites in late Paleozoic to early Triassic age, overlain by highly deformed and locally variable anchimetamorphic sediments which are related to Triassic. Dominant lithologies of Triassic formation include phyllite, sandstone, shale, slate and mudstones. This formation also contains limestone olistolithes of Permian age, diabasic dykes and lava flows with pillows. Sandstone and massive fossiliferous limestone of Jurassic age overlie the Triassic formation. Late Oligocene intrusive activities produce carbonatites. Early Miocene extrusive activities produce trachytic pyroclastic pyroclastics, trachytes and phonolites.

* 9-10 Nisan 1992 tarihinde Keele Üniversitesinde (İngiltere) yapılan "Work in progress on the geology of Türkiye" International Workshop'da bildiri olarak sunulmuştur.

DARENDE HAVZASI TERSİYER İSTİFİNİN MİKROPALEONTOLOJİK (OSTRAKOD ve FORAMİNİFER) İNCELEMESİ

Micropaleontological (Ostracoda and Foraminifera) investigation of Tertiary sequence of Darende Basin •

AIİKE NAZİK Çukurova Üniversitesi Mühendislik Mimarlık Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Adana

ÖZ: Bu çalışmada amaç» Darende (Malatya) dolaylıda yüzeyleyen Tersiyer yaşlı birimlerin stratigrafisini ostrakod ve foraminiferlerle ortaya koymaktır. Darende bölgesinde yer alan kırıntılı istifte ostrakodlardan 20 cins ve 28 tür saptanmıştır. Ayrıca, planktonik ve bentik foraminiferlerin Avrupa ve Türkiye'de yapılan diğer çalışmalarla karşılaştırılması yapılarak bu ostrakodların yaşlarının Lütesiyen zaman aralığını verdiği saptanmıştır. Yine ostrakod ve foraminiferlerden yararlanılarak çalışılmış düzeylerin sığ ve derin deniz ortam koşullarında çökelmiş olduğu belirlenmiştir.

ABSTRACT: The purpose of this study is to reveal the stratigraphy of the Tertiary sequence together with ostracods and foraminifera cropped out around the Darende (Malatya). 20 genera and 28 species of ostracods were described from the sedimentary sequence in the Darende region. These benthonic and planktonic foraminifera, which compared with the other studies published in Turkey and Europe dealing with this subject were found that they corresponded to Lutetian. Also ostracods and foraminifera indicated that Tertiary sequence was deposited under the conditions of shallow and depth marine environment

Giriş

İnceleme alanı, Malatya iline bağlı Darende ilçesi çevresinde 1/25000 ölçekli Elbistan K 38-c3 ve Malatya K 39-d4 paftalarında yer almaktadır (seki 1).

Araştırmanın yöneldiği ana konular, Tersiyer istifinin ktonostratigrafisi / paleontolojik yaşın verilmesi, ortam koşullarının açıklanması» ostrakod ve foraminifer içeriğinin belirlenmesidir. Paleontoloji ağırlıklı olan bu çalışmada önceki araştırmacılarca ayrılan litostratigrafi birimleri kullanılmıştır.

İnceleme alanı ve dolayında genel jeoloji» petrol jeolojisi, tektonik ve paleontoloji amaçlı çalışmalar yapılmış olup, Akkuş (1970,1971)» Kurtman ve Akkuş (1974), Kurtman (1978), Sirel (1976), Örcen (1986) ve Şafak (1990) bunlardan bazılarıdır.

Bu çalışmada 7 kesit güzergahında seri örnek alımları yapılmış, incelemeye konu olan ostrakod ve planktonik foraminiferleri elde etmek için yıkama yöntemi uygulanmış, binoküler mikroskopta ayıklamaları ve tanımlamaları yapılmıştır.

STRATİGRAFİ

İnceleme alanının yer aldığı Darende havzasının stratigrafisi istifi; Mesozoyik, Tersiyer ve Kuaterner yaşlı birimler oluşturmaktadır. Havzanın kuzey ve güney kısmında belunan yükselteleri Geç Jurasik-Erken Kretase yaşlı kireçtaşları oluşturur,, Yükselteler arasındaki çukurluklarda ise Eosen ve Pliyo-Kuaterner yaşlı tortular çökelmiştir.

İnceleme alanında tabanda kireçtaşı, marn ve kumtaşı düzeyleri içeren Lütesiyen yaşlı birim üzerine jipslerle başlayıp kumtaşı ve mamli seviyelerle devam eden Priyaboniyen yaşlı birim gelmektedir, Darende ilçesi civarında ise Lütesiyen yaşlı birim üzerinde- karasal nitelikteki Pliyo-Kuaterner yaşlı birim yer alır.

Litostratigrafi

Bu çalışmada kullanılan formasyon adları Akkuş (1970)'den alınmıştır. Formasyonlara verilen adlar Türkiye Stratigrafisi Komitesi'nin 1986'da yayınlamış olduğu "Stratigrafi Sınıflama ve Adlandırma Kuralları"na uygun olmadığından resmi değildir. Bu nedenle inceleme alanında yer alan birimler "Stratigrafisi Sınıflama ve Adlandırma

ÜST KRETASE YAŞLI ŞARAF TEPE (TRABZON) BAZANİTİNİN JEOKİMYASAL ÖZELLİKLERİ VE JEOTEKTONİK ANLAMI (•) *Geochemical characteristics and geotectonic implications of the Upper Cretaceous SarafTepe (Trabzon) basanite, NE Turkey*

SADETTİN KORKMAZ KTÜ Jeoloji Müh. Bölümü, Trabzon
M. BURHAN SADIKLAR KTÜ Jeoloji Müh. Bölümü, Trabzon
ALİ VAN KTÜ Jeoloji Müh. Bölümü, Trabzon
NECATİ TÜYSÜZ KTÜ Maden Müh. Bölümü, Trabzon
TUNCAY ERCAN MTA Jeoloji Etüdlere Dairesi, Ankara

ÖZ : Doğu Karadeniz bölgesinde yaygın olarak Üst Kretase yaşlı ada yayı özelliği taşıyan subalkalen bir volkanizma yüzeyler. Bu volkanizma, son evresinde şoşonitik ve alkalen karakterli bir volkanizmaya dönüşmektedir.

ABSTRACT : A subalkaline volcanism of Upper Cretaceous age is extensively dominated in the eastern Pontides. However, the volcanism is changed to an alkaline and shoshonitic character at its terminal stages.

GİRİŞ

Trabzon'un 8 km güneyinde bulunan Saraf Tepe'de (299 m.) volkano-törtul serilerin üst düzeyinde masif ve tablamsı özellikte bir bazanit seviyesi yüzeyler.

Doğu Karadeniz bölgesinde yaygın olarak yüzeyleyen Üst Kretase yaşlı volkanizma genellikle subalkalen (kalkalkalen + toleyitik) özelliktedir (Peccerillo ve Taylor, 1975; Eğin ve Hirst, 1979; Eğin ve diğ., 1979; Gedikoğlu ve diğ., 1979; Manetti ve diğ., 1983; Bektaş, 1984; Barbieri ve diğ., 1985; Tokel, 1989; Gedik ve diğ., 1992, Genç ve Güven, 1990). İnceleme alanında yer alan Bazanitler ise şoşonitik ve alkali özelliktedir. Bu yazıda aynı ortamda bulunan alkali ve kalkalkali volkanizmanın nedenleri tartışılacaktır.

GENEL JEOLJİ

İnceleme alanı Pontid tektonik birliğinin doğu kesiminde yer alır. bu bölgede yaygın olarak Üst Kretase yaşlı volkano-törtul seriler yüzeyler.

İnceleme alanında, bazanit ve törtul arakatıklar içeren andezit, bazalt lav ve piroklastlan yüzeyler (Şekil 1 ve 2). Andezit ve bazaltlarda tipik küresel ayrışma (exfoliasyon) ve soğuma sütunu yapılan gözlenir. Piroklastik kayaçlar esas olarak aglomera ve tüflerden meydana gelmişlerdir. Törtul kayaçlar ise başlıca kırmızı renkli mikritik ve biyomikritik kireçtaşlan ile marnlardan oluşmuşlardır. Bu kırmızı renkli biyomikritlerin

paleontolojik incelemesinde Globotruncana linneiana (d'Orbigny), Globotruncana lapparenti Brotzen, Globotruncana arca (Cushman) faunası bulunarak istife Kampaniyen (Üst Kretase) yaşı verilmiştir. Bu volkano törtul serinin üzerine uyumlu olarak beyaz renkli kireçtaşı ve marn aralanmasından oluşan 100 m kalınlığında törtul bir istif gelir. Bu istiftan alınan örneklerin paleontolojik incelemesinde Pseudosiderolites vidali (Douville), Praesiderolites dordoniensis Wannier, Orbitoides medius (d'Archiac), Globotruncana lapparenti Brotzen, Globotruncana linneiana (d'Orbigny), Globotruncana bulloides Vogler faunası bulunarak birime Üst Kampaniyen (Üst Kretase) yaşı verilmiştir.

Bölgede bu birimlerin üzerine uyumsuz olarak andezit, bazalt lav ve piroklastlanından oluşan Eosen yaşlı seriler gelir.

Saraf Tepe'de volkano-törtul seriler içerisinde bulunan bazanitler yaklaşık 20-30 m. kalınlığında ve 750 m. uzunluğunda olup masif ve tablamsı bir lav akıntısı şeklindedir (şekil 3). Bu bazanitler açık gri ve yeşilimsi renklerde olup bol özşekilli ve yan özşekilli ojit kristalleri ile seyrek olarak lösit ve biyotit içerirler. Bazanit düzeyinin alt ve üst dokanaklan volkano törtul seri ile uyumludur. Ancak alt dokanağmda lav akıntısı nedeniyle pişmeler gözlenmektedir. Bazanitlerin yaşı stratigrafik konuma göre Üst Kretase'dir. Ayrıca bu yaş Gümüş (1978)'ün bu yörede tefritlerde yaptığı radyometrik yaş tayinleriyle de uygunluk göstermektedir.

(*) 14-18 Eylül 1992 tarihleri arasında Almanya'nın Tubingen şehrinde yapılan DMG 70. Mineraloji Kongresinde bildiri olarak sunulmuştur.

CÎDEÎNA SOEZERÎÎ (SÎREL): YÜZLEKLER - TANIM - LEKTOTÎP - PARATÎPLER VE TARTIŞMA

Cideina soezerii (Sirel): *Outcrops, Description, Lektotype-Paratypes and Discussion*

ENGİN MERİÇ İ. Ü. Müh. Fak. Jeoloji Müh. Böl. İstanbul
NURDAN İNAN C. Ü Müh. Fak. Jeoloji Müh. Böl. Sivas

ÖZ: Bu çalışmada, Türkiye'nin Niksar-Reşadiye, Koyulhisar, Elazığ ve Malatya yörelerindeki Üst Maastrichtiyen yaşlı yüzleklerinde saptanan *Cideina soezerii* (Sirel) hakkındaki yeni gözlemler tartışılmaktadır. Bu foraminiferin kavkı yüzeyi, ağsı süslerle değil, balpeteği görünümündeki heksagonal deliklerle süslenmiştir. Kabuk yapısı, trokospiral sarılımlı ve ombilikal dolgusu, bu cinsin Lepidorbitoididae familyasına ait olmayıp, Rotaliidae familyası içinde tanımlanması gerektiğini düşündürmektedir. Lektotip ve paratipler levhalar halinde sunulmuştur.

ABSTRACT: In this study; some new observations are discussed on *Cideina soezerii* (Sirel) identified in the Upper Maastrichtian outcrops around the Niksar, Reşadiye, Koyulhisar, Elazığ and Malatya areas in Turkey. The tests surfaces of this foraminifer are ornamented by honeycomb shaped hexagonal hols, but notwith net like figures. This test structure, trochospiral coiling and ombilical fillings suggest that this genus be identified in the Rotaliidae family, but not in the Lepidorbitoididae family as assumed by Sirel (1991). Lektotype and paratypes are shown on plates.

GİRİŞ

Cideina cinsi, ilk kez Sirel (1973) tarafından Cide kuzeybatısı (Kastamonu) Maastrichtiyen'inde Cuvillerina sözerii olarak tanımlanmış, daha sonra yapılan çalış-mayla (Sirel, 1991), bu türün yeni bir cinsde ait olduğu vurgulanmıştır.

Bu çalışmada, *Cideina soezerii* (Sirel), Kelkit vadisinde, Reşadiye kuzeybatısındaki Kırandağ Formasyonunda (Seymen, 1975), Niksar'da (KB Tokat) Erencik Formasyonunun (İnan ve Temiz, 1992), Koyulhisar'da (KD Sivas) İğdir formasyonunun (İnan ve Diğ., 1992) alt seviyelerinde, Hekimhan'da (Malatya), Güzelyurt formasyonunda (Bozkaya, 1991) ve Elazığ'da Harebekayış formasyonunun (Özgen, 1992) alt seviyelerinde (Şekil-1), Üst Maastrichtiyen yaşlı Orbitoides medius (d'Archiac), Orbitoides apiculatus Schlumberger, Orbitoides apiculatus garuenbachensis Papp, Omphalocyclus macroporus Lamarck, Smoutina cruysi Drooger, Sırtına orbitoidiformis Brönnimann, Laffitteina aff. marsicana Farinacci bentik foraminifer topluluğu ile birlikte bulunmuştur.

SİSTEMATİK TANIMLAMA

Takım : Foraminiferida Eichwald, 1830
Üstfamilya : Rotaliacea Ehrenberg, 1839
Familya : Rotaliidae Ehrenberg, 1839
Altfamilya : Rotaliinae Ehrenberg, 1839
Cins : *Cideina* Sirel, 1991
Tip tür : *Cideina soezerii* (Sirel), 1973
(Levha I, Şekil 1-9, Levha II, Şekil 1-8)

1973 *Cuvillerina sözerii* Sirel, s. 69, levha I, şekil 1-6; levha II, şekil 1-4

1991 *Cideina soezerii* (Sirel), Sirel, s. 149, levha I, şekil 1-12, levha II, şekil 1-9

Tanımlı tamamlayıcı tip (Lektotip): Kavkı yüzeyinden geçen kesit (R 103-2), levha I, şekil 1

Yardımcı tipler (Paratip): Kavkı yüzeyine yakın geçen ekvatoryalimsi kesitler, levha I, şekil 3-4; Rotaloidal kavkı yapısını gösteren eğik kesit levha I, şekil 8 ve ekvatoryal kesit, levha II, şekil 1.

Ayırtman özellikler

Kavkı diskoidal şekilde, iri delikli, lamelli hiyalin kalker yapıdadır. Uzama indisi, ortalama 0,6 mm.dir. Gençlik devresi locaları trokoidal sarılımlıdır ve bu devrenin çapı 0.5 mm. civarındadır. Sırt tarafında lateral locaları bulunur. Ergin dönemde sarılım planispral-involütdür.

Dış özellikler

Kavkı lamelli hiyalin kalker yapıdadır. Diskoidal şekildeki kavkının ekvatoryal çapı 2.87 mm, eksenel çapı 1.86 mm ve kalınlığı da 0.67 mm civarındadır. Kavkının üzeri iri ve heksogonal düzendeki deliklerin oluşturduğu ağ şeklinde süsleri içerir. (Levha I, şekil 1-7).

İç özellikler

Kavkı spiralinin sarılımlı, gençlik devresinde 2-3 tur trokospiral, ergin devrede ise asimetrik planispral-involütdür. İlk loca küresel ve 50-75 mikron çapındadır.

DOĞU TOROS KARBONAT PLATFORMU'NDA ÖNÜLKE-DAĞARASI HAVZA GELİŞİMİNE BİR ÖRNEK: AKDERE HAVZASI, GÜRÜN-GB SİVAS (TÜRKİYE)

An example for the foreland-inter montane basin development at the Eastern Tauride Carbonate Platform: Akdere Basin, Gurun-SW Sivas (Turkey)

EŞREF ATABEY MTA Genel Müdürlüğü, Jeoloji Etütleri Dairesi, Ankara

ÖZ: Çalışma alanı Anatolide-Toride kuşağının bir parçası olan Doğu Torosların kuzeybatı kesiminde bulunmaktadır. İnceleme konusu olan Akdere Havzası önülke-dağarası havza gelişimine tipik bir örnek teşkil eder. İtke fayları ilerlemesi sırasında kabuğun aşağıya bükülmesi sonucu oluşan önülke havzaları genellikle daralma kökenlidirler.

Akdere Havzası kuzey ve güneyden allokton birimlerle sınırlanmıştır. Benzer sıkışmalı havzalardan farklılık gösterir.

Otokton Geyikdağı Birliği içerisinde yer alan Akdere Havzasında Orta Jura-Tersiyer yaş aralığında farklı litostratigrafik özellikte dört birim ayrılmıştır. (Yüceyurt, Yanıktepe, Akdere ve Demiroluk formasyonları). Yüceyurt formasyonu (Orta Jura-Senomaniyen) dolomit ve dolomitik kireçtaşı, foraminiferli-algli, pelletli-intraklastlı çamurtaşı, vaketası gibi platform tipi fasiyesleriyle, Yanıktepe formasyonu (Santoniyen-Kampaniyen) rudist bağlamtaşı-pakettaşı fasiyesleriyle, Akdere formasyonu ise (Kampaniyen-Paleosen-Alt Eosen) yan pelajik ve pelajik fasiyeslerle temsil edilir. Bu pelajikler arasında karbonat yelpaze çökelleri olarak mikrobreş tabakaları, pelajik foramlı türbidiiller, çakıllı çamurtaşları, kalkarenit ve kanal dolgusu konglomera/breşler yer alır. Orta Eosen (Lütesiyen) yaşlı Demiroluk formasyonu polijenik konglomera/breş, çakıllı kumtaşı, Nummulitli ve Alveolinli resifal kireçtaşı, ve marndan oluşur. Platform kireçtaşlarında izlenen fasiyes değişimleri tiltasyon hareketlerine bağlıdır. Havza çökelleri içerisinde yer alan yelpazeler ise geniş ölçüde çökelleme ile eş zamanlı fay kontrolünde gelişmiştir.

Akdere havzasının evrimi dört dönemde tamamlanmıştır. Bunlar sırasıyla Orta Jura-Senomaniyen zaman aralığını kapsayan duraylı kıta kenarı, Türoniyen-Üst Santoniyen sırasındaki platform kenarının flexurel yükselmesi ve erozyon geçirmesi, Üst Santoniyen-Paleosen zaman aralığında nap dilimleri altında platformun parçlanması, havzanın oluşumu ve Alt Eosen'e kadar süren ortamın derinleşmesi dönemi, son dönem ise sıkışma ve doğrultu atımlı fay tektoniğinin etkili olduğu dönemdir.

ABSTRACT: The area is located at the northeastern section of the Eastern Taurus Mountains which is a part of the Anatolide-Toride platform. The Akdere basin presented in this paper is a typical example of a foreland-intermontane basin. In general, foreland basins, resulting from the downward warping of the crust overlain by huge allochthonous units (nappes) are of compressional origin.

The Akdere basin is surrounded by allochthonous units at its northern and southern margins. Thus, it differs from the similar compressional basins.

Major unit exposed in the Akdere basin is the Middle Jurassic-Tertiary Geyikdağı rock assemblage. It consists of four lithostratigraphic units, namely the Yüceyurt, Yanıktepe, Akdere and Demiroluk formations. The Yüceyurt formation (Middle Jurassic-Cenomanian) consists of platform facies such as dolomite, dolomitic limestone, foraminifer-algae-pellet-intraclast-bearing mudstone and wackestones. The Yanıktepe formation is composed of rudist boundstone-packstone facies (Santonian-Campanian). The Akdere formation (Campanian-Paleocene-Lower Eocene) is composed of semi-pelagic facies, some carbonate fan deposit such as microbreccias turbidite of pelagic nature, pebble-bearing mudstones, calcarenite and channel cast conglomerate/breccia are also observed. The Demiroluk formation of Middle Eocene (Lutetian) age is composed of polygenic conglomerate/breccia, pebble bearing sandstones and marls. Facies changes in the platform carbonates were resulted from tilting. In the same way, the fan deposits in the basin were accumulated under the control of a synsedimentary fault.

The Akdere basin was formed in four stages. These are Middle Jurassic-Cenomanian stable platform stage, Turonian - Late Santonian flexural uplift and erosion, Late Santonian-Paleocene dismemberment of platform and formation of a foreland-intermontane basin, and finally, Early Eocene deepening of the Akdere basin.

ÇARIKSARAYLAR (ŞARKİKARAAĞAÇ-İSPARTA) KUZEYİNİN JEOLJİSİ VE KURŞUNLU BARİT YATAKLARI *Geology of Northern of the Çankşaraylar Area (Şarkikaraağaç-Isparta) and Lead-Bearing Barite Deposits*

OYA CENGİZ Akdeniz Üniv. Müh. Fak. Jeoloji Müh. Böl., İsparta
MUSTAFA KUŞÇU Akdeniz Üniv. Müh. Fak. Jeoloji Müh. Böl., İsparta

ÖZ: Şarkikaraağaç-Çarıkşaraylar yöresinde Paleozoyik'den Senozoyik'e kadar değişik yaşlı kaya birimleri bulunur. Temelde, Subaşı ve Kocasakız kireçtaşı üyelerine ayırılan Paleozoyik yaşlı Sultandede formasyonu, onun üzerinde de açısız uyumsuz olarak Mesozoyik yaşlı Hacıalabaz formasyonu yer alır. Bölgede KB-GD doğrultusunda km'lerce uzanan lateritlemiş doleritler Jura öncesi yaşlıdır. Bütün bu birimlerin üzerinde ise, Kuvaterner yaşlı alüvyonlar bulunmaktadır.

Çankşaraylar'ın kuzeyinde iki tür barit cevherleşmesi gözlenir. Birincisi, sülfidli barit yatakları olup, ikincisi birincil olanlardan dış etkenlerle gelişmiş elüvyal barit oluşumlarıdır.

Çankşaraylar kurşunlu barit cevherleşmesi, Sultandede formasyonu içerisindeki metasedimentler, kalkşistler, Subaşı üyesindeki dolomitler ile kireçtaşlarına ve bu birimlerin dokanaklarına damar, mercek ve katmansız şekillerde yerleşmişlerdir. Çeşitli kalınlıklarda (10-70 cm.) yataklanan cevherleşmeler bölge içerisinde KB-GD doğrultusunda bir uzanım gösterirken, eğimleri GB ve KD'yadır.

Kurşunlu barit yataklarının yerleşimi esnasında yan kayalarda, silisleşme, ankeritleşme, sideritleşme ve dolomitleşmenin gelişimi cevherleşmelerle ilgili belirgin bir özelliktir.

Cevherleşmelerin parajenezinde birincil olarak barit, galen, sfalerit, kalkopirit, pirit ve tetradrit mineralleri bulunur. Kalsit, dolomit, siderit ve kuvars ise yataklarda bulunan gang mineralleridir. Yataklardaki sülfidli minerallerin oksidasyonu sonucu gelişen ikincil mineraller olarak da kalkosin-kovellin, neodijenit, serüzit-anglezit, limonit, malakit ve azurit görülür.

Yataklanma biçimi, parajenezi, dokusu ve alterasyonu Çankşaraylar kurşunlu barit cevherlerinin hidrotermal oluşumlu bir yatak olduğunu ortaya koyar. Ayrıca dış olaylara bağlı olarak kurşunlu baritlerden gelişen elüvyal barit yataklanmaları da yöredeki bir diğer cevherleşme tipidir.

ABSTRACT: In the Şarkikaraağaç-Çarıkşaraylar region, there have been found to be geological units of ages varying from Paleozoic to Senozoic. Paleozoic aged the Sultandede formation at the basement is divided into two members named on the the Subaşı and Kocakızıl limestone members and is overlain with in angular unconformity by Mesozoic aged the Hacıalabaz formation. In the region, the age of the lateritized dolerites extending several kilometers in NW-SE direction is thought to be Pre-Jurassic, and above all these units, Quaternary aged alluvium can be seen.

Two kinds of barite mineralizations are observed in the north of the Çankşaraylar. One of these barite deposition is sulfide-bearing barite deposits. Second one is eluvial barite depositions developed from the first barite deposition with external effects.

The Çankşaraylar lead-bearing barite mineralization, is found within the metasediments, calcschists of the Sultandede formation and the dolomites and limestones of the Subaşı member of the same formation, and in the boundaries of these lithologies as vein, lens and stratiform. The mineralizations deposited with various thickness (10-70 cm) extend in NW-SE direction and dips towards SW and NE.

During the ore deposition the occurrences of silicification, sideritization, ankeritization, dolomitization in the wall rocks of the lead-bearing barite deposits is a characteristic feature associated with the mineralizations.

Barite, galena, sphalerite, chalcopryrite, pyrite, tetrahedrite minerals are found as primary minerals in the paragenesis of the ore mineralizations. However, calcite, dolomite, siderite, ankerite and quartz are gangue minerals in the deposits. In addition to these chalcocite-covellite, neodigenite, cerussite-anglesite, limonite, malachite and azurite minerals are also found as secondary minerals occurred by the result of oxidation of sulfide-bearing minerals.

The type of deposition, paragenesis, texture and alteration of the Çankşaraylar lead-bearing barite ores indicated that they are the hydrothermally deposited ores. However, second type barite deposition in the area is eluvial barite deposits occurred from the first type barite deposition by the effect of external conditions.

GÜLEDAR BARAJI DERİVASYON TÜNEL GÜZERGAHINDAKİ (ÇUBUK-ANKARA) KAYA BİRİMLERİNİN MÜHENDİSLİK JEOLJİSİ İNCELEMESİ

Engineering geological investigation of the rock units along the derivation tunnel alignment of the Güledar Dam (Çubuk, Ankara)

AYDIN ÖZS AN Ankara Üniversitesi Fen Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, - Ankara

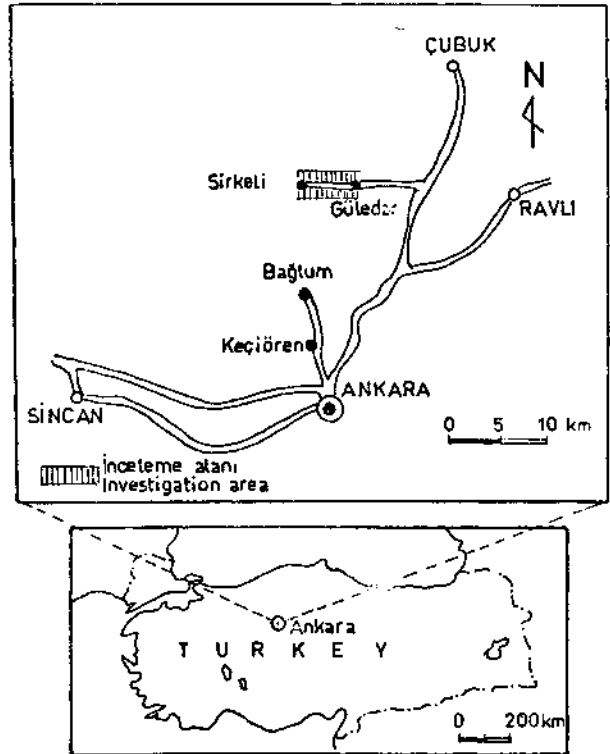
ÖZ: Bu çalışma ile, Güledar Barajının yapımına başlamadan önce açılacak derivasyon tünel güzergahındaki kaya birimlerinin jeolojik ve jeoteknik özellikleri saptanmıştır. Tünel güzergahı ve dolayında başlıca iki formasyon yüzlek verir. Triyas yaşlı Güledar Formasyonu, volkanik ve metamorfik kayaların içindeki Permian-Karbonifer yaşlı kireçtaşı bloklarından oluşur. Bu formasyon üzerine açılmal uyumsuzlukla gelen Sirkeli Formasyonu az tutturulmuş ve tutturulmamış çakıltaşı, kumtaşı, miltaşı ve kil seviyelerini içerir. Q ve Jeomekanik - RMR sistemlerine ait kaya sınıflamaları, tünel güzergahındaki kaya birimlerinden bulunan jeoteknik parametrelerden çıkarılmıştır. Güledar Barajı derivasyon tünelineki kaya birimleri için farklı destek kategorileri önerilmiştir.

ABSTRACT: In this study, the geological and geotechnical properties of the rock units along the derivation tunnel alignment were evaluated before construction of the Güledar dam. The main two formations crop out on the tunnel alignment and its vicinity. Güledar formation in Triassic aged consist of volcanic and metamorphic rocks with the Permian-Carboniferous limestone blocks. Sirkeli Formation which overlay Güledar Formation unconformably, consist of weakly consolidated and unconsolidated conglomerate, sandstone and siltstone with clay interclations. Q and Geomechanical RMR rock classifications were made by using the geotechnical parameters evaluated from the rock units of the tunnel alignment. The different support categories have been proposed for the rock units of the derivation tunnel of the Güledar dam.

GİRİŞ

Bu incelemede, Azman Çayı üzerinde Güledar barajına ait derivasyon tünel güzergahı boyunca kesilecek kaya birimlerinin jeolojik ve jeoteknik özellikleri saptanmıştır. Derivasyon tünel güzergahındaki kaya kalitesinin bulunması ve uygulanacak destek önlemlerinin saptanmasında Jeomekanik-RMR (Bieniawski, 1973 ve 1974) ile Q-Sistemi (Barton ve Diğ., 1974) sınıflamaları kullanılmıştır. Güledar barajı derivasyon tünel güzergahının içinde bulunduğu bölge Ankara'nın yaklaşık 30 km kuzeyinde olup, Çubuk ilçesinin güneybatısında Güledar Köyünün hemen yanındadır, (şekil-1)

İnceleme alanı ve dolayını içine alan bölgenin stratigrafisi ve jeolojisine yönelik çalışma Akyürek ve diğ., (1984) tarafından gerçekleştirilmiştir. Karaaslan ve Taner (1987) bölgede jeoteknik araştırmalarda bulunmuşlardır. Güledar barajı yerinde mühendislik jeolojisine yönelik ilk ayrıntılı çalışma Özsan (1992) tarafından gerçekleştirilmiştir.



Şekil 1. Yer buldum haritası
Figure 1. Location map

YILDIZELİ (SİVAS) GÜNEYİNDE AKDAĞ METAMORFİTLERİ VE ÖRTÜ KAYALARININ STRATİGRAFİSİ ve TEKTONİĞİ

The stratigraphy and tectonics of Akdağ Metamorphics and their cover rocks in the south of Yıldızeli (Sivas-NE Central Anatolia)

ERGUN GÖKTEN Ankara Üniversitesi Fen Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Ankara.

Ö Z : Yıldızeli'nin güney kesiminde başlıca, Akdağ masifine ait metamorfik kayalar ve bu masif içine Eosen öncesinde sokulmuş intrüzyonlar ile masifin Eosen ve daha genç yaşlı olan örtü kayaları yüzeyler.

Değişik metamorfik kayalardan oluşan masif, tekdüze bir metamorfizma süreci sergilemez. Orta basınç, yüksek sıcaklık mertebesine ulaşan bölgesel metamorfizma ile intrüzyonun yol açtığı kontakt metamorfizma süreçleri en Geç Kretase sonunda tamamlanmıştır.

Akdağ metamorfik serisi Yıldızeli güneyinde Lütésiyan yaşı birimlerle transgresif olarak örtülür. Lütésiyan açılı uyumsuz olarak Geç Miyosen yaşlı akarsu ve gölsel fasiyesli birimlerle takip edilir. Pliyosen, önceki birimleri yine açılı uyumsuz olarak örter ve tüm Kızılırmak vadisini kaplayan akarsu kökenli tortullarla temsil edilir.

Yıldızeli güneyinde Akdağ metamorfikleri bir horst yapısında bulunurlar. Masifi oluşturan kayalar, Eosen tortulları ile normal faylı dokanıklara sahiptir. Lütésiyan ve sonrasındaki sıkışma rejimi etkilerini bölgede bir örtü tektoniği biçiminde göstermiştir.

ABSTRACT: In the south of Yıldızeli region mainly metamorphic and igneous rock of Akdağ massif and its cover rocks of Tertiary age are exposed.

The varieties in metamorphic rocks reveal the existence of heterogenous metamorphism processes. This metamorphic suite has been intruded by some plutonic rocks in Pre-Eocene time. The regional metamorphism which is reached to a medium pressure/high temperature level, and the contact metamorphism caused by intrusion have been completed by the end of Late Cretaceous.

The Akdağ metamorphic series are transgressively covered by the units of Lutetian age in the south of Yıldızeli. Lutetian is unconformably overlain by the fluvial and limnic lithologies of Late Miocene time. As for the Pliocene rock units which are exposed in throughout Kızılırmak valley at the south, are mainly represented by fluvial sediments and cover the older series unconformably.

The Akdağ metamorphic rocks form a horst structure in the south of Yıldızeli and show normal faulted contact to Lutetian and the younger units. The compressive deformational period had developed as a skin tectonics in the region after Lutetian time.

GİRİŞ

İnceleme alanı Orta Anadolu'nun kuzeydoğu kesiminde Yıldızeli (Sivas) ilçesi ile güneyinde yer alan Kızılırmak arasında kalan sahadır (şekil 1). Araştırmanın amacı bu alanda Akdağ masifinin iç yapısını, metamorfik fasiyeslerini ve yapısal özelliklerini belirlemek, örtü kayalarıyla olan yapısal ilişkilerini saptayarak metamorfizma yaşına yaklaşımlarda bulunmaktır.

Çalışma 1/25 000 ölçekli Sivas 1:36 b3, c2, 1:37 a3, a4, M, di, d2 harita paftalarını kapsayan yaklaşık 1000 km² lik alanda jeoloji haritası alımı, stratigrafik ve yapısal özelliklerin sahada belirlenmesi ve örneklerin mikroskopik incelemeleri şeklinde yürütülmüştür.

İnceleme alanında Akdağ masifinin metamorfik

kayaları, bunları kateden plütonik kayalar ile masifin Tersiyer yaşlı örtü kayaları yüzeylemektedir. Masifin önemli kaya birimi olan mermerlerin oransal yüksek dayanımları, bunların arazide yüksek kesimleri oluşturmalarını sağlamış, kalın ve oldukça yanal devamlı karbonatlı seviyeler topografyada kornişler medana getirmiştir. Metamorfizmayı izleyen evrede erozyonlarla oransal olarak yükselen masifin yüzeylenmesinde geç faylanmalar da yardımcı olmuştur. Bugün Yıldızeli ve Kızılırmak arasında yörenin en yüksek kesimlerini oluşturan masif kayaların daha kuzeye doğru ince bir Tersiyer örtü altında devam etmektedir.

Bölgede gerek Akdağ masifinin metamorfizma özellikleriyle örtü kayalarını, gerekse genelde Orta Anadolu

INTERPRETATION OF GEOCHEMICAL, RADIOMETRIC AND ISOTOPIC DATA ON KULA VOLCANICS (MANİSA-W.ANATOLIA) *Kula volkanitlerinin jeokimyasal, radyometrik ve izotopik verilerinin yorumu (Manisa - Batı Anadolu)*

TUNCAY ERCAN Gerani Directorate of Mineral Research and Exploration, Department of Geology, Ankara

ABSTRACT: Alkaline basaltic rocks of Quaternary age are dominant in the vicinity of Kula town in the Manisa province in Western Anatolia (Turkey). These volcanics are represented by three distinct stages of volcanic activity. The first stage forms I, I m. y. old flood basalts. The last stage occurred about 20.000 years ago and are of cinder and spatter cones, "aa" type lava flows, tuffs and tephra. "Base Surge" type bed forms have been observed around some maar volcanoes of second stage and primitive human footprints are observed in third stage tuffs. Kula alkali volcanics are located within the Western Turkey Graben System which was formed as a result of the Aegean extensional tectonic regime. Abundant mantle xenoliths were brought up by the eruptions of the second and third volcanic activity periods. These xenoliths consist of olivine + kaersutite + apatite + cpx ± phlogopite ± sphene indicating modal metasomatism of the Subcontinental lithosphere. Strontium isotopic ranges for Kula basalts are $87\text{ Sr}/86\text{ Sr} = 0,7020 - 0,7035$. According to petrochemical investigations there is no chemical difference between the lavas of all three stages and all the lavas are more alkaline. They derived from an alkali olivine basaltic magma and have a mantle origin. The lavas are partly sodic and partly potassic. Their potassium content increase from first to third stage. The younger lavas are more potassic than the old ones. Noble gas and helium isotopic composition in gas samples from the Kula volcanic province were measured and nearly mantle-derived helium was found in all the samples. The highest $3\text{He}/4\text{He}$ ratio was $3,92 \times 10^{-6}$. Volatile gasses including helium released from mantle or diapiric magma interact chemically with marine carbonate in the crust and evolved carbon dioxide and radiogenic helium dilute the original magmatic gas. Therefore, it is possible that Kula volcanism will be re-active and new alkali basaltic lavas will be formed in the future.

ÖZ: Türkiye'de Batı Anadolu'nun Manisa ilinin Kula ilçesi civarında Kuaterner yaşlı alkali bazaltik kayalar yaygındır. Bu volkanikler 3 belirgin safhada temsil olunurlar. İlk evreye ilişkin bazalt akıntıları I, I milyon yıl yaşlıdır. Son evre 20.000 yıl önce etkin olmuş olup sinder ve spatter türde volkan konileri, aa tip lav akıntıları, tuf ve tefralardan oluşur. İkinci evreye ilişkin bazı maar türde volkanların çevresinde "Base Surge" türde yataklanmalar ve üçüncü evrenin tüllerinde ilkel insanlara ait ayak izleri gözlenir. Kula alkali volkanikleri, Ege Bölgesi gerilme tektonik rejiminin sonucu olarak meydana gelen Batı Anadolu graben sistemlerinde yer alır. İkinci ve üçüncü evre erüpsiyonlarıyla bol miktarda manto ksenolitleri getirilmiştir. Bu ksenolitler, olivin + kersütit + apatit + klinopiroksen ± flogopit ± sfen parajenezinde olup, subkontinental Litosferin modal metasomatizmasına işaret ederler. Kula bazaltlarının Stronsiyum izotopik oranları $87\text{ Sr}/86\text{ Sr} = 0,7020-0,7035$ 'tir. Petrokimyasal incelemelere göre, her üç evrenin bazaltları arasında kimyasal bir farklılık olmayıp, hepsi aşırı alkali karakterdedir. Lavlar, alkali olivin bazaltik bir magmadan türemiş olup manto kökenlidir. Lavlar kısmen sodik, kısmen de potassiktir. Potasyum içeriği, birinci evreden üçüncü evreye doğru artar. Genç lavlar, yaşlılara nazaran daha potassiktir. Alınan gaz örneklerindeki asal gaz ve Helyum izotopik bileşimleri Kula bölgesi için ölçülmüş olup, tüm örneklerde hemen hemen manto kökenli helyum saptanmıştır. En yüksek $3\text{He}/4\text{He}$ oranı $3,92 \times 10^{-6}$ dır. Manto veya diyapirik magmadan serbestlenen Helyum kapsayan volatil gazlar, denizel karbonatlarla kimyasal reaksiyona girerek karbondioksit ve radyojenik Helyum üretmişler ve orjinal magmatik gazları seyreltmişlerdir. Buna göre, Kula volkanizmasının yeniden faaliyete geçebileceği ve ileride yeni alkali bazaltlar üretebileceği öne sürülebilir.

INTRODUCTION

The Kula volcanics crop out in an area of 30-35 Km. length and 10-15 Km. width in Manisa province,

Turkey. These are Quaternary alkali basaltic lava flows and tephra. Kula is one of the areas which the young volcanic rocks are seen in Turkey. Investigators worked

HEKİMHAN (MALATYA) YÖRESİNDEKİ ÜST KRETASE YAŞLI BİRİMLERİN PALEONTOLOJİK VE STRATİGRAFİK ÖZELLİKLERİ *Paleontologic and stratigraphic features of Upper Cretaceous units in the vicinity of Hekimhan (Malatya)*

ZEYNEP ÖZDEMİR İnönü Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Malatya
MAHMUT TUNÇ Cumhuriyet Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Sivas

ÖZ: Bu çalışma, Hekimhan (Malatya) ilçesinin hemen güneyinde 1/25.000 lik Malatya K39b3 paftasını kapsayan bölgenin, paleontolojisi ve stratigrafisinin incelenmesi amacıyla yapılmıştır.

İnceleme alanında gözlenen en yaşlı birim, yerleşim yaşı Üst Kretase öncesi ofiyolitür. Çalışmanın temel birimleri olan, Kampaniyen-Maestrihtiyen yaşlı fliş çökelleri bu ofiyolit üzerine uyumsuzlukla gelir.

Hekimhan formasyonu (Krh) olarak adlandırılan bu çökellerin alt düzeyinde 110 m kalınlıkta, konglomera, kumtaşı, kıltaşı, miltaşı gibi klastiklerden oluşan ve Yığma üyesi olarak adlandırılan birim (Krh_y) yer alır. Bunun üzerine 395 m kalınlıkta Çöreklik üyesi (Krhç) olarak adlandırılan fliş fasiyesindeki çökeller uyumlu olarak gelir. Kuşkaya üyesi (Krhk) olarak adlandırılan 28 m kalınlıktaki resifal özellikli kireçtaşları da uyumlu olarak en üstte yer alır.

Fliş içerisinde yapılan 4 adet ölçülü stratigrafi kesitlerinden alınan örneklerin incelenmesi sonucunda; tanımlanan planktik foraminifer zonları yaşlıdan gence doğru, *Globotruncanita elevata* (Kampaniyen), *Globotruncana arca* (Alt Maestrihtiyen) ve *Rosita contusa* (Orta Maestrihtiyen)'dir.

ABSTRACT: The purpose of this research is the investigation of the paleontology and stratigraphy of studied area, located to the south of Hekimhan (Malatya, 1/25 000, feste).

The oldest unit in this area is Ophiolite which is emplaced pre-Upper Cretaceous. Campanian-Maestrichtian aged flysch sediments overlies this Ophiolite unconformably. Yığma member, locating at the bottom of the Hekimhan formation consisting of conglomerate, sandstone, claystone and mudstone in 110 m. thickness. This unit overlies conformably by sediments called as Çöreklik member in flysch facies. Reefal limestones area named as Kuşkaya member in 28 m. are located at the top this sequence.

After investigation several samples taken from four stratigraphic sections which are measured from the flysch sediments, planktonic foraminifer zones have been classified as follows; *Globotruncanita elevata* (Campanian), *Globotruncana arca* (Lower Maestrichtian) and *Rosita contusa* (Middle Maestrichtian).

GİRİŞ

İnceleme alanı, Hekimhan (Malatya) ilçesinin Güneydoğusunun yaklaşık 12-18 kilometreleri arasındaki bölgeyi kapsar. Bölge 1/25.000 ölçekli Malatya K39b3 paftasında yer almaktadır (şekil 1 ve 2).

Bu yörede yüzeylenen Üst Kretase birimlerinin biyostratigrafisini aydınlatmak amacıyla yapılan bu çalışmada 3 üye ayrılarak adlandırılmıştır.

Bu formasyonda ölçülen 4 ölçülü stratigrafi kesitlerinden alınan 102 tortul kayaç örneğinin içerdiği planktonik foraminiferler incelenerek biyozon ayrımları yapılmıştır. Saptanan biyozonlar öncelikle Türkiye'de, Akdeniz ülkelerinde ve dünyada bu tip çalışmaların yapıldığı yörelerle karşılaştırılmıştır.

Bölgedeki çalışmaların çoğunluğu demir prospeksiyonu ve genel jeoloji konusundadır. Ancak çalışma

sahasını içine alanlar ise çok azdır. Bunlardan; Writz (1955), Ayan ve Bulut (1961), Akkuş (1971), Yoldaş (1972), Sirel (1976a-b), İzdar ve Ünlü (1977), Kurtman (1978) ve Örgen (1986)'ı sayabiliriz.

STRATİGRAFİ

Litostatigrafi

Ofiyolitik Seri (S)

Çalışma alanında gözlenen en yaşlı birim, önceki çalışmalardan (Ayan ve Bulut 1961) tarafından serpantin olarak adlandırılan ve yerleşim yaşı, Üst Kretase öncesi olan ofiyolitik seridir. Genelde koyu yeşil renkli olan birimin taban ilişkisi gözlenememiştir. Üzerine ise Kampaniyen-Maestrihtiyen yaşlı Hekimhan formasyonu uyumsuz olarak gelir.

KADEMELİ (En Echelon) KIVRIM GEOMETRİSİNDE ÜÇÜNCÜ BOYUT: SAN ANDREAS FAY ZONUNDAN ÖRNEKLER

The Third Dimension in En Echelon Fold Geometry: Examples From The San Andreas Fault Zone

HAYRETTİN KORAL İstanbul Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, -İstanbul

ÖZ : Bu çalışma en echelon kıvrımların üç boyutlu geometrisini ortaya koymayı amaçlamıştır. Bu amaca ulaşmak için Güney Kaliforniya'da San Andreas Fayı boyunca Los Angeles ve Ventura bölgelerinde oniki farklı antiklinalde yirmidört kıvrım gidişi incelenmiştir. Artan derinlikle en echelon kıvrım çizgilerinin yeni bir gidiş kazandıkları ve kıvrımların fay düzlemiyle daha küçük açılar oluşturdukları görülmüştür. Kıvrım gidişindeki değişimin çalışılan düzeylerdeki birimlere etkiyen deformasyon süresi ve fiziksel faktörler arasındaki farklılıktan kaynaklandığı sonucuna varılmıştır.

ABSTRACT : This study investigates three-dimensional geometry of en echelon folds. To elicit the geometry, twenty-four fold azimuths were examined on twelve separate anticlines in the Los Angeles and Ventura areas. Field data show that hinge azimuths of en echelon folds deviate to new orientation and acquire smaller angles to the shear direction. The change in orientation of the fold azimuths is interpreted as the consequence of difference in duration of deformation and physical parameters between the levels studied.

GİRİŞ

Son yıllarda en echelon çatlak ve kink çiftlerinin geometrisi ve oluşum mekanizmaları çeşitli çalışmacılar tarafından incelenmiştir (örneğin, Tchalenko and Ambraseys, 1970; Ramsey, 1980; Barlett ve diğ. 1981; Aydın ve Page, 1984). Bununla birlikte doğrultu atımlı fay zonlarının diğer bir unsuru olan en echelon kıvrımların geometrisi büyük ölçüde göz ardı edilmiştir. Bu çalışma en echelon kıvrımları çeşitli stratigrafik seviyelerde incelemeyi amaçlamaktadır.

Doğrultu atımlı fay zonları genellikle düşey veya düşeye yakın konumlu, yataya yakın atımlı bir fay çeşididir. Hareketin yönüne bağlı olarak sağ atımlı veya sol atımlı olarak sınıflandırılır. Literatürde "wrench", "tear" "truncurrent" gibi değişik isimlerle anılmışlardır.

Doğrultu atımlı faylar sıklıkla kademeli (en echelon) örnek gösteren kırıklar, faylar ve kıvrımlarla birlikte bulunurlar. Böyle bir sistemin oluşumunda iki farklı mekanizma rol oynayabilir. Bunlar sırasıyla rotasyonlu ve rotasyonsuz makaslamalardır. Yer kabukta önemli miktarlarda aüm gösteren doğrultu atımlı faylar rotasyonlu makaslamanın bir sonucu olarak gelişirler (Sylvester, 1988). Şekil 1 Sağ atımlı böyle bir fay sisteminde gelişmesi beklenen çeşitli yapıların gerilme alanı ve makaslama yönüyle olan ilişkilerini sergilemektedir.

Doğrultu atımlı fay zonundaki kıvrımlar yüzeyde kademeli (en echelon) bir örnek gösterirler (Campbell, 1958). En echelon terimi kıvrımların geometrisi ve bölgesel dağılımını tanımlayan fakat herhangi bir yapısal köken belirtmeyen bir terimdir. En echelon kıvrımlar makaslama deformasyonunun erken safhalarında oluşurlar ve makaslama yönüne oblik gelişirler (Wilcox ve diğ., 1973). İdeal olarak makaslama yönüyle 45°lik bir açı yapan bu kıvrımlar şekil değiştirme elipsoidinin kısalma yönüne dik gelişirler. En echelon kıvrımlar ya sağ yanlı veya sol yanlı örnekler oluştururlar. Bu özelliklerinden dolayı en echelon kıvrımlar doğrultu atımlı fay zonlarında hareket ve ana gerilme yönlerini ortaya çıkarmada yararlı yapılarıdır (şekil 1).

Bugüne kadar kademeli kıvrımlarla ilgili çeşitli çalışmalar genellikle laboratuvar deneyleriyle sınırlı kalmıştır (örneğin Wilcox ve diğ. 1973; Harding, 1974, 1976; Odonne ve Vialon, 1983). Bu çalışma diğer çalışmalardan farklı olarak üç boyutlu en echelon kıvrım geometrisini laboratuvar ve saha verilerinin ışığı altında inceleyecektir.

ÇALIŞMA ALANI

Kıvrım geometrisini araştırmak amacıyla San Andreas fay sistemindeki en echelon kıvrımlar

TONYA-DÜZKÖY (GB TRABZON) YÖRESİNİN STRATİGRAFİSİ *Stratigraphy of the Tonya-Düzköy (SW Trabzon) area, NE Turkey*

SADETTİN KORKMAZ Karadeniz Teknik Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Trabzon

ÖZ: İnceleme alanında yüzeleyen en yaşlı birim mor renkli ayrılmış bazalt, andezit ve piroklastlardan meydana gelmiş olan Liyas-Dogger (?) yaşlı Gürgendağ Yayla formasyonudur. Bu birim üzerine uyumlu olarak Üst Jura-Alt Kretase yaşlı masif ve kalın tabakalı kireçtaşlarından oluşan Berdiga formasyonu oturur. Berdiga formasyonu üzerine uyumsuz olarak kırmızı renkli kireçtaşı arakatmanları içeren andezit, bazalt ve dasit lav ve piroklastlarından oluşan Kampaniyen-Maestrihtiyen yaşlı Düzköy formasyonu gelir. Bu formasyon üste doğru beyaz renkli kireçtaşı ve marn ardalanmasından oluşan Maestrihtiyen-Daniyen yaşlı Tonya formasyonuna geçer. Lütesiyen yaşlı Foldere formasyonu başlıca tortul arakatmanlar içeren andezit, bazalt lav ve piroklastlarından meydana gelmiş olup Tonya formasyonu üzerine uyumsuz olarak oturur. Olivin-ojitli bazalt ve piroklastlardan oluşan Miyo-Pliyosen yaşlı Karadağ formasyonu da alttaki bütün birimleri uyumsuz olarak üstler.

ABSTRACT: The oldest unit exposed in the study area is the Gürgendağ Yayla formation of Liass-Dogger age comprising of weathered purple colored basalt, andesite and their pyroclastics. This formation is conformably overlain by pyroclastics. This formation is conformably overlain by massive and thick-bedded limestones of the Berdiga formation of Upper Jurassic-lower Cretaceous. The Berdiga formation is in turn unconformably overlain by the Düzköy formation of Campanian-Maastrichtian age which consists of andesite, basalt and dacite lava and their pyroclastics. This formation grades upward into white colored limestone and marl intercalations of the Tonya formation of Maastrichtian-Danian age. The Foldere formation of Lutetian age consisting of andesite, basalt lava and pyroclastics with sedimentary intercalations rests disconformably on the Tonya formation. All these units are disconformably overlain by the Karadağ formation of Mio-Pliocene age comprising olivine-augite basalt and its pyroclastics.

GİRİŞ

İnceleme alanı, Trabzon ilinin güneybatısında yer alan Tonya ve Düzköy ilçelerinin bulunduğu bölgeyi kapsamaktadır (şekil 1).

Bilindiği gibi, Doğu Karadeniz bölgesi Kretase ve Tersiyer mağmatizmasının en yaygın olduğu bir bölgedir. Ancak bu yoğun mağmatizmaya rağmen bölgede yer yer çok iyi korunmuş Jura-Tersiyer yaşlı tortul istifler yüzeyler. Tonya-Düzköy (GB Trabzon) bölgesi Jura'dan Tersiyer sonuna kadar tüm Pontidler karakterize eden istiflerin varlığı ile dikkati çeker. Ayrıca bu yöre, Doğu Pontidler'de Jura-Alt Kretase yaşlı istiflerin coğrafik olarak en kuzeyde gözlenebildiği yerler arasındadır.

İnceleme alanını kapsayan bölgede şimdiye kadar yapılmış çalışma sayısı oldukça azdır. Bölgeye ilişkin ilk jeolojik çalışmalar Erguvanlı (1950) tarafından yapılmıştır. Daha sonra Gattinger (1962) bölgenin 1/500 000 ölçekli, Takashi ve Öner (1975) ise 1/50 000 ölçekli kompilasyonunu yapmışlardır. Düzköy yöresinde ise Bulguroğlu (1991)'nin yaptıkları yersel çalışmalar vardır.

Bu incelemede Tonya-Düzköy arasında yer alan yaklaşık 230 km² lik bir alanın ayrıntılı 1/25 000 ölçekli jeoloji haritası yapılmıştır (şekil 2). Ayrıca bölgede yüzeleyen birimlerin tip kesitleri ölçülmüş ve litostratigrafi esasına göre formasyon ve üye aşamasında adlandırılmışlardır (şekil 3).

STRATİGRAFİ

İnceleme alanında Gürgendağ Yayla formasyonu (Liyas-Dogger), Berdiga formasyonu (Malm-Alt Kretase), Düzköy formasyonu (Kampaniyen-Maestrihtiyen), Tonya formasyonu (Kampaniyen-Daniyen)- Foldere formasyonu (Lütesiyen) ve Karadağ formasyonu (Miyo-Pliyosen) olmak üzere 6 formasyon ayrırtlanmıştır. Bu formasyonların ayrıntılı tanımlamaları yaşlıdan gence doğru şöyledir:

Gürgendağ Yayla Formasyonu

Tanımlı ve Dağılımı: Bu formasyon inceleme alanında başlıca Düzköy mezraları, Ağaçaş, Ortakıran ve

SULTANÇAYIR (SUSURLUK-BALIKESİR) BORATLI JİPS HAVZASININ JEOLJİSİ, MİNERALJİSİ ve EKONOMİK POTANSİYELİ

Geology, mineralogy and economic potential of Sultançayır (Susurluk- Balıkesir) boratiferous gypsum basin

İBRAHİM GÜNDOĞAN Dokuz Eylül Üniversitesi Mühendislik Mimarlık Fakültesi Jeoloji Müh. Böl. İzmir
CAHİT HELVACI Dokuz Eylül Üniversitesi Mühendislik Mimarlık Fakültesi Jeoloji Müh. Böl. İzmir

ÖZ : Çalışma alanında Permian yaşlı metamorfik temel karmaşığını ve üzerine uyumsuzlukla oturan Triyas yaşlı Dışkaya (Karakaya) formasyonunu Paleosen yaşlı Çataldağ granodiyorit birimi keserek yüzey lemiştir. Bu birimleri Alt Miyosen yaşlı andezit-aglomera ve tüf birimi uyumsuzlukla örtmüştür. Tüm bu birimler üzerinde uyumsuz olarak yer alan Orta-Üst Miyosen çökelleri alttan üste doğru sırasıyla taban çakıltaşı, alt kireçtaşı, kumlu kilitaşı ve üst kireçtaşı birimlerinden oluşur.

Petrografik çalışmalar sonucu metamorfik temel karmaşığının amfibolit ve kuvars-muskovit şistlerden oluştuğu belirlenmiştir. Dışkaya formasyonu, feldispatik kumtaşı, şeyi ve kumtaşı, şeyi içinde yer alan neomorfik kireçtaşı bloklarından oluşmaktadır. Taban çakıltaşı biriminden alınan kumtaşları feldispatik litarenit bileşimler göstermektedir.

Kumlu kilitaşı birimi içinde, kalınlığı 10-15 metre arasında değişen boratlı jipsler gözlenmiştir. Bu jipsler içinde modüler şekilli pandermite ve howlit mineralleri bulunmaktadır. Yapılan analizlerde pandermitelerin % 46.49 B₂O₃ ve howlitlerin % 40.69 B₂O₃ içerdikleri belirlenmiştir. Sultançayır borat yatağının tahminen 1 milyon ton rezervi olduğu sanılmaktadır. Ancak, yatağın büyük bir bölümü 1865-1955 yılları arasında Fransız ve İngiliz şirketleri tarafından işletilmiştir. Ayrıca, olası yayılımları belirlenen jipslerin 300 milyon ton jeolojik rezervi olabileceği hesaplanmıştır. Bu jipslerin SO₃ oranları %34'ün üzerinde olup çimento sanayii için aranan özelliklere uygundur.

ABSTRACT : Metamorphic basement complex are unconformably overlain by the Triassic Dışkaya (Karakaya) formation which is intruded by the Paleocene Çataldağ granodiorite unit. Lower Miocene andesite-aglomera and tuff unit rest top of all these older unit with unconformity, Middle-Upper Miocene sediments overly all the older units, and contents in ascending order, basement conglomerate, lower limestone, sandy claystone and upper limestone units.

#

According to the petrographic studies, metamorphic basement complex are composed of amphibolite and quartz - muscovite schist, whereas Dışkaya formation are composed of neomorphic limestone blocks, shale and litharenite sandstones, Sandstones taken from basement conglomerate unit show feldspatic litharenite composition.

Boratiferous gypsum beds varying 10 to 15 metre in thicknesses, occur within the sandy claystone unit. Nodular pandermite and howlite minerals are present within these gypsum horizons. Chemical analysis shows that pandermite and howlite minerals have 46.49% and 40.69% B₂O₃ mean values respectively, It is estimated that the reserve of the Sultançayır borate deposit is approximately 1 million metric tons. However, a great amount of this reserve was mined out by the French and English companies during the period between the years of 1865 and 1955. In addition, probable distribution of gypsum beds are determined and 300 million ton geologic reserve calculated. These gypsum beds have 34% SO₃ mean value and the properties of gypsum beds are suitable for the cement industry.

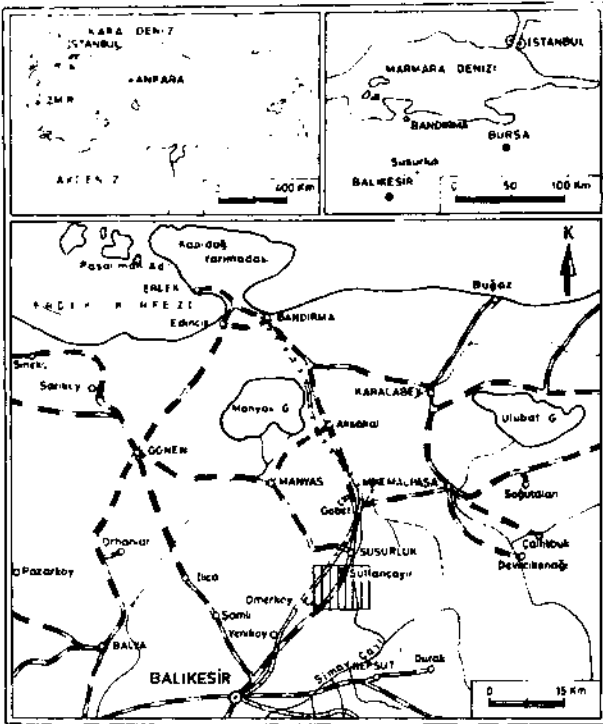
GİRİŞ

Çalışma alanı, Balıkesir ili, Susurluk ilçesinin 8 km güneyinde yer alır (şekil 1). Kuzeyde Sultançayır ve Kadıkırı, kuzeydoğuda Aziziye ve Sülücek, güneyde Babaköy, güneybatıda Yıldızköy ve batıda Ömerköy ile sınırlanarak yaklaşık 100 km²'lik bir alan kapsar.

Çalışma alanında, bor minerallerinin (pandermit ve havlit) jipsler içinde mercekse ve nodüller şeklinde bulunmaları ve bu kalın tabakalı jipslerin geniş yayılım sunmaları nedeniyle, Neojen evaporit havzasına "Sultançayır Boratlı Jips Havzası" ismi verilmiştir. Bu Havza da Batı Anadolu'daki diğer borat havzaları gibi yaklaşık kuzey-güney uzanımlıdır.

Sultançayır boratlı jips havzası, Batı Anadolu'da bilinen borat yatakları içinde en eskisi olup, Türkiye'de pandermit ve havlitin ilk işletildiği yerdir. 1865 yılından 1950'li yılların sonlarına kadar İngiliz ve Fransız şirketlerinin tekelinde olan bu saha kapalı ocak olarak işletilmiştir. Buradan çıkarılan pandermitler Bandırma (Panderma) limanından yurtdışına taşındığından, pandermit minerali dünya literatüründeki ismini bu limandan almıştır (Travis ve Cocks, 1984).

Günümüzde Etibank'ın denetiminde olan bu saha, Kestelek, Bigadiç, Emet ve Kırka'da açık işletmeye uygun yeni borat yataklarının bulunmasıyla günümüz Türkiye'si için ekonomik olma özelliğini yitirmiştir.



Şekil 1: Çalışma alanının yer bulduru haritası
Figure 1: Location map of the study area

Bölgede ilk çalışmayı yapan Brennich (1964), havza temelini Paleozoyik yaşlı metamorfik kayalar oluşturduğunu ve üzerinde açılan Neojen havzasında yer alan jipslerin, tüfitler altında bulunduğunu belirtmiştir. Helvacı (1983), Türkiye borat yataklarının mineralojisini incelemiş, birbirleri ile benzerliklerini ve ayrıcalıklarını ortaya koymuştur. Aynı çalışmada, pandermit mineralinin yalnızca Bigadiç ve Sultançayır havzasında gözlendiğini vurgulamıştır. Ayrıca borat yataklarının volkano-sedimenter istif içinde olduklarını ve bor mineralleri oluşumunun volkanizma ile ilişkili olduğunu belirtmiştir. Helvacı (1989), Kestelek ve Sultançayır borat yataklarının mineral topluluklarını ve oluşumlarını incelemiştir. Buna göre Sultançayır borat havzasında, jips, kıltaşı, kireçtaşı ve tüller ile aralanmalı pandermit minerallerinin, ender olarak havlit ve kolemanit minerallerinin bulunduğunu belirtmiştir.

Bu çalışmada havzanın istifini belirlemek amacıyla önce bölgenin 1/25.000 ölçekli jeoloji haritası yapılmıştır. Buna ek olarak birimlerin mineralojik-petrografik özelliklerinin aydınlatılması, yörenin ekonomik olanaklarının belirlenmesi ve boratlı jipslerin jeolojik rezervine bir yaklaşım sağlanması amaçlanmıştır.

STRATİGRAFİ

Saha gözlemleri ışığında bölgede alttan üste doğru sırasıyla, metamorfik temel karmaşığı, Dışkaya (Karakaya) formasyonu, andezit-aglomera, tuf, taban çakıltaşı, alt kireçtaşı, kumlu kıltaşı, üst kireçtaşı ve alüvyon birimleri ayırtlanmıştır (şekil 2,3).

Neojen Öncesi Kaya Birimleri

Metamorfik temel karmaşığı genel olarak amfibolit, klorit şist kuvars muskovit şist gibi düşük dereceli metamorfik kayalardan oluşur. Amfibolit ve klorit şistlerde tektonizmaya bağlı olarak gelişmiş belirgin bir yönlendirme gözlenmektedir. Kuvars muskovit şistlerde santimetre boyutlarında mikro kıvrımlar ve şistoziteye koşut mercekse kuvars bantları yer almaktadır. Demirkapı'nın güneyinde kuvars muskovit şistler içinde şistoziteyle uyumlu antimonit cevherleşmeleri gözlenmiştir. Bingöl (1971), Kazdağ çevresinde yaptığı jeolojik çalışmada metamorfik kayaları Kazdağ grubu altında toplamış ve K/Ar ile Rb/Sr yöntemiyle yaptığı ölçümlerde son metamorfizma yaşını 25 ± 3 milyon yıl, bir öncekini ise 233 ± 24 milyon yıl olarak vermektedir. Bu verilere dayanarak çalışma alanı içindeki metamorfik temel kayalara Paleozoyik-Permiyen yaşları verilmiştir.

Metamorfik temel karmaşığını uyumsuz olarak üstleyen Dışkaya (Karakaya) formasyonu, kumtaşı ve kumtaşı - şeyi içinde yer alan kireçtaşı bloklarından

oluşur. Karakaya formasyonu olarak bilinen bu birime Kaya ve diğerleri (1986), "Dışkaya formasyonu" adını önermişlerdir. Dışkaya formasyonu içinde yer alan kumtaşları-kuvas-feldispatik bileşiminde olup çok iyi pekleşmişlerdir. Bol çatlaklı ve kırılğan bir yapı gösterirler. Kumtaşı-şeyl araldanması içinde yer alan kireçtaşı blokları tektonik hareketlerle yeniden kristalleşmişlerdir. Kaya ve diğerleri (1986), Dışkaya formasyonunun Geç Triyas yaşlı olduğunu belirtmişlerdir.

Çalışma alanının doğusunda gözlenen Çataldağ granodiyorit birimi, metamorfik temel karmaşığını ve Dışkaya formasyonunu keserek yüzelemiştir. Simav Çayı'nın doğusunda arenalı ve az dayanımlı bir yapıda olan granodiyorit birimi doğuya doğru gidildikçe ayrışma ve arenalaşmanın azalmasıyla masif bir yapı kazanır. Birim içinde yer yer 5 cm boyutlarına varan ortoklas kristalleri gözlenmektedir. Çataldağ granodiyorit birimi içinde birçok aplit daykı yer alır. Bu dayklar bazen kestikleri birimlerin şizozite ve tabakalanmasına koşut olarak gelişmişlerdir. Yellice tepenin yaklaşık 500 m güneydoğusunda granodiyorit birimi içinde faylanmaya bağlı olarak gelişen sıcak su çıkışları gözlenmiştir. 70.5-77.5°C sıcaklığında olan bu kaynak Yıldız Ilicası olarak bilinmektedir. Ercan ve Türkecan (1984)'nın Batı Anadolu'daki plutonlar üzerinde yaptıkları çalışmalar dikkate alınarak Çataldağ granodiyorit birimine Paleosen yaşı verilmiştir.

Neojen Kaya Birimleri

Havzanın kuzey bölümlerinde yer alan andezit-aglomera birimi, Çataldağ granodiyorit birimini uyumsuz olarak üstler. Genel olarak aglomera ve aglomera içinde yer alan andezit lav akmalarından oluşur. Aglomeralar, beyazımsı renkli, killeşmiş tuf-tüfit türü bir çimento içinde ve genelde 20 cm'yi geçmeyen değişik boyutlarda andezit çakıllarından oluşur. Lav akmaları, koyu gri, grimsi yeşil renklerde olup andezit bileşimlidir. Oldukça çatlaklı bir yapı sunar. El örneklerinde, bileşimdeki çubuksu amfibol minerallerinin ayrışmasıyla sarımsı bir renk kazandıkları gözlenmiştir. Yer yer ayrışmanın çok olduğu yerlerde amfibol mineralleri tamamen ayrışarak geriye çubuksu kristal şeklini koruyan boşluklu bir yapı kazanmıştır. Ercan ve diğerlerinin (1985) Batı Anadolu'da yaptıkları çalışmalara dayanarak bu birime Alt Miyosen yaşı verilmiştir.

Andezit ve aglomeradan sonra bölgede volkanik aktivite, tüflerin oluşumuyla devam etmiştir. Sultançayır'ın kuzeydoğusunda yer alan tuf birimi çok küçük bir alanda yüzlek vermektedir. Grimsi beyaz, beyaz renkli olan bu tüfler içinde patlamalı volkanizma

nedeniyle bol miktarda volkanik camı, andezit ve temel kaya türümlü malzemeler gözlenmektedir. Kale ve çevresinde kalın tabakalı ve masif görünümlü olan bu birim, alt ve üst dokanaklarına yakın yerlerde belirgin bir tabakalanma göstermektedir. Bu tabakalanmalar, patlamalı volkandan püsküren küllerin, playa-göl ortamında yığılıp çökmesiyle oluşmuşlardır. Tüflerin, andezit-aglomera birimiyle olan alt dokanağında, grimsi kahverengi, gözenekli, turba özelliği gösteren ve kalınlığı yer yer 1.5-2 m'yi geçen kömür oluşumları gözlenmiştir. Yanal devamlılığı gözlenemeyen bu oluşumlar, büyük olasılıkla merceknel konumlu olup, gölü besleyen akarsu kollarında oluşmuştur. Tuf biriminden alınan örneğin K/Ar yöntemiyle yapılan radyometrik yaş tayininde, birimin yaşı 20.1 ± 0.46 milyon yıl olarak bulunmuştur. Bu da Alt Miyosen'e karşılık gelmektedir.

Tüm bu birimleri uyumsuz olarak üstleyen Neojen tortulları, altta taban çakıltaşı birimiyle başlar. Genelde havzanın kuzey, batı ve doğusunda gözlenir. Helvacıoğlu çiftliğinin 2 km batısında ve kuzeye doğru birkaç yerde, taban çakıltaşı birimi içinde, temel kayalarına ait stratigrafik pencereler gözlenmektedir. Bu da, tortul birimlerin çökelişinden önce, bölgede bir yalın uyumsuzluğun açıldığına işaret etmektedir. Metamorfik, granodiyorit, kireçtaşı, andezit, çört ve tuf gibi temel kayalarından türemiş bileşenleriyle birim litik taban çakıltaşı özelliği göstermektedir. Boylanması kötü, bileşenleri küt köşeli ve az yuvarlaklaşmıştır. Genelde orta ve kalın tabakalanma sunan bu çakıltaşı biriminin dayanımlılığı azdır. Yer yer kumtaşı ve çamurtaşlarıyla araldanmalar, yanal yönde merceklenmeler ve kamalanmalar sunmaktadır. Bu da havzayı besleyen akarsu rejimlerindeki düzensizliğe işaret etmektedir. Yıldız Köyü'nün kuzeyinde taban çakıltaşı birimi içinde kamalı düzlemsel çapraz katmanlanmalar gözlenmektedir.

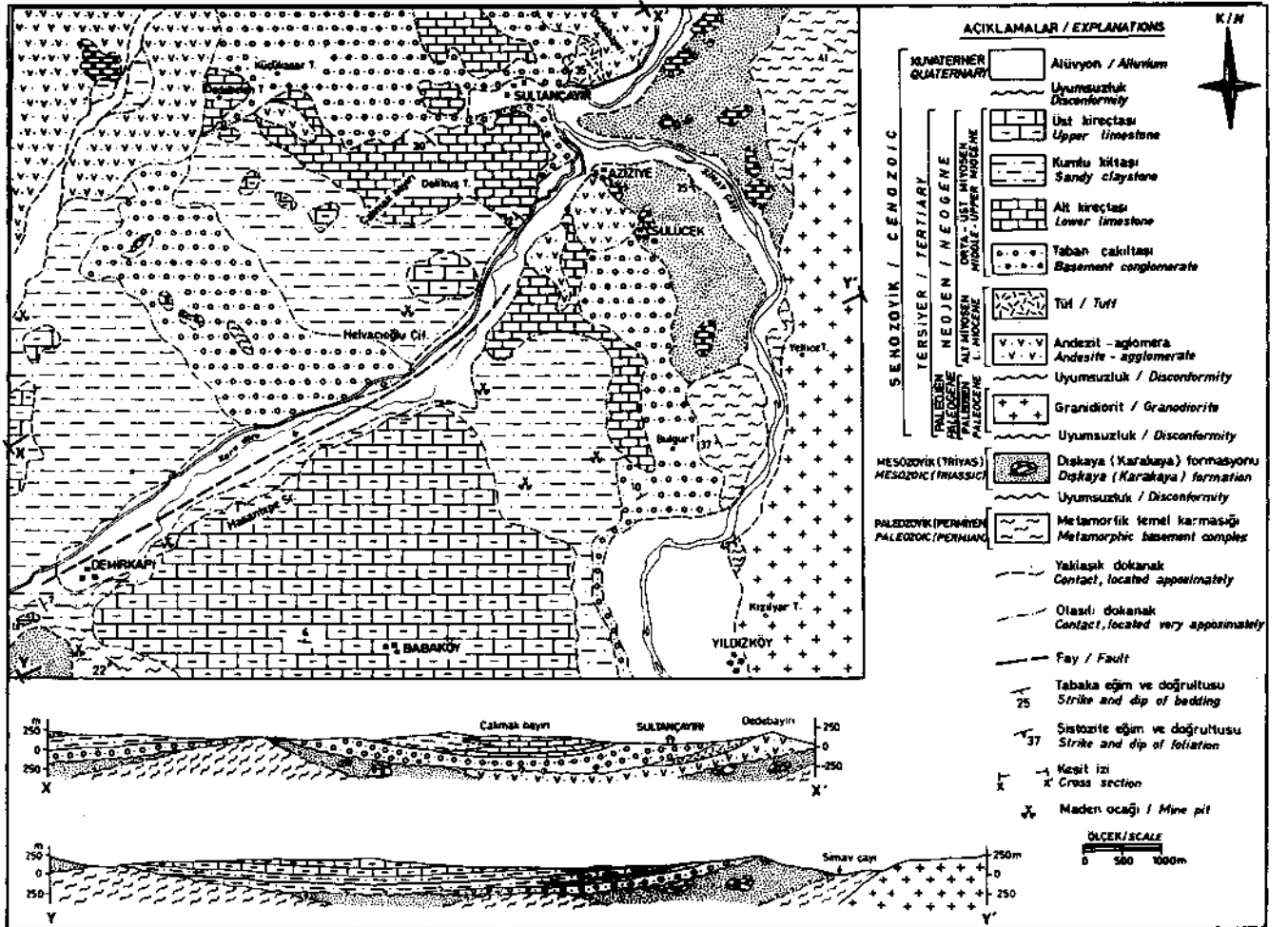
Taban çakıltaşı birimini uyumlu olarak üstleyen alt kireçtaşı birimi Sultançayır çevresinde ve havzanın doğusunda gözlenir. Genel olarak fosilli kireçtaşı ve ince kiltası araldanmalarından oluşur. Bol miktarda lamelli-branş ve gastropod fosilleri içerir. Taban çakıltaşı dokanağına yakın yerlerde, alt kireçtaşı birimi içindeki çamurtaşı düzeylerinde, çapları 3 cm ile 70 cm arasında değişen onkoidler gözlenmiştir. Bu da alt kireçtaşı biriminin havza kenarında, yüksek enerji ortamına yakın yerde çökeldiğini göstermektedir. Küresel ve elipsoidal şekilli olan bu onkoidlerin çekirdeklerinde kireçtaşı biriminden kopan, otokton kireçtaşı parçaları bulunmaktadır. Bu kireçtaşı parçalarının etrafı zamanla algal zarfların sarılmasıyla, soğan yapısı şeklinde büyük onkoidler oluşmuştur.

Alt kireçtaşı birimi, yanal yönde kumlu kilitaşı birimine geçiş gösterir. Kumlu kilitaşı birimi, alttan üste doğru sırasıyla kumlu kilitaşı, kilitaşı, boratlı jipsler, tüt-tüfit, kumlu kilitaşı ve karbonatlı kilitaşlardan oluşan volkano-sedimenter bir yapı sunar. Birim içinde Demirkapı'nın doğusundan başlayarak Hasantepe sırtları boyunca birçok yarmada boratlı jipsler gözlenmektedir. Jipsler, alttan üste doğru, tabakalı boratlı jips, jipsli boratlar, boratlar, tabakalı jips, grimsi yeşil kilitaşları, tüt-tüfit ve en üstte tabakalı jiplerden oluşur. 1 - 1.5 m kalınlığındaki jipsli killer jipsleri alt ve üst olmak üzere iki zona ayırmıştır. Boratlı jipsler içinde yer yer tüt-tüfit arakatmanlarının gözlenmesi, evaporasyon boyunca volkanizmanın hala aktif olduğunu gösterir. Saha çalışmaları sırasında tabanı gözlenemeyen jipslerin görünür kalınlıkları 10 - 15 m arasında değişmektedir. Daha çok masif jipsler içinde gözlenen boratlar, mercemel ve nodüler şekilli beyaz renkli pandermit ve nodüler

havlit minerallerinden oluşmaktadır. Helvacı (1989) pandermit ve havlit minerallerinin yanında ender olarak kolemanit minerallerinin bulunduğunu belirtmiştir. Sarımsı ve yeşilimsi gri renkli boratlı jipslerin, Yıldızköy'ün 3 km kuzeybatısında, havza kenarına doğru kamalanarak kapandıkları gözlenmiştir.

Kumlu kilitaşı birimini uyumlu olarak üstleyen üst kireçtaşı birimi Babaköy çevresinde ve Helvacıoğlu çiftliğinin kuzeyinde gözlenir. Orta - kalın tabakalı ve yarı pekleşmiş olan bu birim, killi kireçtaşı ve sarımsı gri renkli ince tabakalı kilitaşlarıyla ardalanmalar göstermektedir. Birim içinde yer yer kahverengi çört yumruları gözlenmektedir.

Tüm birimleri uyumsuz olarak üstleyen alüvyon birimi, akışlı dereler olan Harap Dere, Kara Dere ve Simav Çayı çevresinde gözlenir. Metamorfik, granodiorit, kireçtaşı, kumtaşı ve andezit gibi temel kayalarından türemiş blok, çakıl, kum ve sililerden oluşur.



Şekil 2: Sultançayır boratlı jip havzasının jeoloji haritası

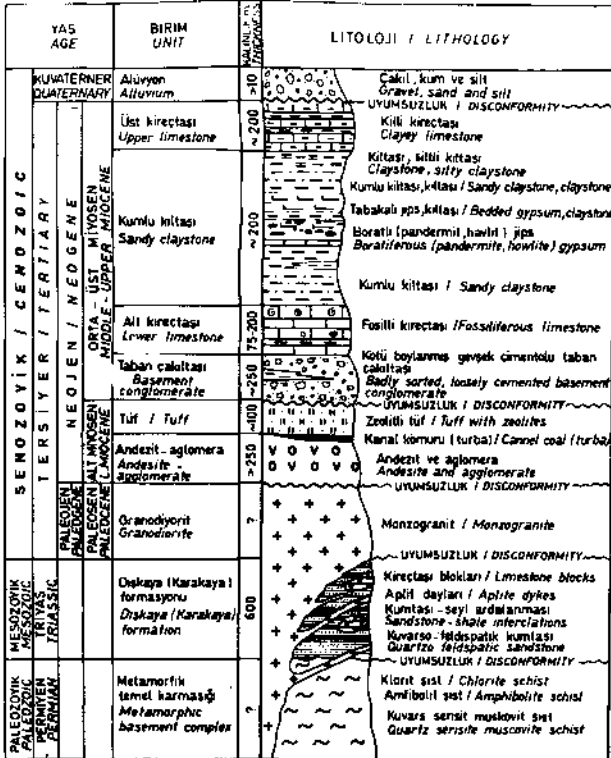
Figure 2: Geological map of Sultançayır boratiferous gypsum basin

PETROGRAFİ ve MİNERALOJİ

Neojen Öncesi Kaya Birimleri

Metamorfik temel karmaşığı genel olarak, grimsi yeşil renkli klorit şist, grimsi kuvars-muskovit şist ve koyu yeşil renkli amfibolitlerden oluşur. Mikroskopik incelemelerde, kuvars muskovit şistlerin lepidoblastik dokuda oldukları ve girik sınırlı kuvars mineralleri ile muskovitten oluştuğu gözlenmiştir. Kesitlerde yer yer serisitleşme, epidotlaşma ve zoisitleşmeler görülmektedir. Amfibollerin c eksenlerine dik olarak yapılan ince kesitlerde, paralel nikeldeki tipik yeşil rengi ve dilinimleri arasındaki 120° lik açılarıyla hornblendler kolaylıkla tanımlanmaktadır. Hornblendler arasında kuvars ve az olarak ta opak mineraller gözlenmektedir. Doku çoğunlukta nematoblastiktir. Kuvars ve hornblendlerde yer yer kink kıvrımcılığını gözlenmektedir.

Dışkaya formasyonu, grimsi - kahverengi kumtaşları ve bu kumtaşları içinde yer alan grimsi renkli neomorfik kireçtaşı bloklarından oluşur. Dışkaya formasyonuna ait kumtaşları üzerinde yapılan mikroskopik incelemelerde, kumtaşların, kuvars, ortoklas, plajiyoklas, kireçtaşı kırıntısı, volkanik kaya kırıntısı, biyotit, klorit, granat ve opak mineral bileşenlerinden oluştuğu ve tane destekli doku gösterdiği gözlenmiştir. Bileşenleri köşeli - küt köşeli ve az yuvarlaklaşmış olup boylanması kötüdür. Baskın bileşen olarak gözlenen ku-



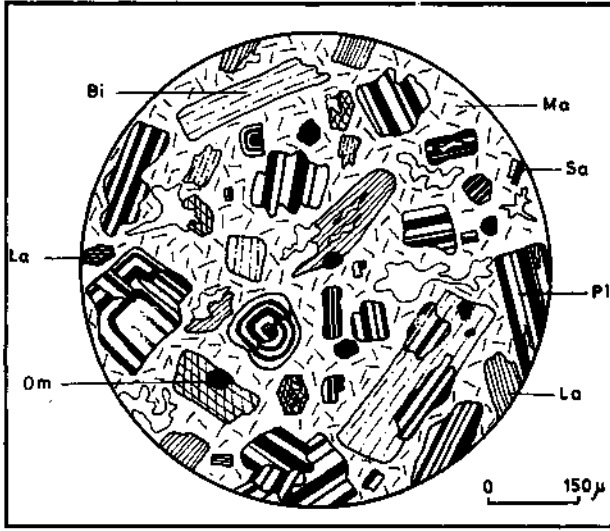
Şekil 3: Çalışma alanının genelleştirilmiş sütun kesiti
Figure 3: Generalized columnar section of the study area

varlar, mega kuvars ve polikristalin kuvarslardan oluşur. Mega kuvarslarda olağan olarak dalgalı sönmeler gözlenmektedir. Polikristalin kuvarslar süturlu sınırlıdır. Kumtaşlarının, Folk (1962) bileşim ağırlıklı sınıflamasına göre, litarenit bileşiminde oldukları saptanmıştır. Kireçtaşı bloklarından alınan örneklerin ince kesitlerinde, kireçtaşları süturlu granoblastik doku göstermektedir. Genel olarak tümsel büyümüş psydosparlardan oluşur. Psydosparlar yer yer optik yönelme göstermektedir. İlksel allokelemlere ait izler tamamen silinmiştir.

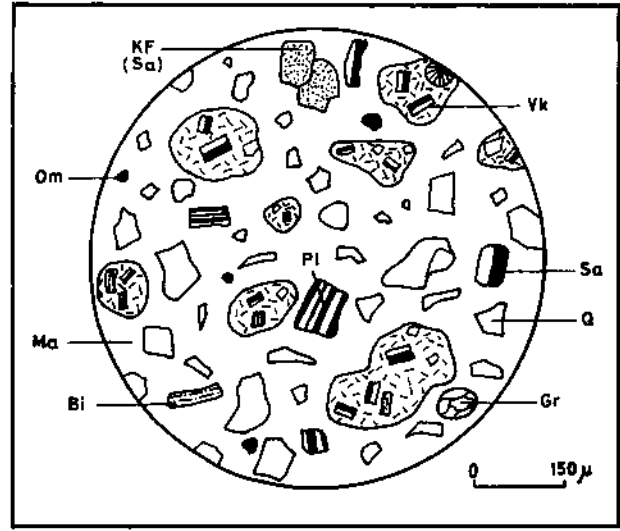
Çataldağ granodiyorit biriminden alınan örneklerin ince kesitlerinde, granodiyoritlerin holokristalin, hipidiyomorf dokuda oldukları gözlenmiştir. Mineral bileşimi, kuvars, ortoklas, mikroklin, plajiyoklas, klorit, biyotit ve opak minerallerden oluşur. Aksuar olarak sfen, epidot ve apatit minerallerine rastlanır. Beyaz, açık gri interferans rengi gösteren kuvarslar girik sınırlıdır. Ortoklaslar genelde özşekilsiz olarak bulunur, ve çok iyi Karlsbad ikizlenmesi göstermektedir. Kafes ikizlenmesi gösteren mikroklinlerin kuvars mineralleri ile olan tane sınırında mirmekitik mineral dokusu gözlenmektedir. Biyotitler çevresinde yeşil pleokroizma gösteren kloritleşmeler görülmektedir. Streckeisen (1976) sınıflamasına göre Çataldağ granodiyoriti biriminin monzogranit bileşiminde olduğu saptanmıştır. Granodiyorit birimi içinde yer yer aplit dayları görülmektedir. Aplit daylarından alınan örneklerin ince kesitlerinde, polikristalin kuvars hamuru içinde fenokristaller halinde kuvars, plajiyoklas, K-feldspat, klorit, biyotit ve opak mineral bileşenlerinden oluşan porfiritik bir doku bulunduğu gözlenmiştir.

Neojen Kaya Birimleri

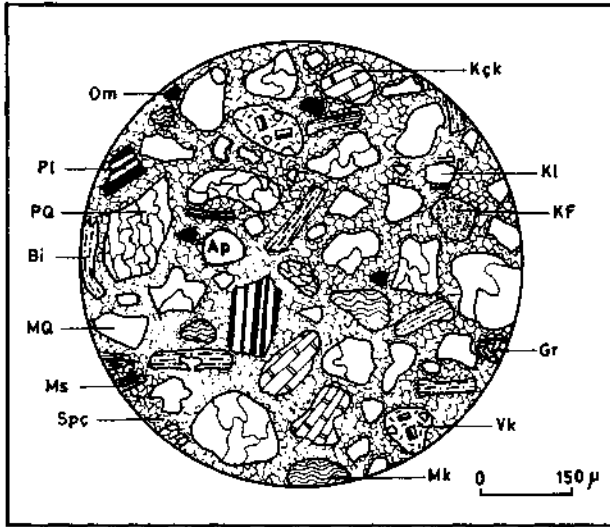
Andezit - aglomera birimi genel olarak aglomeralardan ve aglomeralar içinde yer alan andezit lav akmalarından oluşur. Andezit lav akmalarından alınan örneklerin ince kesitlerinde, andezitlerin mikrolitik camı bir hamur içinde yer alan plajiyoklas, amfibol, biyotit, K - feldspat ve opak mineral fenokristalleri ile porfiritik bir doku gösterdikleri gözlenmiştir (şekil 4). Mikrolitik camı hamurdan oluşan matrikste yer yer ayrışmanın etkisiyle ikincil gözenekler gelişmiştir. Polisentetik albit ikizlenmesi ve zonlanmalar gösteren plajiyoklas fenokristalleri ince kesitte baskın olarak gözlenir. Dilinim izleri arasındaki 124° lik açılan ve tipik altgen şekilli yapılarıyla kolaylıkla tanımlanan amfibollerin, paralel nikelde koyu kırmızı, kahverengi pleokroizma vermesiyle lamprobolit türünde oldukları anlaşılmıştır. Lamprobolitlerde dilinim izleri boyunca ayrışmanın etkisiyle oluşmuş boşluklar bulunmaktadır. Yer yer lamprobolitler tamamen ayrışarak geride prizmatik kristal çatısını koruyan şekiller oluşturmuşlardır. Paralel nikelde kahve-



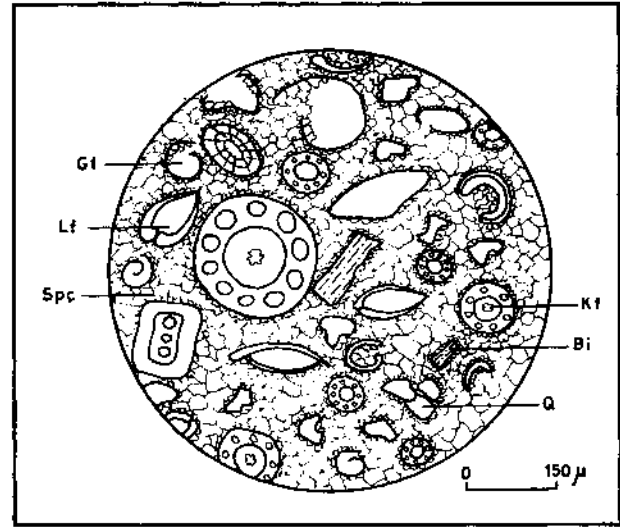
Şekil 4: Porfiritik dokulu andezit, +N, 40x. Ma: Matriks, Pl: Plajiolklas Bi: Biyotit, La: Lamprobolit, Om: Opak mineral, Sa: Sanidin
 Figure 4: Andesite showing porphyritic texture, +N, 40x. Ma: Matrix, Pl: Plagioclase, Bi: Biotite, La: Lamprobolite, Om: Opaque mineral, Sa: Sanidine.



Şekli 5. Porfiritik dokulu tüf, +N, 40x. Ma: Matriks, Q: Kuvars, Sa: Sanidin, Pl: Plajiolklas, Vk: Volkanik kaya kırıntısı, Bi: Biyotit, Om: Opak mineral, Gr: Granat
 Şekli 5 • Tuff showing porphyritic texture, +N, 40x. Ma: Matrix, Q: Quartz, Sa: Sanidine, Pl: Plagioclase, Vk: Volcanic fragments, Bi: Biotite, Om: Opaque mineral, Gr: Garnet.



Şekli 6: Tane destekli kumtaşı, +N, 40x. MQ: Mega kuvars, PQ: Polikristalin kuvars, PL: Plajiolklas, KF: K-Feldispat, Mk: Metamorfik kaya kırıntısı, Vk: Volkanik kaya kırıntısı, Kçk: kireçtaşı kırıntısı, Bi: Biyotit, Kl: Klorit, Ms: Muskovit, Om: Opak mineral, Ap: Apatit, Gr: Granat, Spç: Spar kalsit çimento.
 Figure 6: Grain-supported sandstone, +N, 40x. MQ: Mega quartz, PQ: polycrystalline quartz, Pl: plagioclase, KF: K-Feldspar, Mk: Metamorphic rock fragments, Vk: Volcanic rock fragments, Kçk: Limestone fragments Spç: Spar calcite cement.



Şekil 7. Spar kalsit çimentolu alt kireçtaşı, +N, 40x. Spç: Spar kalsit çimento, Gf: Gastropod, Lf: Lamellibrans, Kf: Krinoid, Q: Kuvars, Bi: Biyotit.
 Şekil 7. Spar calcite cemented lower limestone, +N, 40x. Spç: Spar calcite cement, Gp: Gastropoda, Lf: Lamellibranch, Kf: Crinoid, Q: Quartz, Bi: Biotite.

SULTANÇAYIR BORATLI JİPS HAVZASI

rengi olarak gözlenen biyotitler çapraz nikelde gösterdikleri kedi gözü sönmeleriyle lamprobolitlerden ayrılmaktadır. Çalışma alanından alınmış andezit örneklerin yüzde mineral dağılımları çizelge 1'de verilmiştir.

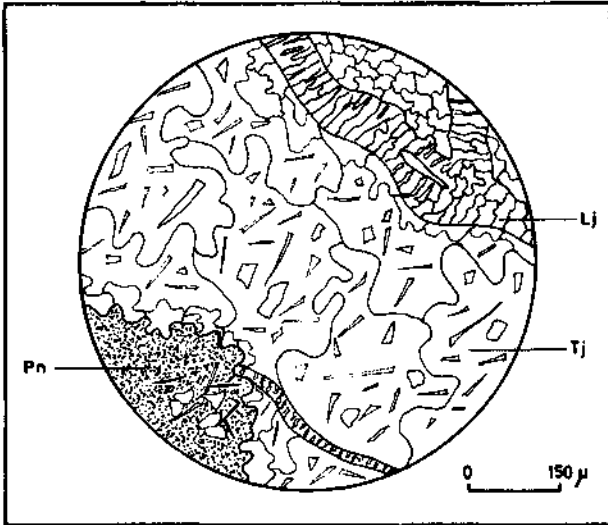
Tüfler üzerinde yapılan petrografik çalışmalarda, tüllerin, kuvars, feldispat, biyotit, granat, opak mineral fenokristalleri ile volkanik kaya parçalarından oluştuğu gözlenmiştir (şekil 5). Doku hipokristalen porfirittir. Fenokristaller, boşluklu ve camsı olan hamur içinde dağınık olarak gözlenir. Kuvarlar köşeli olup özşekilsiz olarak bulunur. K-feldispat grubundan, özşekilli ve yarı özşekilli olarak gözlenen sanidinler çok iyi Karlsbad ikizlenmesi göstermektedir. Yan özşekilli olan biyotitler paralel nikelde koyu kırmızı - kahverengi pleokroizma sunmaktadır. Az oranda gözlenen granatlar izotrop olup paralel nikelde yüksek rölyef göstermeleriyle opak minerallerden ayrılır. Tüflerin yüzde mineral dağılımları çizelge 2'de verilmiştir.

Taban çakıltaşı birimi genel olarak kumlu çakıltaşı, kumtaşı, ve killi kumtaşlardan oluşur. Çakıltaşları, litik çakıltaşı bileşiminde olup, metamorfik, kumtaşı, kireçtaşı, kuvars, granodiyorit ve andezit bileşenlerinden oluşur. Doku tane destekli ve bileşenler siltli - killi bir çimentoyla bağlanmıştır. Boylanması kötü, bileşenleri küt köşeli bazen az yuvarlaklaşmıştır. Kumlu çakıltaşı biriminin çakıltaşı düzeylerinden alınan örneklerinde, kuvars, feldispat, kireçtaşı, volkanik kaya kırıntısı, metamorfik kaya kırıntısı, mika, opak mineral, granat ve apatit bileşenlerinden oluştuğu gözlenmiştir, (şekil 6). Kum-

taşları tane destekli doku göstermektedir. Çimento spar kalsit bileşimindedir. Kuvarlar, polikristalin kuvars ve yer yer dalgalı sönmeli mega kuvarlardan oluşur. Metamorfik kaya kırıntıları klorit şist türü düşük dereceli metamorfiklerden türemiştir. Mikalar, muskovit, biyotit ve kloritlerden oluşmaktadır. İzotrop olarak gözlenen granatlar paralel nikelde yüksek rölyef göstermesiyle ayırt edilir. Kumtaşlarının Folk (1962) sınıflamasına göre, feldispatik litarenit bileşiminde oldukları saptanmıştır. Kumtaşlarından alınmış birkaç örneğin yüzde mineral dağılımı çizelge 3 te verilmiştir.

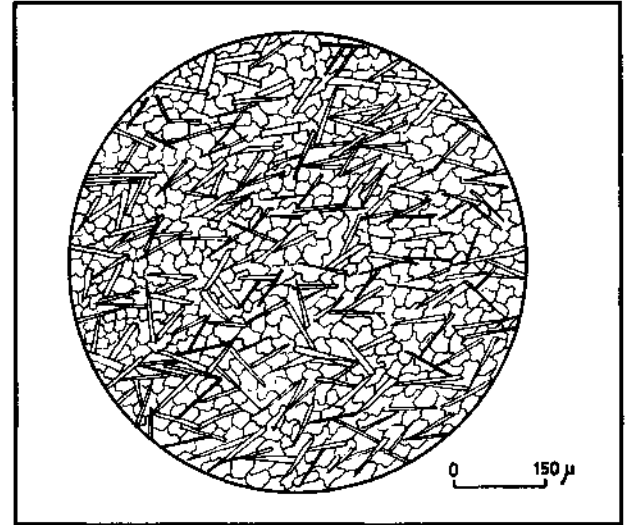
Alt kireçtaşı biliminin fosilli düzeylerinden yapılan ince kesitlerinde, gastropod, lamellibrans, krinoid, kuvars ve biyotitlerden oluşan allokemlerin spar kalsit çimentoyla bağlandıkları gözlenmiştir (şekil 7). Doku tane desteklidir. Spor kalsit çimento, tane kenarından tane arasına doğru radiaksiyolitik kalsit, uzanımlı kalsit ve eşboyut kalsit şeklinde sıralanma göstermektedir. Lamellibrans fosilleri ilksel şekillerini korumuşlardır.

Kumlu kiltası birimi içinde gözlenen tabakalı jipslerin alt bölümlerinde mercekse - nodüler şekilli pandermite ve noduler şekilli havlit mineralleri gözlenmektedir. Pandermite jipslerden yapılan ince kesitlerde, jipslerin girik sınırlı ve taneli yapıda, pandermite ise çok küçük taneli, masif yapıda oldukları gözlenmiştir (Şekil 8). Masif yapıli pandermite, sarımsı-turuncu interferans renkleri, taneli jipsler ise çoğunlukla açık gri-gri interferans renkleri sunmaktadır. Pandermite minerallerinin taneli jipslerle olan sınırı girik şekilli olup, pandermite ve taneli jips



Şekil 8 ; Pandermite jips, +N, 40x. Pn: Pandermite, Tj: Taneli jips, Lj: Lifsi jips

Şekil 8 : Gypsum with pandermite, +N, 40x. Pn: Pandermite, Tj: Gypsum grain, Lj: Fibrous gypsum

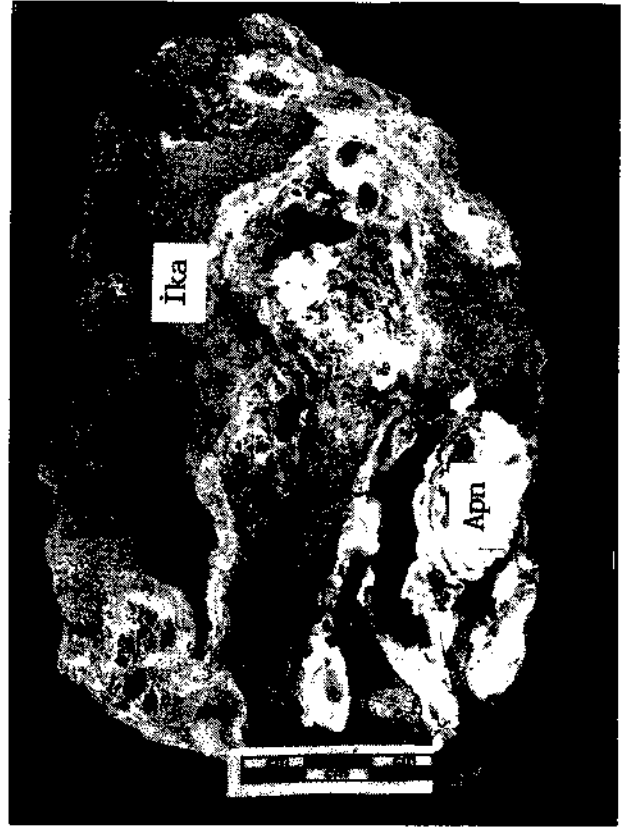


Şekil 9; Havlit, +N, 40x

Şekil 9: Howlite, +N, 40x



Şekil 10; Pandermite örnekleri
Şekil 10; Pandermite samples



Şekil 11: Ayrışmış pandermite nodüller ve ikincil olarak oluşmuş kalsit mineralleri. Apn: Ayrışmış pandermite, İka: İkincil kalsit mineralleri
Figure 11: Altered pandermite nodules and secondary calcite formation altered pandermite. Apn: Altered pandermite. İka: Secondary calcite minerals



Şekil 12: Ayrışmış pandermite nodüllerini
Figure 12: Altered pandermite nodules



Şekil 13: Boratlı jips içinde gözlenen howlit nodülü
Figure 13: Howlite nodule occurring within boratiferous gypsum

SULTANÇAYIR BORATLI JİPS HAVZASI



Şekil 14: Değişik boyutlarda havlit nodülleri
Figure 14: Howlite nodules with different size

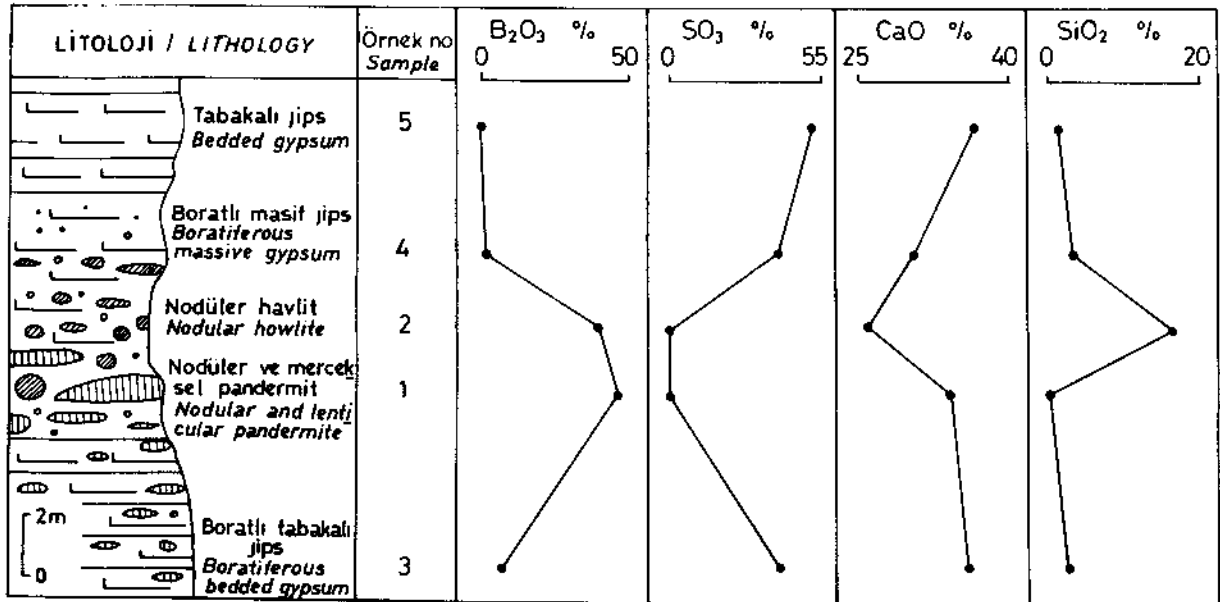
mineralleri içinde otojenetik olarak oluşmuş, çubuksu-prizmatik jipsler gözlenmektedir. Yer yer ikincil olarak oluşmuş lifsi jipsler gelişmiştir. Lifsi jipsler uzun eksenleri boyunca paralel sönme göstermektedir. Havlit minerallerinden yapılan ince kesitlerde taneler ve çubuksu minerallerin girik bir doku gösterdiği gözlenmiştir (şekil 9). Çapraz nikelde havlit mineralleri gri, turuncu - sarı interferans renkleri sunmaktadır.

EKONOMİK JEOLJİ

Sultançayır Borat Yatağının Tarihçesi ve Bugünkü Durumu

1865li yıllarda II. Mahmut'un reform hareketleriyle yabancı devletlere kapitülasyonlar verilmeye başlandı. Aynı yıllarda Fransızlar Sultançayır havzasından mermer parlatmak için jips çıkarmaktaydılar. Jipsler içinde zaman zaman bilinmeyen yabancı maddeler dikkati çekmekteydi. Bir Fransız mühendisin bu maddeleri analiz etmesiyle bunların yüksek oranda bor içerdiklerini gördü. Bunun üzerine Fransızlar, II. Mahmut dönemiyle kendilerine tanınan ayrıcalıklardan faydalanarak Osmanlı Devleti'nden ocağı işletmek için izin aldılar. 1899 yılına kadar "Societe Lyonnaise de Borat de Chaux" adlı Fransız şirketi, Sultançayır havzasında açtığı Aziziye kapalı işletmesiyle sahadan pandermit çıkardı ve buradan çıkardığı boratları Paris yakınlarındaki "Maisons Lafitte" rafinerisinde işledi.

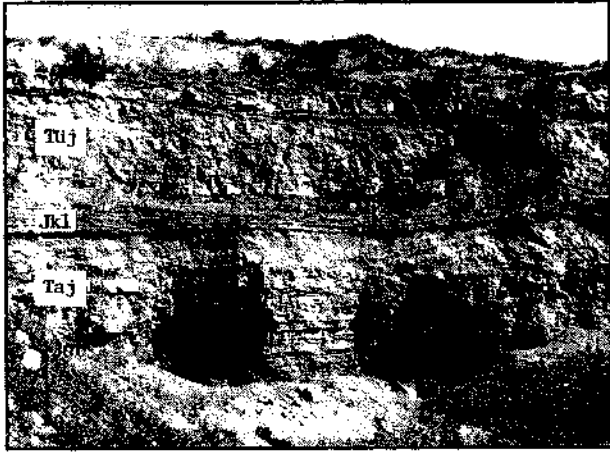
1899 yılında "The Borax Company" adlı İngiliz şirketi de Osmanlı Devleti'nden imtiyaz alarak Sultançayır



Şekil 15: Borat ve boratlı jipslere ait ana mineral oksitlerin kesit üzerindeki düşey değişimleri
Figure 15: Vertical variation of major oxides of borate and boratiferous gypsum

havzasından borat çıkarmaya başladı. Fransızların Aziziye ocağına karşılık, İngilizlerin yeni açtıkları Sultançayır ocağı daha verimliydi. Ortalama tenor % 46.6 olup iki şirketin toplam borat üretimi 1895 'te 14.608 ton iken 1898'de 15.000 tona yükselmiştir. 1903 yılında İngilizler Sultançayır ocağından 6.800 ton borat çıkarırken, Fransızlar Aziziye ocağından ancak 772 ton üretim gerçekleştirebilmişlerdir (Travis ve Cocks, 1980). Bunu takip eden yıllarda iki şirketin toplam üretimi 1904'te 9610 ton, 1906'da 11.470 ton ve 1912'de 16.712 ton olmuştur. Buradan çıkarılan pandermitler teleferik hattı ile Bandırma'ya ve Bandırma'dan gemilerle yurtdışına taşınmıştır. Böylece pandermit minerali Bandırma (Panderma)'dan gelen mineral olarak anılmaya başlanmış ve zamanla dünya literatüründeki ismini bu limandan almıştır.

1954 yılında Türk hükümeti madencilik konusunda düzenlemeler yaptı ve 6224 sayılı "Yabancı Yatırım Teşvik" kanunuyla madencilik çalışmaları için özel şartlar getirdi. Borax Consolidated adlı İngiliz şirketi bu kanundan faydalanabilmek için bazı Türk ortakları ve Garanti Bankası başkanlığında Türk Boraks M.A.Ş şirketini kurmuştur. Diğer taraftan M.T.A.'nın sondajlı çalışmalara ağırlık vermesiyle Batı Anadolu'da kolemanit açısından zengin yeni borat yatakları bulundu. Bunun üzerine Borax Consolidated şirketi, Avrupa rafinerilerindeki borik asit üretimini pandermitten kolemanite değiştirerek yeniledi. Böylece, Sultançayır borat yatağının önemi büyük ölçüde azaldı. Ayrıca, işçi hareketlerinin canlanmasıyla üretim maliyetleri de yükselmiştir. 1960'lı yıllarda tüm madenle-



Şekil 16: Kumlu kilitası birimi içinde gözlenen tabakalı jipsler. Taj: Tabakalı alt jips, Jkl: Jipsli kilitası, Tüj: Tabakalı üst jips

Figure 16: Bedded gypsum occurring within sandy elaystone unit. Taj: bedded lower gypsum, Jkl: Gipsiferous elaystone, Tüj: Bedded upper gypsum.

rin devletleştirilmesiyle, Borax Consolidated şirketinin Türkiye'deki varlığı sona ermiştir. Diğer yandan 100 yıla yakın bir üretim sonucu, Sultançayır borat yatağı rezervinin büyük bir bölümü de tükenmiştir.

İngilizlerin ocağı terketmesinden sonra, galerileri su basmış ve göçmeler meydana gelmiştir. Ayrıca, maden taşımacılığında kullanılan 8-9 km'lik teleferik hattından, günümüze beton temellerden başka birşey kalmamıştır. Günümüzde, Sultançayır borat yatağı diğer borat yatakları gibi Etibank'ın denetimi altındadır.

Bor Mineralleri

Bor mineralleri, kumlu kilitası birimi içinde yaralan grimsi renkli jipsler içinde gözlenmektedir. Genelde yatay konumlu olan bu jipsler, tabakalı ve masif yapılarda bulunur. Bor mineralleri çoğunlukla masif jipsler içinde gözlenmektedir. Demirkapı'nın doğusundan başlayarak Hasantepe sırtları boyunca ve Eminamca Tepe'nin kuzeyinde bulunan jips yarmalarında bor minerallerini görmek mümkündür. Ayrıca, Helvacıoğlu çiftliğinin kuzeyinde, kapanmış eski ocağına ait jips yarmalarında bor minerallerinin olduğu gözlenmiştir.



Şekil 17: Lifli jips örnekleri

Figure 17: Fibrous gypsum samples

SULTANÇAYIR BORATLI JİPS HAVZASI

Çizelge 1. Çalışma alanından alınmış andezit örneklerinin yüzde mineral dağılımları

Table I. Distribution of mineral contents of andesite samples collected from the study area

Mineral bileşenleri (%) Mineral component (%)	Ö.N.14	Ö.N.15	Ö.N.16
Matriks	46	51	50
Plajjoklas	25	30	27
Sanidin (K - feldispat)	1	1	1
Kuvars	1	-	1
Lamprobolit (Amfibol)	13	10	18
Biyotit	12	6	2
Opak mineral	2	2	1

Helvacı (1983), Sultançayır borat yatağı üzerinde yaptığı çalışmalarda bor minerallerinin, pandemit, havlit ve az miktarda kolemanitten oluştuğu, pandemitlerin kil ve jips düzeylerinin altında nodüler ve bir ton ağırlığa kadar ulaşan kütleler halinde bulunduğunu belirtmiştir. Araştırmacı ayrıca, pandemitlerin, borat yatakları içinde, Bigadiç'ten başka yalnızca burada gözlemlendiğini vurgulamıştır.

Çalışma alanı içindeki jips yarmaları üzerinde yapılan gözlemlerde, bor minerallerinin daha çok kuzey ve doğu kesimlerinde yoğunlaştığı görülmüştür.

Burada bulunan grimsi renkli masif jipsler içinde, milimetrik boyutlardan metrik boyutlara kadar değişen merccksel çoğunlukta nodüler şekilde beyaz pandemit mineralleri gözlenmiştir (şekil 10). Pandemit nodülleri yer yer ayrışarak etrafında ikincil kalsit mineralleri oluşmuştur (şekil 11). Ayrışan pandemit nodülleri, içi boşluklu yapı kazanmışlardır (şekil 12).

Boratlı jipsler içinde, pandemitle birlikte, çaplan 7 cm'yi geçmeyen havlit nodülleri gözlenmektedir (şekil 13, 14). Havlitlerin dış yüzeyi karnıbahar gibi girintili çıkıntılı olup iç kısmı yoğun ve mat beyaz renktedir. Havzada, pandemitler, havlitlere oranla daha baskın olarak bulunurlar.

Çalışma alanındaki boratlı jipslerden ve boratlardan alınan örneklerin kimyasal analiz sonuçları çizelge 4'te verilmiştir. Çizelgede pandemit, 1 ve havlit 2 nolu örnek numaralarıyla gösterilmiştir. Yapılan analizler sonucunda, pandemitlerin (4 CaO. 5 B₂O₃. 7 H₂O) % 46.49 B₂O₃ ve havlitlerin (4 CaO. 5 B₂O₃. 2 SiO₂. 5 H₂O) % 40.69 B₂O₃ içerdikleri gözlenmiştir. Bu analizlere göre pandemit (1) ve havlit (2) mineralleri dışında, aynı yerden alınan

Çizelge 2. Tüflerin yüzde mineral bileşimi.

Table 2. Mineral contents of tuff samples.

Mineral bileşenleri (%) Mineral component (%)	Ö.N.19	Ö.N.20
Matriks	69	67
Kuvars	15	14
Feldispat (Sanidin ve Plajjoklas)	3	4
Volkanik kaya kırıntısı	11	13
Biyotit	1	0.5
Opak mineral	1	1
Granat	-	0.5

örneklerde, alttan üstte doğru, 3, 4 ve 5 nolu boratlı jipslerde B₂O₃'ün belirgin bir şekilde azaldığı, buna karşı SO₃ oranının düzenli olmasa da, arttığı gözlenmiştir (şekil 15)., CaO ve SiO₂ değerleri kendi aralarında ters orantılı olarak değişmektedir. Çalışma alanındaki jipsler, kumlu kıltaşı birimi içinde gözlenir. Bunlar alttan üste doğru sırasıyla, boratlı jipsler, jipsli kıltaşlar ve tabakalı jipslerden oluşur. Jipsler arasındaki 1 - 1.5 m kalınlığındaki jipsli killer jipsleri iki zona ayırmıştır. Çalışma alanı içinde jipsler, en iyi şekilde Demirkapı'nın doğusundan başlayarak Hasantepe sırtları boyunca jips çıkarmak için açılan yarmalarda gözlenir. Genelde yatay olarak bulunan jipsler, yarmalarda değişik kalınlıklarda gizlenmektedir. Ölçülen jips kalınlıkları çizelge 5'te verilmiştir. Tüm yarmalarda jipslerin tabanı gözlenemediğinden jipslerin gerçek kalınlıkları çizelge 5'te verilenlerden daha fazla olacaktır. Hasantepe sırtlarındaki bir jips ocağında jipslerin alttan üste doğru, kahverengimsi gri, masif - kalın tabakalı boratlı jips, yeşilimsi gri jipsli kıltaşı ve grimsi renkli tabakalı jipslerden oluştuğu gözlenmiştir, (şekil 16). İki zon halinde bulunan bu jipslerin alt bölümü 6 m, üst bölümü 5 m ortalama kalınlıkta olup, jipsleri ayıran kil zonunun kalınlığı 1 - 1.5 m arasında değişmektedir. Ayrıca, jipsler içinde ve çoğunlukta kıltaşlarında olmak üzere, ikincil olarak oluşmuş, kalınlığı 7 cm'yi geçmeyen beyaz lifsi jipsler gözlenmektedir (şekil 17).

Çalışma alanından alınmış boratlı jips örneklerinin kimyasal analiz sonuçları çizelge 4'te verilmiştir. Buna göre değişik yerlerden alınmış jips örneklerinin SO₃ oranları arasında değişkenlikler gözlenirken, aynı yerden tabandan tavana doğru alınmış örneklerde (3,4,5),(6,7) ve (8,9,10) gibi, SO₃ oranlarının tabandan tavana belirgin bir artış gösterdiği görülmüştür.

Çizelge 3. Taban çakıtaşı birimi içinden alınmış kumtaşlarının yüzde mineral dağılımları.
Table 3. Mineral contents of sandstones collected from basement conglomerate unit.

Mineral bileşenleri (%) Mineral component (%)	Ö.N.21	Ö.N.22	Ö.N.23
Spar kalsit çimento	54	61	54
Kuvars (Mcga ve polikristalin)	27	23	19
Plajjoklas	1	5	6
K - feldispat	3	1	2.5
Mika (muskovit, biyotit ve klorit)	4	2	5
Metamorfik kaya kırıntısı	4	2	4
Vulkanik kaya kırıntısı	2	3	3.5
Kireçtaşı kırıntısı	3	2	4
Opak minral	1	1	1
Granat	1	-	0.5
Apatit	-	-	0.5

CaSC₂ 2 H₂O kimyasal formülüyle bilinen jipslerin, çimento sanayisinde kullanılabilmesi için en az % 34 SO₃ içermeleri istenir. Çalışma alanında gözlenen jipslerin tümü bu sınırın üzerindedir. Hasantepe sırtlarından çıkarılan jipsler, Balıkesir Çimento Fabrikası'nda katkı maddesi olarak kullanılmaktadır. Türkiye genelinde çıkarılan jipslerin % 68'i çimento sanayiinde % 13'ü tarım, % 11'i inşaat sanayii ve % 8'i diğer sektörlerde kullanılmaktadır.

Çalışma alanı içinde gözlenen jipslerin ortalama kalınlıklarını 10 m ve en az 13 km²'lik bir alan içinde yayılım sunduğu kabul edilirse, jipslerin jeolojik rezervi yaklaşık 300 milyon ton olarak hesaplanabilir. Bu jeolojik rezerv içinde bor mineralleri de dahildir. Boratların gerçek boyutları bilinmemekle birlikte ilksel olarak 1 milyon tonun üzerinde rezerv olduğu düşünülmektedir. Günümüzde, bu rezervin büyük bir bölümü tükenmiştir. Ayrıca, 300 milyon ton jeolojik rezerve sahip jipslerin ne yazık ki az bir bölümü işletilebilir durumdadır. Babaköy'e doğru üsüeyen örtü birimlerinin kalınlaşmasıyla jips mostralarının büyük bir bölümü ekonomik olma özelliğini yitirmektedir.

Çizelge 4. Sultançayır havzasına ait borat ve boratlı jips örneklerinin kimyasal analiz sonuçları.
Table 4. Chemical analyses of borate and boratiferous gypsum samples collected from the Sultançayır basin.

Örnek No Sample No	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
% Oksit Oxide %	Pandermit Pandermite	Havlit Howlite	Boratlı Boratiferous			Jipsler Gypsum				
B ₂ O ₃	46.49	46.49	7.95	3.31	E(Eser)	E	E	E	E	E
SO ₃	0.57	1.49	40.69	38.69	51.47	34.94	39.62	38.86	42.31	43.62
SiO ₂	0.21	15.56	2.20	3.34	1.61	0.20	1.92	0.46	0.080	1.40
Al ₂ O ₃	0.04	0.08	0.37	0.30	0.41	0.05	0.12	0.22	0.34	0.36
FeO ₃	0.04	0.05	0.23	0.32	0.25	0.39	0.28	0.16	0.24	0.24
CaO	34.50	29.98	35.75	30.56	36.20	39.86	32.82	33.04	33.56	32.22
MgO	0.12	0.19	1.28	1.63	1.99	0.30	0.35	0.93	0.03	0.33
K ₂ O	0.05	0.10	E	0.12	E	0.04	0.01	0.01	0.04	0.02
Na ₂ O	0.80	0.92	0.63	0.07	0.62	0.05	0.06	0.06	0.04	0.06
Li ₂ O	0.03	0.02	0.03	0.01	0.02	0.03	0.03	0.02	0.02	0.01
Kızdırma kaybı	18.09	11.48	10.76	19.29	7.43	22.39	21.01	21.37	22.19	21.80
Toplam	100.94	100.56	99.89	97.64	100.000	98.25	96.22	95.13	99.57	100.06

SULTANÇAYIR BORATLI JİPS HAVZASI

Çizelge 5. Jips yarmalarına ait kalınlıklar.
Table 5. Thickness of gypsum trenches.

Yer Location	Kalınlık (m) Thickness (m)
28	13-14
30	4-5
34	12-14
35	11-13
36	8-10

Diğer Ekonomik Olanaklar

Bor mineralleri ve jipsler dışında ekonomik olabilecek diğer ekonomik olanaklar, Demirkapı antimonit cevherleşmesi, Simav Çayı kum ve çakıl ocakları, Sultançayır tütü, kömür oluşumları ve Yıldız ilıcasıdır.

Antimonit cevherleşmesi, Demirkapı'nın 1 km güneyinde metamorfik temel karmaşığı içinde yer almaktadır. Antimonit yatağı, 1900'lü yılların başlarında işletilmiş olup, günümüzde, galeriler su ile dolarak çökmeler meydana gelmiştir. Demirkapı antimonit cevherleşmesi üzerinde çalışma yapan Alkan (1972), yatağın K8OD/35KB yönlü olduğunu, parajenezin, antimonit, pirit, markazit minerallerinden oluştuğunu, tenorun % 1.62 Sb_2S_3 ve mümkün rezervin 11.250 ton tüvenan cevher olduğunu belirtmiştir. Yatağın hidrotermal kökenli olduğu sanılmaktadır. Aynı araştırmacı, sondajlı çalışmalarla, cevherleşme miktarının büyük ölçüde artabileceğini vurgulamıştır.

Sultançayır'm 350 m güneydoğusunda bulunan tüfler, masif - kalın tabakalı olması ve kolaylıkla şekillendirilebilmeleri sayesinde, yörede yapı malzemesi olarak kullanılmaktadır.

Sultançayır'ın 750 m kuzeydoğusunda andezit - aglomera ve tuf birimi arasında gözlenen kömür oluşumları ekonomik boyutlarda görünmese de, ayrıntılı sondaj çalışmaları ile ekonomik boyutları araştırılabilir.

Yellice Tepe'nin 500 m güneydoğusunda yer alan Yıldız Ilıcası, granitler içindeki faylanmaya bağlı olarak oluşmuştur. Suyun toplam debisi yaklaşık 5 lt/sn olup, ortalama sıcaklığı 75° dir. Su analizinde yüksek miktarda sodyum bikarbonat içerdiği görülmüştür. Ilıca suyunun tedavi edici özellikleri bilinmekle birlikte, çevrede kurulacak seraların ısıtma işleminde kullanma olanakları araştırılabilir.

SONUÇLAR

1. Metamorfik temel kariliği ve üçüncü uyumsuzlukla oturan Dışkaya (Karakaya) formasyonunu, Çataldağ granodiyorit birimi keserek yüzeylemiştir. Bu birimler üzerinde uyumsuz olarak sırasıyla andezit - aglomera ve tuf birimi yer almaktadır. Neojen çökelleri tüm bu birimleri uyumsuz olarak üstler.

2. Yapılan petrografik çalışmalar sonucu, metamorfik temel karmaşığın amfibolit ve kuvars - muskovit şistlerden oluştuğu, Dışkaya formasyonu içindeki kumtaşlarının litarenit bileşiminde ve Çataldağ granodiyorit biriminin monzogranit bileşiminde olduğu belirlenmiştir. Taban çakıltası biriminden alınan kumtaşları litarenit ve feldispatik bileşimindedir.

3. Kumlu kiltası birimi içinde kalınlığı 10 - 15 m arasında değişen boratlı jipsler gözlenmektedir. Bu jipsler içinde nodüller şekilli pandemit ve havlit mineralleri bulunmaktadır. Yapılan analizlerde pandemitlerin % 46.49 B_2O_3 ve havlitlerin %40.69 B_2O_3 içerdikleri belirlenmiştir. Elde kesin veriler olmamakla birlikte Sultançayır borat rezervinin büyük bir bölümünün tükendiği söylenebilir.

4. Olası yayılırdan belirlenen jipslerin 300 milyon ton jeolojik rezervi olabileceği hesaplanmıştır. Bu jipslerin SO_3 oranları % 34'ün üzerinde olup çimento sanayii için aranan özelliklere uygundur.

KATKI BELİRTME

Bu çalışma, Dokuz Eylül Üniversitesi'nin 908-91-05-08 nolu projesi tarafından desteklenmiştir. Yazarlar, çizim işlemlerini gerçekleştiren Mualla Gürle ile Kerime Nacaklı'ya ve fotoğraf işlerinde yardımcı olan Erol Şanlı'ya içtenlikle teşekkür ederler.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Alkan, V., 1972, Balıkesir-Susurluk-Demirkapı-Aynıklıdcre Antimonit Zuhuru Ön Raporu: MTA Kuzeybatı Anadolu Bölge Müdürlüğü, Rapor No: 52, Balıkesir
- Bingöl, E., 1971 Fiziksel (Radyometrik) Yaş Tayini Metodlarını Sınıflama Denemesi ve Rb-Sr ile K-Ar Metodlarının Kazdağ'da Bir Uygulaması: TJK Bülteni XIV, 1-6.
- Brcnnich, G., 1964, Balıkesir Vilayetindeki Jips Zuhurları: Rapor Derleme, MTA Rapor No: 64, Balıkesir.
- Ercan T. ve Türkecen, A., 1984, Batı Anadolu-Ege Adaları Yunanistan ve Bulgaristan'daki Plutonların Gözden Geçirilişi: İhsan Ketin Simpozyumu, TJK Yayını, 189-208,

Ercan, T. Satır, M., Kreuzer, H., Türkecan, A., Günay, E., Çevikbaş, A., Ateş M., Can, B., 1985, Baü Anadolu Senozoyik Volkanitlerine Ait Yeni Kimyasal, İzotopik ve Radyometrik verilerin Yorumu: TJK Bülteni 28,121-136.

Helvacı, C, 1983, Türkiye Borat Yataklarının Mineralojisi: JMO Bülteni 17,37-54.

Helvacı, C, 1989, Kestelek ve Sultançayır Borat Yataklarının Mineral Toplulukları ve Oluşumları: Ahmet Acar Jeolojisi Simpozyumu. Ç.Ü. Müh. Mim. Fak.Jeo.Müh.Böl., Adana.

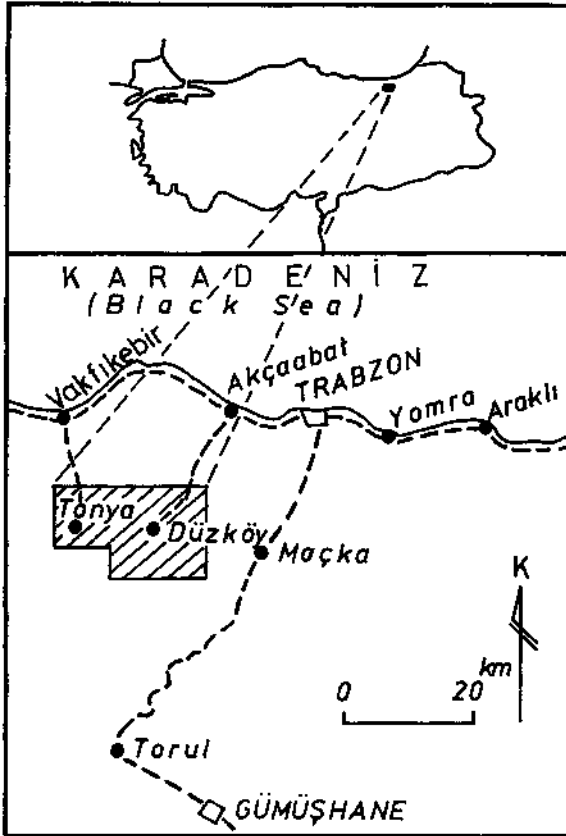
Kaya O., Wiedmann, J. ve Kozur, H., 1986, Kuzeybatı ve Batı Türkiye'deki Geç Paleozoyik ve/veya Triyas Yaşlı "Melanj" veya "Kened Zonu Karmaşığı" Şeklinde Anılan Oluşukların Stratigrafisi Yaş ve Yapısına İlişkin Ön Rapor: Hacettepe Üniversitesi Yerbilimleri Uygulama ve Araştırma Merkezi Bülteni, 13,1-16, Ankara

Travis, N.J. and Cocks, E.j., 1984, The Tincal Trail: Har-
rap, London.

Helvakıran sırtları ile Kaleci Tepe, Ballının Kıranı ve Gürgendağ Yayla dolaylarında yüzeyler. Birim tipik olarak Gürgendağ Yayla dolaylarında gözleendiği için Gürgendağ Yayla formasyonu olarak adlandırılmıştır.

Litolojik Özellikleri ve Tıp Yeri: Birim, seyrek olarak kristalize kireçtaşı mercikleri içeren, ayrıışmış bazalt, andezit lav ve piroklastları ile spilitleşmiş bazaltlardan meydana gelmiştir. Formasyon morumsu rengeyle diğer birimlerden kolayca ayırt edilir. Alman örneklerin mikroskopik incelemelerde tamamının mikrolitik porfirik, vakuoler mikrolitik porfirik ve mikrolitik fluidal porfirik dokular gösteren, ayrıışmış boşluklu bazalt ve ayrıışmış andezit oldukları anlaşılmıştır. Kireçtaşı mercikleri ise sarımsı bej renkli olup çoğunlukla kristalize olmuşlardır. Birimin tip yeri Gürgendağ Yayla'dadır.

Alt, Üst Sınırlar ve Kalınlık: Formasyonun alt sınırın gözlenememiştir. Ancak bu^-nır, inceleme alanında Kampaniyen yaşlı Düzköy formasyonu ile tektonik dokanaktır. Birimi Malm-Alt Kretase yaşlı Berdiga formasyonu uyumlu olarak üstler.



Şekil 1: Yer Bulduru Haritası
Figure 1: Location map

Birimin inceleme alanında gözlenebilen kalınlığı yaklaşık 600 m dolayındadır.

Fosil Topluluğu ve Yaşı: Formasyonun yaşını belirleyecek ayırtman fosil bulunamamıştır. Ancak, birim Malm-Alt Kretase yaşlı Berdiga formasyonu tarafından uyumlu olarak üstlenmektedir. Ayrıca Doğu Pontidler'in değişik kesimlerinde yapılan çalışmalarda bu birimin eş değeri olan birimlere Liyas-Dogger yaşı verilmiştir (Pelin, 1977; Açar, 1977; Korkmaz ve Baki, 1984; Keskin ve diğ., 1989; Korkmaz ve diğ., 1992). Bundan dolayı Gürgendağ Yayla formasyonunun yaşı da Liyas-Dogger (?) olarak kabul edilmiştir.

Çökeltme Ortamı: Birim, litolojik özelliklerinden dolayı bazik bir volkanizmanın egemen olduğu denizel bir ortamda gelişmiştir.

Deneştirme: Bu birim, Trabzon-Maçka yöresinde Taşlı (1984)'nın Güzelyaylaköy spiliti, Trabzon-Çaykara yöresinde Bulut (1989)'un Çambaşı formasyonu, Artvin yöresinde Van (1990)'ın Alt Bazik Seri ve Giresun-Dereli yöresinde Boynukalın (1991)'in Umuf formasyonu ile deneştirilebilir özelliktedir.

Berdiga Formasyonu

Tanımı ve Dağılımı: Bu birim, ilk defa Pelin (1977) tarafından Alucra (Giresun) yöresinde tanımlanan Berdiga formasyonu ile büyük benzerlik gösterdiğinden aynı adlama kullanılmıştır. Formasyon inceleme alanının güneyinde başlıca Gürgendağ Yayla, Kerem Tepe, Alazlı Yaylı, Doğankaya Yayla ve Honofter dolaylarında yüzeyler.

Litolojik Özellikleri ve Tip Yeri: Birim, gri, bej renkli, orta-kalın tabakalı ve yer yer masif karbonatlardan meydana gelmiştir. İstifin taban seviyeleri dolomitik olup üste doğru kireçtaşlarına geçer. Bu kireçtaşları yer yer yığılımlar halinde bol Requenia fosilleri içerir. Formasyonun dış yüzeyi tipik karstik ve erime boşlukludur. Mikroskopik incelemelere göre birimin alt düzeyleri dolosparitik, üste doğru ise çoğunlukla biyosparit, biyoinsparit, intra-biyosparit ve pelintrabiyosparitik özellikte olduğu gözlenmiştir.

Formasyonun tip kesiti Gürgendağ yayladan başlayarak KB yönünde Kerem Tepe'ye doğru ölçülmüştür (Şekil 4). Kesitin koordinatları: Başlangıç: x= 4519950, y= 533500, z= 1800 m. Bitiş: x= 4520100, y=533350, z= 1840 m.

Alt, Üst Sınırlar ve Kalınlık: Birimin alt sınırı Gürgendağ Yayla formasyonu ile uyumlu, üst sınır ise Düzköy formasyonu ile tektonik dokanaktır. Ancak bu üst sınır Doğu Karadeniz Bölgesinin değişik kesimlerinde uyumsuzdur. (Pelin, 1977; Terlemez ve Yılmaz, 1980; Özsayar ve diğ., 1981; Keskin ve diğ., 1989; Korkmaz ve diğ., 1992). İnceleme alanındaki yaş ilişkileri dikkate alındığında bu sınırında uyumsuz olduğu anlaşılır. Berdiga formasyonu yanal yönde, Kerem Tepe'den itibaren

TONYA YÖRESİNİN STRATİGRAFİSİ

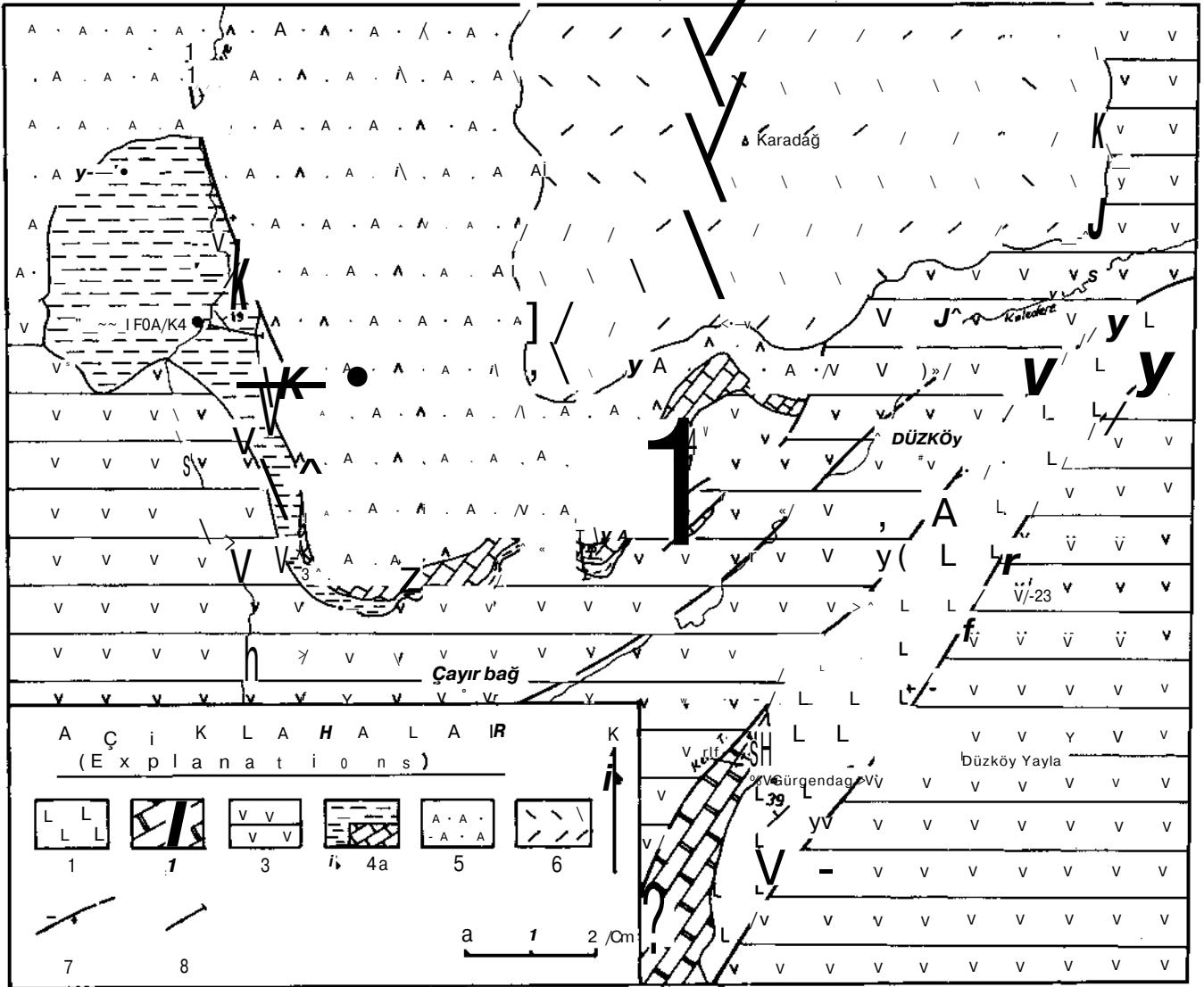
Düzköy'e doğru devamlı olmayıp fay hattı boyunca (Baltartaşı Tepe, Cevizlik sırtı güneyi ve Malışkaya Tepe) tektonik dilimler halinde yüzylemektedir.

Formasyonun Kerem Tepe'de ölçülen kalınlığı 350 m.dir.

Fosil Topluluğu ve Yaşı: Formasyonun dolomitik olan alt seviyeleri fosilsizdir. Buna karşın üst seviyeleri ise bol makro ve mikro fosil içermektedir. Özellikle yığımlar halinde Requcnia fosilleri yaygındır. Birimden alınan örneklerdeki;

Haplophragmoides sp.,
Pseudolituonella sp.,
Valvulammina sp.,
Pseudotextulariella sp.,
Yalvulina sp.,
Miliolidae,
Textulariidae

fosil topluluğuna göre formasyonun üst seviyelerine Hotriviyen-Barremiyen (Alt Kretase) yaşı verilmiştir.



Şekil 2: Tonya-Düzköy (GB Trabzon) Bölgesinin Jeoloji Haritası

1 Gürgendağ Yayla formasyonu (Lias-Dogger), 2 Berdiga formasyonu (Malm-Alt Kretase), 3 Düzköy formasyonu (Kampaniyen-Maestrihtiyen), 4 Tonya formasyonu (Kampaniyen-Daniyen), 4a. Şahinkaya üyesi (Kampaniyen-Daniyen) 5 Foldere formasyonu (Lütisiyen), 6 Karadağ formasyonu (Miyo-Pliyosen ?), 7 Fay, 8 Kesit yerleri.

Figure 2: Geological map of Tonya-Düzköy region, SW Trabzon

1 Gürgendağ Yayla formation (Lias-dogger), 2 Berdiga formation (Malm-Lower Cretaceous), 3 Düzköy formation (Campanian-Maastrichtian), 4 Tonya Formation (Campanian-Danian), 4a Şahinkaya member (Campanian-Danian), 5 Foldere formatian (Lutetian), 6 Karadağ formation (Mio-Pliocene ?), 7 Fault, 8 Section localities

Ancak Honafder mevkiinden alınan nokta örneklerde Malm yaşı veren *Archaeosepta basiliensis* (Mohler) fosili bulunmuştur, (tayinler Dr. K. Taşlı, 1992). Bu fosillere göre formasyonun yaş aralığı Malm-Alt Kretase olarak verilmiştir.

Çökeltme Ortamı: Birimin sedimantolojik, paleontolojik ve mikrofasiyes özellikleri göz önüne alındığında, yüksek enerjili sığ bir şelfte ve yer yer resifal özellik gösteren bir ortamda çökeldiği anlaşılmaktadır.

Deneştirme: Pelin (1977) tarafından Berdiga formasyonu olarak adlandırılan ve Doğu Pontidlerde yaygın olarak yüzeyleyen bu kireçtaşları, Tokel (1972)'in Gümüşhane yöresindeki Kuşakkaya formasyonu, Seymen (1975)'in Reşadiye yöresindeki Hankıtepe formasyonu, Terlemez ve Yılmaz (1980)'in Ordu-Ünye bölgesindeki Zınav kireçtaşı, Bulut (1989)'un Trabzon-Çaykara yöresindeki

SİSTEM (System)	SERİ (Serie)	KAT (Stage)	FORMASYON (Formation)	KALINLIK (m.) (Thickness)	LİTOLOJİ (Lithology)	AÇIKLAMA (Explanation)																																
JURASİK (Jurassic)	LİYAS-DOĞGER (Lias-Dogger)	MALK ALT KRETASE (Malm Lower Cretaceous)	BERDİGA	350	L L L L L	Mor renkli, andezit, bazalt, lav ve piroklastları (Purple, andesitic, basaltic, lava and their pyroclastics)																																
							DÜZKÖY	1500 - 2500	V V V V V	Kırmızı kireçtaşı ve tortul arakatmanlı, andezit, bazalt, dasit lav ve piroklastları (Andesitic, basaltic, dacitic lava and their pyroclastics intermingling with red limestones and sediments)																												
											TÖNYA	317	V V V V V	Masif kireçtaşı (Massive limestone)																								
															FOLDERE	500 - 1250	A A A A A	Tortul arakatmanlı andezitik-bazaltik lav ve piroklastları (Andesitic-basaltic lava and their pyroclastics intercalating with sediments)																				
																			KARADAĞ	100 - 200	A A A A A	Olivin-ajit bazalt lav ve piroklastları (Olivine-augite basalt lava and their pyroclastics)																
																							AİDİVYON			AİDİVYON (Alluvium)												
																											TERTİSİYER (Tertiary)											
																															PALEOSEN (Paleocene)							
																																			MİYO-PLEİSTOSEN (Miocene)			

Şekil 3: Tonya-Düzköy (GB Trabzon) Bölgesinin Genelştirilmiş Dikme Kesiti

Figure 3: Generalized columnar section of Tonya-Düzköy region, SW Trabzon

Ataköy formasyonu, Van (1990)'in Artvin yöresinde ayırtladığı kristalize kireçtaşları ve Boynukalın (1991)'in Giresun-Dereli yöresindeki Sülü formasyonu ile deneştirilebilir özelliktedir.

Düzköy Formasyonu

Tanıtm ve Dağılımı: Bu formasyon inceleme alanında başlıca Kale Dere vadisi boyunca Gürgendağ Köyü, Çal Köyü, Doğankaya köyü, Çayırçı Köyü, Huni Dere, Çayırbağ nahiyesi ve Düzköy ilçesi dolaylarında yüzeyler. Birim yaygın olarak Düzköy dolaylarında gözlemlendiği için Düzköy formasyonu olarak adlandırılmıştır.

Litolojik Özellikleri ve Tip Yeri: Düzköy formasyonu tortul arakatmanlar içeren andezitik, bazaltik ve dasitik lav ve bunların piroklastlarından meydana gelmiştir.

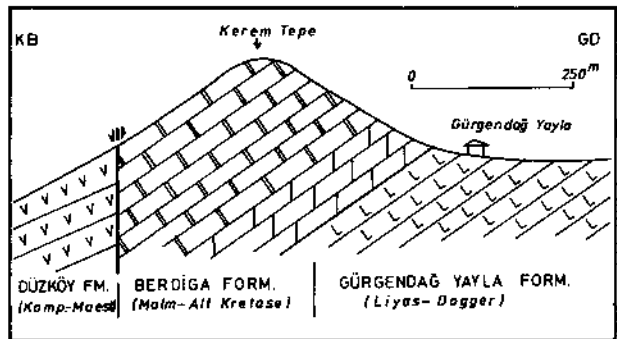
Birimi oluşturan andezitik-bazaltik kayalar çoğunlukla ayrılmış olup, küresel ayrışma (exfoliasyon) ve yastık lav (Pillow lav) yapılarıyla tipiktirler. Mikroskopik incelemelerde bu kayaların mikrolitik porfirik, hyalo mikrolitik porfirik ve mikro gronü porfirik dokularda oldukları gözlenmiştir.

Dasitik kayaların mikroskopik incelemelerinde bunların mikro gronü porfirik ve hyalo mikro gronü porfirik dokulu kayalar oldukları anlaşılmıştır. Ayrıca dasitlerde tipik olarak soğuma kolonu yapıları gözlenmektedir.

Tortul kayalar ise, tüflerle arakatlı kumlu, killi kayalar ve özellikle bir kaç seviye halinde gözlenen kırmızı renkli, ince tabakalı mikritik ve biyomikritik kireçtaşları oluşturmaktadır.

Formasyonun Hunidere ve Kaledere (Düzköy) vadilerinde iki ayrı tip yeri vardır.

Alt, Üst Sınırlar ve Kalınlık: Düzköy formasyonunun alt sınır inceleme alanında üst Jura-Alt Kretase yaşlı Berdiga formasyonu ile tektonik dokunaklıdır. Ancak bu sınır Doğu Pontidler'in değişik kesimlerinde uyumsuzdur (Pelin, 1977; Terlemez ve Yılmaz, 1980; Özsayar ve diğ., 1981; Keskin ve diğ., 1989; Korkmaz ve diğ., 1992).



Şekil 4: Berdiga formasyonunun Kerem Tepe tip kesiti
Figure 4: Type section of Berdiga formation in Kerem Tepe

TONYA YÖRESİNİN STRATİGRAFİSİ

Formasyonun üst sınırı ise Kampaniyen-Maestrihtiyen yaşlı Tonya formasyonu ile geçişli ve uyumludur.

Birim yaklaşık kalınlığı 1500-2500 m arasında değişmektedir.

Fosil Topluluğu ve Yaşı: Formasyon içinde yer alan kırmızı renkli kireçtaşı seviyeleri bol olarak;

Globotruncana cf. arca (Cushman),
Globotruncana arca (Cushman),
Globotruncana bulloides Vogler,
Globotruncana lapparenti Brotzen,
Globotruncana falsostuarii Sigal,
Globotruncana linneiana (d'Orbigny),
Globotruncanita cf. caïcarata (Cushman),
Globotruncanita stuartiformis (Dalbiez),
Globotruncanita stuarti (de Lapparent),
Gansserina cf. gansseri (Bolli),
Rosita fornicata (Plummer),
Heterohellx globulosa (Ehrenberg)

faunası içerirler (Tayinler Prof. Dr. E. Meriç ve Doç. Dr. İ. Tansel, 1992). Bu fosil topluluğuna göre formasyona Kampaniyen-Maestrihtiyen yaşı verilmiştir.

Çökeltme Ortamı: Düzköy formasyonu, asidik ve özellikle bazik karakterde denizaltı volkanizmasının etken olduğu bir ortamda meydana gelmiştir. Volkanik faaliyetlerin sakinleştiği dönemlerde kırmızı biyomikritler ve tortul ara seviyeler çökelmiştir. Yastık lavların tipik bir denizaltı volkanizmasını göstermektedir. Ayrıca kırmızı biyomikritlerdeki fauna da derin denizel bir ortamı yansıtmaktadır.

Deneştirme: Bu formasyon, Terlemez ve Yılmaz (1980)'in Ordu-Ünye bölgesindeki Mesudiye formasyonu, Tarhan (1982)'m Artvin yöresindeki Salkımlı formasyonu, Çapkmoğlu (1981)'nin Hopa-Cankurtaran yöresindeki

Subaşırtı formasyonu, Korkmaz ve Gedik (1988)'in Rize-Fındıklı-Çamlıhemşin bölgesindeki Hemşindere formasyonu, Bulut (1989)'un Trabzon-Çaykara yöresindeki Çaykara formasyonu, Boynukalın (1991)'m Giresun-Dereli yöresindeki Yavuzkema formasyonu ile deneştirilebilir.

Tonya Formasyonu

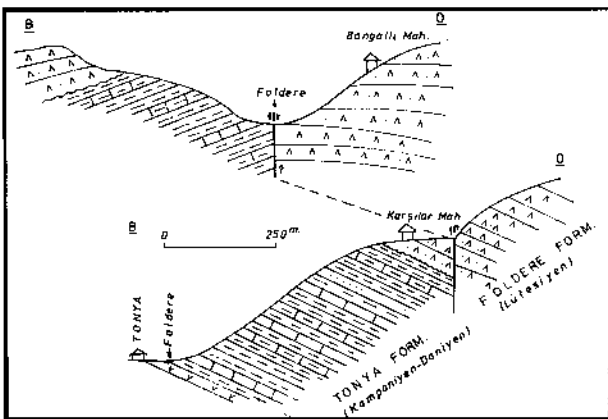
Tanımlı ve Dağılımı: Bu birim inceleme alanı içerisinde başlıca Tonya ilçe merkezi ile, Ağırköy, Muratlı, Ortamahalle ve Karşlar Mahallesi, ayrıca Tonya'nın güneydoğusuna doğru devam ederek Baykuş Tepe, (Sıdıkça) kuzeyi, Şahinkayalar, Mağarataşı Tepe, Menteşe Mezraası ile Çalköyü kuzey kesimlerinde yüzeyler. Beyaz renkli kireçtaşı ve marn araldanmasından oluşan bu birim en yaygın ve tipik olarak Tonya yöresinde yüzeylediği için Tonya formasyonu olarak adlandırılmıştır. Ayrıca Düzköy'ün batısında bu formasyon içerisinde yer alan ve masif kireçtaşlardan oluşan istif ise Şahinkaya üyesi olarak adlandırılmıştır.

Litolojik özellikleri ve Tip Yeri: Tonya formasyonu esas olarak ince-orta tabakalı, beyaz renkli kireçtaşı, kumlu kireçtaşı ve marn araldanmasından oluşmuştur. Ancak inceleme alanının doğusunda yanıl yönde ve üste doğru masif kireçtaşlardan oluşan Şahinkaya üyesine geçer. Formasyonun içerisinde yer yer kayma (Slump) yapıları gözlenir. Birimden alınan kireçtaşların mikroskopik incelemelerinde bunların çoğunluğunun mikritik kireçtaşı daha az bir bölümünün ise biyomikrit oldukları gözlenmiştir.

Tonya formasyonunun tip yeri Tonya ilçe merkezi ile Karşlar Mahallesi arasındadır. Birimin tip kesiti Foldere'den başlayarak Karşlar Mahallesi doğru ölçülmüştür (şekil 5). Koordinatları: Başlangıç: x=4425950, y=524625, z=720 m. Bitiş: x=452375, y=525325, z=920 m.

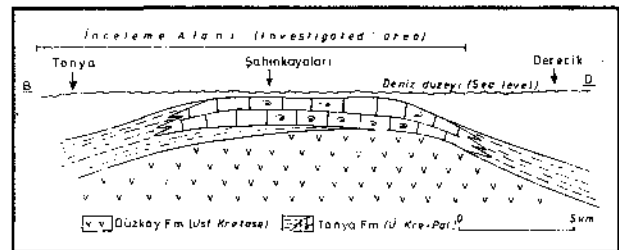
Alt, Üst Sınırlar ve Kalınlık: Tonya formasyonunun alt sınırı Düzköy formasyonu ile uyumludur. Birimi Foldere formasyonu uyumsuz olarak üstler. Tonya Formasyonu yanıl yönde ve üste doğru Şahinkaya üyesine geçer.

Birimin Tonya-Karşlar Mahallesi ölçülen kalınlığı 317 metredir.



Şekil 5: Tonya Formasyonunun Tonya yöresindeki tip kesitleri

Figure 5: Type sections of Tonya formation in the vicinity of Tonya



Şekil 6: Tonya formasyonu ve Şahinkaya üyesinin çökeltme ortamını gösterir şematik kesit.

Figure 6: Schematic section showing depositional environment of Tonya formation and its Şahinkaya member.

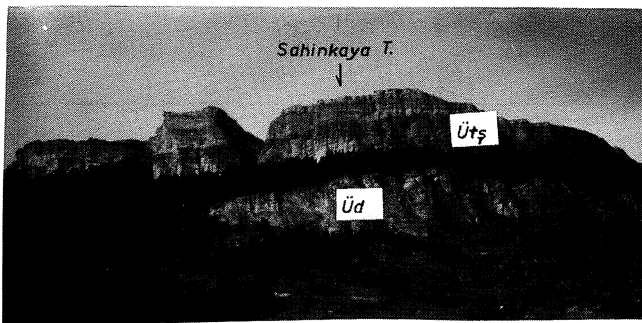
Fosil Topluluğu ve Yaşı: Birimin Tonya-Karşılar mahallesinde ölçülen tip kesitinin 312 metrelik bölümünden alman örneklerin paleontolojik incelemesinde,

Globotruncana lapparenti Brotzen,
Globotruncana bulloides Vogler,
Globotruncana cf. arca (Cushman)
Globotruncana linneiana (d'Orbigny),
Globotruncana cf. falsostuarti Sigal,
Globotruncanita cf. stuartiformis (Dalbiez),
Globotruncanita stuarti (de Lapparent),
Globotruncanite cf. subspinosa (Pessagno),
Rugoglobigerina rugosa (Plummer),
Rosita fornicata (Plummer),
Gansserina gansseri (Bolli)

faunası bulunarak Kampaniyen-Maestrihtiyen ⁱ > yaşta elde edilmiştir. Kesitin 5 metrelik en üst bölümünden alınan örneklerin paleontolojik incelemesinde ise, Morozovella pseudobulloides (Plummer), Planorotalites compressa (Plummer), Globigerina triloculoides (Plummer), Globigerinidae

faunası bulunarak Daniyen (Pakx)sen yaşı elde edilmiştir (Tayinler Prof. Dr. E. Meriç ve Doç. Dr. İ. Tansel, 1992.) Bu paleontolojik verilere göre Tonya formasyonuna Kampaniyen-Daniyen yaşı verilmiştir. Bu paleontolojik ve sedimentolojik veriler Üst Kretase yaşlı çökellerin tedrici olarak Alt Tersiyer'e geçtiklerini göstermektedir.

Çökeltme Ortamı: Birim, litolojik, paleontolojik ve sedimentolojik özelliklerinden dolayı derin denizel bir ortamda çökelmiştir. Ancak inceleme alanının orta kesimlerinde kalan bölgede sığ ortam koşulları nedeniyle Şahinkaya üyesini oluşturan resifal kireçtaşları meydana gelmiştir (şekil 6).



Şekil 7: Tonya formasyonu Şahinkaya üyesinden bir görünüş (Üd: Düzköy fm., Ütş: Tonya fm. Şahinkaya üyesi)

Figure 7 : A view of Şahinkaya member of Tonya formation

Deneştirme: Tonya formasyonu, Özsayar (1971)'in Tarbzoh-Hacimehmet yöresinde ayırtladığı "to. dil ve kireçtaşı istifi", Terlemez ve Yılmaz (1980)'in Ordu-Ünye bölgesindeki Fatsa ve Gököy formasyonları ile, Çapkmoğlu (1981)'nin Hopa-Cankurtaran yöresindeki Cankurtaran formasyonu, Korkmaz ve Gedik (1988)'in Rize - Fındıklı - Çamlıhemşin bölgesindeki Rize formasyonu ile deneştirilebilir özelliktedir. Ayrıca bu birim Orta Karadeniz (Samsun-Sinop) havzasında Gedik ve Korkmaz (1984)'in tanımladığı Akveren formasyonu ile de deneştirilebilir.

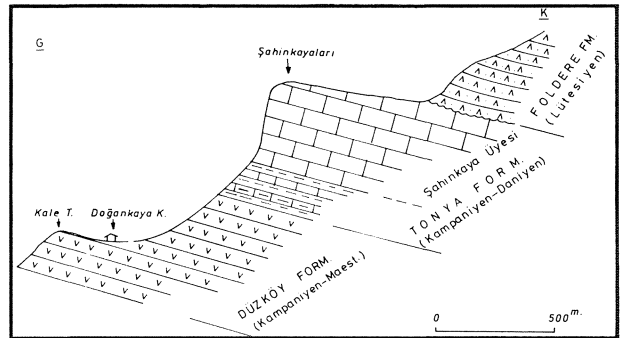
Şahinkaya Üyesi

Tanımlı ve Dağılımı: Bu birim inceleme alanında başlıca Şahinkayaları, Doğanköy (Sadıkça) kuzeyi, Kayaüstü mezraası, Mağarataşı Tepe ve Çalköy dolaylarında yüzeyler. Birim tipik olarak Şahinkayalar'da görüldüğü için Şahinkaya üyesi olarak adlandırılmıştır.

Litolojik Özellikleri ve Tip Yeri Birim esas olarak masif ve yer yer kalın tabakalanma gösteren fosilli (rudistli), resifal kireç taşlarından oluşmuştur. Birimin taban düzeylerinde yer yer kırmızımsı renkli kireçtaşı ve kumlu kireçtaşları yer alır. Bu üye arazide yarılar (falezler) oluşturmasıyla tipiktir (şekil 7). Birimden alman örneklerin mikroskopik incelemelerinde bunların çoğunluğunun biyosparit ve kumlu biyosparitlerden oluştuğu gözlenmiştir.

Üyenin tip kesiti Doğanköy (Sadıkça) köyünün doğusundan başlayarak kuzeye doğru Kayaüstü Mezrasına doğru ölçülmüştür (şekil 8). Koordinatları: Başlangıç: 4522850, y= 530275, z=1200 m. Bitiş: x=4523500, y=530200,z=1400m.

Alt, Üst Sınırlar ve Kalınlık: Şahinkaya üyesinin alt sınırı Tonya formasyonu ile geçişli ve uyumludur. Üyenin üzerine ise uyumsuz olarak Foldere formasyonu oturur. Ayrıca Şahinkaya üyesi yanal yönde de Tonya formasyonu ile geçişlidir.



Şekil 8: Tonya formasyonu Şahinkaya üyesinin tip kesiti

Figure 8: Type section of Şahinkaya member of Tonya formation.

TONYA YÖRESİNİN STRATİGRAFİSİ

Üyenin Şahinkayalar'da ölçülen kalınlığı 125 m. dir.

Fosil Topluluğu ve Yaşı: Birim Tonya formasyonu ile yanal geçişli olduğu için Maestrihtiyen-Daniyen yaşlıdır.

Çökeltme Ortamı: Şahinkaya üyesi Üst Kretase - Tersiyer çökel havzasının sığ bir eşliğinde oluşmuş resifal kireçtaşları olarak yorumlanabilir (şekil 6).

Foldere Formasyonu

Tanımı ve Dağılımı: Bu birim inceleme alanının kuzey-kuzeybatı bölümünde başlıca Foldere vadisi boyunca Melikşah, Karağaçlı Köyü, Bangallı, Kıran, Muratlı ve Yenimahalleler ile Yaylacık Obası, Zeyret Tepe, Veli Tepe, Kınıklı Tepe ve Mevlüt Tepe dolaylarında yüzeyler. Birim en tipik ve yaygın olarak Folder? vadisi boyunca gözlemlendiği için Foldere formasyonu olarak adlandırılmıştır.

Litolojik Özellikleri ve Tip Yeri: Formasyon esas olarak, masif ve kalın katmanlanma gösteren ve tortul arakatmanlar içeren andezitik ve bazaltik lav ve piroklastlardan meydana gelmiş volkano-tortul bir istiftir. Mikroskopik incelemelerde bunların mikrolitik porfirik doku gösteren ayrılmış andezitlerden oluştuğu gözlenmiştir. Formasyonun alt seviyesinde ise gri siyah renkli, bol Nummulites fosilli mam ve şeyller ile kumtaşları yer almaktadır.

Birimin tip yeri Foldere vadisidir.

Alt, Üst Sınırlar ve Kalınlık: Birimin alt sınırı Kampaniyen-Daniyen yaşlı Tonya formasyonu ile üst sınırı ise Neojen (?) yaşlı Karadağ formasyonu ile uyumsuzdur.

Foldere formasyonunun inceleme alanındaki kalınlığı 500-1250 m arasında değişmektedir.

Fosil Topluluğu ve Yaşı: Birimin tabanında yer alan şeyi ve kumtaşlarında bulunan (Koordinatları: x=4529800, y=524400, z=595 m.)

Nummulites laevigatus (Bruguiere),

Nummulites lehneri Schaub,

Nummulites uranensis (de la Harpe),

Nummulites pinfoldi Davies,

Assilina exonses (Sowerby),

Discocyclina sp.

fosillere göre formasyona Alt-Orta Lütesiyen yaşlı verilmiştir (Tayinler Doç. Dr. N. Avşar).

Çökeltme Ortamı: Volkano-tortul istif özelliğinde olan birim volkanik faaliyetlerin egemen olduğu denizel bir ortamda gelişmiştir.

Deneştirme: Bu birim, Tokel (1972)'in Gümüşhane bölgesindeki Alibaba formasyonu, Terlemez ve Yılmaz (1980)'in Ordu-Ünye bölgesindeki Yeşilce formasyonu,

Çapkınoğlu (1981)'nin Hopa-Cankurtaran yöresindeki Borçka volkanitleri, Korkmaz ve Gedik (1988)'in Rize-Fındıklı-Çamlıhemşin bölgesindeki Melyat formasyonu ve Van (1990)'un Artvin bölgesindeki Eosen andezit lav ve piroklastları ile deneştirilebilir.

Karadağ Formasyonu

Tanımı ve Dağılımı* Bu birim inceleme alanının kuzeydoğu kesiminde Karadağ ve çevresinde buluna Çal Yayla, Rısafa Obası, Taşboğazı Yayla, Arklı Yaylı, Düz Yayla ve Balıklı Oba yörelerinde yüzeyler. Birim çok tipik olarak Karadağ (Sisire T.) tepede gözlemlendiği için Karadağ formasyonu olarak adlandırılmıştır.

Litolojik özellikleri ve Tip Yeri: Birim esas olarak bazaltik lav, tüf ve aglomeralardan oluşmuştur. Formasyonun önemli bölümünü oluşturan aglomeralar, olivin-ajitli bazalt çakıllarından meydana gelmiş olup, çakıl boyutları 1-30 cm arasında değişmektedir. Birimden alınan örneklerinde mikroskopik incelemelerinde, bunların mikrolitik porfirik strüktür gösteren olivin-ajitli bazalt oldukları anlaşılmıştır.

Formasyonun tip yeri Karadağ'dadır.

Alt, Üst Sınırlar ve Kalınlık: Bu formasyon inceleme alanının en genç bilimi olup alttaki birimleri uyumsuz olarak üstler. Birimin kalınlığı 100-200 m arasında değişmektedir.

Fosil Topluluğu ve Yaşı: Birimin yaşını doğrudan doğruya verebilecek herhangi bir fosile rastlanamamıştır. Bu formasyonu oluşturan lavlar, Lütesiyen yaşlı Foldere formasyonunu keserek yayılmış genç ve karasal bir volkanizmanın ürünleridir. Bu nedenle bu birimin yaşını Neojen (Miyö-Pliyosen ?) olarak kabul edebiliriz.

Çökeltme Ortamı: Karadağ formasyonu, litolojik özellikleri ve stratigrafik konumuna göre karasal bir volkanizmanın egemen olduğu bir ortamda gelişmiştir.

Deneştirme: Bu birim, Terlemez ve Yılmaz (1980)'in Ordu-Ünye bölgesindeki Canik formasyonu ile deneştirilebilir.

SONUÇLAR

Bu çalışma ile Tonya-Düzköy (GB Trabzon) bölgesinde yaklaşık 230 km²'lik bir alanın 1/25 000 ölçekli jeoloji haritası yapılmıştır.

Litostratigrafi esasına göre inceleme alanında 6 formasyon ve 1 üye ayrılmış, ayrıca paleontolojik verilerden yararlanarak birimlerin kesin yaşları belirlenmiştir.

Bölgede Üst Kretase-Alt Tersiyer (Maestrihüyen-Üaoiyen) geçişi paleontolojik ve sedimantolojik verilerle ortaya konmuştur.

Düzköy yöresi (özellikle Gürgendağ Yayla), Jura-Alt Kretase yaşlı istiflerin coğrafik olarak Pontidler'in en kuzeyinde gözlemlendiği yer olarak tipiktir.

Bölgede, Liyas-Dogger, Kampaniyen-Alt Maestrihtiyen, Lütesiyen ve Miyo-Pliyosen (?) olmak üzere dört ayrı evrede ve çoğunluğu bazik karakterde volkanizmalar meydana gelmiştir.

Bölgedeki ana tektonik hatlar KD-GB yönlüdürler.

Doğu Karadeniz Bölgesi'nde Üst Kretase-Paleosen' de büyük ölçekli resif oluşumu sadece inceleme alanı içerisindeki Şahinkayaları (Çalköy-Doğankaya arası) yöresindedir.

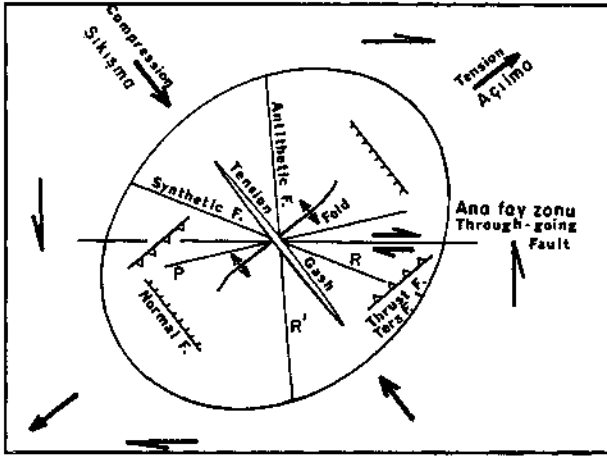
KATKI BELİRTME

Bu çalışmanın gerçekleşmesinde yardım ve katkılarının esirgemeyen KTÜ Müh-Mim. Fak. Dekanlığına, Jeoloji Müh. Bölüm Başkanlığına, ayrıca paleontolojik tayinleri yapan Sayın Prof. Dr. E. Meriç (İ.Ü.), Sayın Doç. Dr. İ. Tansel (İ.Ü.), Sayın Doç. Dr. N. Aşar (Ç.Ü.), Sayın Dr. K. Taşlı (KTÜ) ve petrografik tayinleri yapan Sayın Y. Doç. Dr. A. Van (KTÜ)'a yardımlarından dolayı içtenlikle teşekkür ederim.

DEĞİNİLEN BELGELEE

- Ağar, Ü., 1977, Demirözü (Bayburt) ve Köse (Kelkit) bölgesinin jeolojisi, Doktora tezi, 1. Ü. Fen Fak., 59 s. İstanbul.
- Boynukalın, S., 1991, dereli (Giresun) Baraj Yeri ve Göl alanının Mühendislik Jeolojisi ve Çevre Kayaçların Jeomekanik özellikleri, Doktora tezi 255 s., KTÜ Fen Bilimleri Enstitüsü, Trabzon.
- Bulguroğlu, N., 1991, Düzköy-Çayırbağ (Trabzon) Yöresinin Jeolojik incelemesi, Yüksek Lisans Tezi, 80 s. KTÜ Fen Bilimleri Enstitüsü, Trabzon.
- Bulut, F., 1989, Çambaşı (Trabzon-Çaykara) Barajı ve Uzungöl Hidroelektrik Santral Yerinin Mühendislik Jeolojisi Açısından incelenmesi, Doktora Tezi, 183 s., KTÜ Fen Bilimleri Enstitüsü, Trabzon.
- Çapkinoğlu, Ş., 1981, Borçka-Çavuşlu (Hopa) arasının jeolojisi, yüksek Lisans Tezi, KTÜ Fen Bilimleri Enstitüsü, Trabzon.
- Erguvanlı, K., 1950, Trabzon-Gümüşhane arasındaki bölgenin jeolojik etüdü hakkında rapor, MTA derleme rapor no: 2273.
- Gattinger, T. E., 1962, 1/500 000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritası Trabzon paftası ve izahnamesi, MTA yayını, 75 s., Ankara.
- Gedik, A., Korkmaz, S., 1984, Sinop havzasının jeolojisi ve petrol olanakları, Jeoloji Mühendisliği, 19,53-79.

- Keskin, İ., Korkmaz, S., Gedik, İ., Ateş, M., Gök, L., Küçümen, Ö., Erkal, T., 1989, Bayburt dolayının jeolojisi, MTA derleme rapor no: 8995, Ankara.
- Korkmaz, S., Baki, Z., 1984, Demirözü (Bayburt) güneyinin stratigrafisi, Türkiye Jeoloji Kurultayı Bülteni 5,107-115.
- Korkmaz, S., Er, M., Van, A., Musaoğlu, A., Keskin, İ., Tüysüz, N., 1992, Stratigraphy of the easern Pontides, Inter. Symp. on the Geology of the Black Sea region, s. 17, Ankara
- Korkmaz, S., Gedik, A., 1988, Rize-Fındıklı-Çamlıhemşin arasında kalan bölgenin jeolojisi ve petrol oluşumları, Jeoloji Mühendisliği, 32/33, 5-15.
- Özsayar, T., 1971, Geologie und Palaeotologie des Gebites Östlich Trabzon (Anatolian), Giess. Gcol. schr. n. 1, Doktora Tezi, Giesen.
- Özsayar, T., Pelin, S., Gedikoğlu, A., 1981, Doğu Pontidlerde Kretase, KTÜ Yer Bilimleri Dergisi, Jeoloji 1, 2,65-114.
- Pelin, S., 1977, Alucra (Giresun) Güneydoğu Yöresinin Petrol Olanakları Bakımından Jeolojik İncelemesi, Doçentlik Tezi, KTÜ yayını no:87,103 s., Trabzon.
- Seymen, İ., 1975, Kelkit Vadisi Kesiminde Kuzey Anadolu Fay Zonunun Tektonik özelliği, Doktora tezi, 192 s., İTÜ, İstanbul.
- Şahin, N., 1987, Kaymakam kayası (Sinop) ve Tonya (Trabzon) Yörelere Üst Kretase İstiflerinin Heterohecid ve Küçük Bentonik Faunası, Yüksek Lisans Tezi, 38 s., K. T. Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü, Trabzon.
- Takashi, H., Öner, O., 1975, Trabzon bölgesinin 1/50 000 ölçekli jeoloji haritası, MTA arşiv no: 30670, Ankara.
- Tarhan, F., 1982, Artvin Granitinin Mühendislik Jeolojisi Açısından İrdelenmesi, doçentlik tezi, 148 s., KTÜ, Trabzon.
- Taşlı, K., 1984, Hamsiköy (Trabzon) yöresinin jeolojisi, Karadeniz Üniversitesi Dergisi, Jeoloji, 3, 1/2, 69-76.
- Terlemez, İ., Yılmaz, A., 1980, Ünye-Ordu-Koyuhisar-Reşadiye arasında kalan bölgenin stratigrafisi, TJK Bülteni, 23,2,179-191.
- Tokel, S., 1972, Volcanic and stratigraphic history of the Gümüşhane area, NE-Turkey, Doktora Tezi, University of College, Londra.
- Van, A., 1990, Doğu Pontid Kuşağında Artvin Bölgesinin Jeokimyası, Petrojenezi ve Masif Sülfid Mincralizasyonları, Doktora Tezi, 220 s., KTÜ Fen Bilimleri Enstitüsü, Trabzon.



Şekil 1: Doğrultu atımlı fay zonlarında gelişen yapılar arasındaki geometrik ilişkileri gösteren diyagram

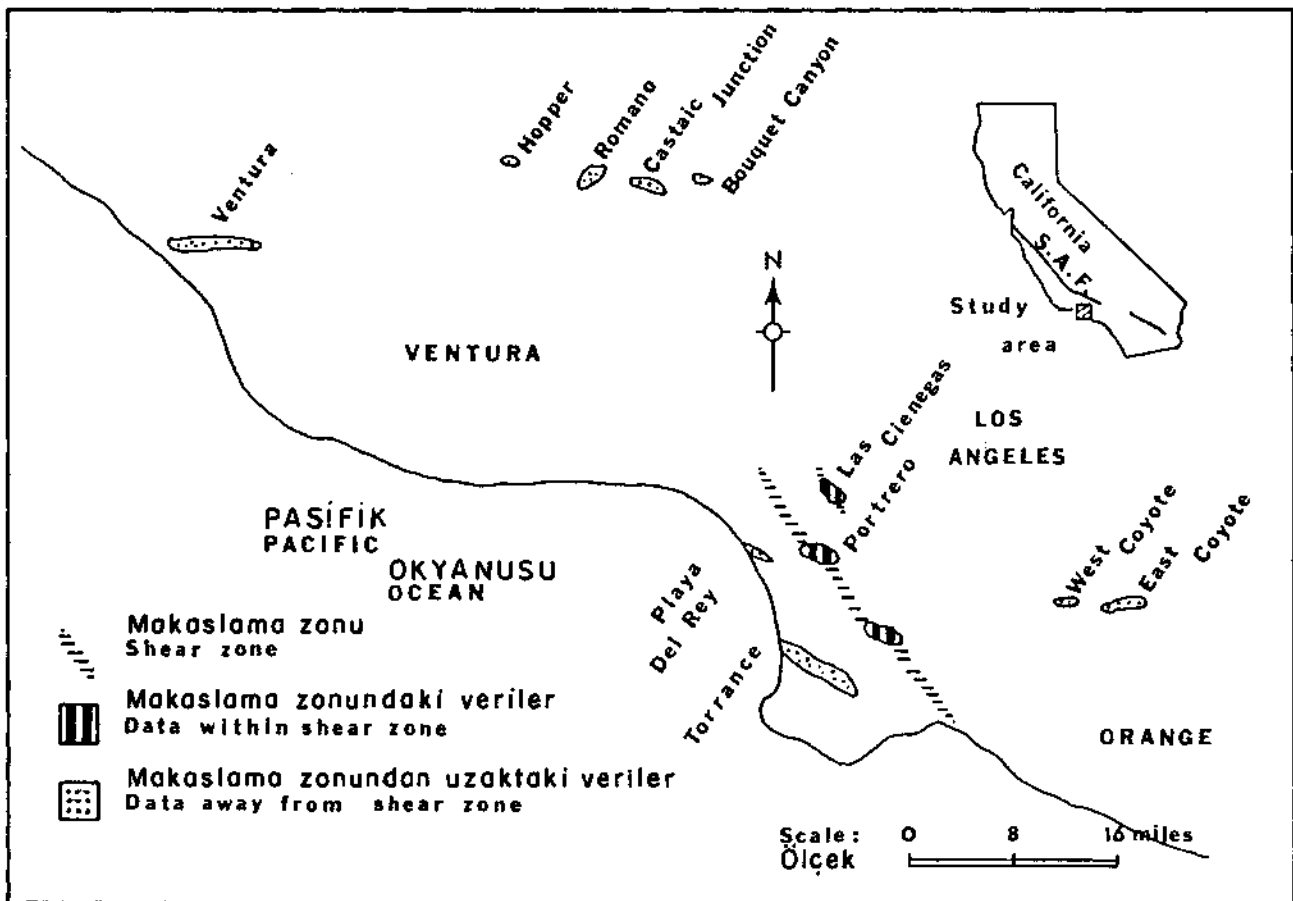
Figure I: Plan view of geometric relations among structures expected to form along a strike-slip fault zone

çalışılmıştır. Bu fay zonunun çalışmasında kademeli kıvrımlarla ilişkili petrol üretim alanlarının varlığı önemli bir faktördür. Fay zonu boyunca petrol üretim alanlarından elde edilen yeraltı haritaları bu çalışma için gerekli olan verileri sağlamıştır. Verilerin çoğunun Los Angeles ve Ventura bölgelerine yoğunlaşması nedeniyle çalışma sözü edilen bu bölgede gerçekleştirilmiştir (şekil 2).

İncelenen her kıvrım için farklı yaş ve derinlikteki birimleri temsil eden en az iki yapı haritası ve çalışılan birimlerin yaşını gösterir stratigrafik sütun elde edilmiştir. Şekil 3 bunun bir örneğini göstermektedir.

Bölge jeolojisinin yalınlığı Los Angeles ve Ventura bölgelerinin çalışma alanı olarak seçiminde rol oynayan diğer bir faktördür. Jeoloji basit olarak iki bölümde incelenebilir:

a) Temel kayaları; ve b) sedimenter birimler. Temel kayaları iki tiptir. Birincisi mavi ve lavsonit şistlerden oluşan Katalina şistidir. İkinci kaya türü yeşil şist ve serpantinlerden oluşan Fransiscan karmaşığdır. Fransiscan karmaşığı Los Angeles bölgesinin batı kısmında görülür.



Şekil 2: Çalışma alanı ve geometrisi incelenen kıvrımların çalışma alanı içindeki yerleri

Figure 2: Study area and locations of data used for investigating en echelon fold geometry

KADEMELİ KIVRIM GEOMETRİSİ

Taban birimlerin üzerine uyumsuz olarak sedimenter birimler gelir. Sedimenter kayalar genel olarak kumtaşı ve silt taşından oluşmuştur. Bu istif hemen hemen bütün bölge için karakteristiktir. İstifte bazı farklılıklar da mevcuttur. Bunlara örnek olarak Üst Kretase'de konglomeralar, Orta Miyosen'de volkanik kayalar ve Pliyosen ile Pleistosen'de denizel olmayan klastikler gösterilebilir.

Bölge Üst Kretase'den Alt Miyosen'e kadar bir havza niteliğini korumuştur. Üst Miyosen'den itibaren Pasifik Plakasının Kuzey Amerika Plakasıyla çarpışması nedeniyle yaklaşık 15 milyon yıl öncesinden başlayarak bir makaslama ve sıkışma rejiminin etkisi altında kalmıştır. Bu rejim bölgede San Andreas fayının gelişimine yol açmıştır (Campbell and Yerkes 1976).

KIVRIM GEOMETRİSİ

En echelon kıvrımların geometrisini öğrenmek amacıyla yumuşak reçineyle yapılan deneylerden yararlanılmıştır. Deneyler:

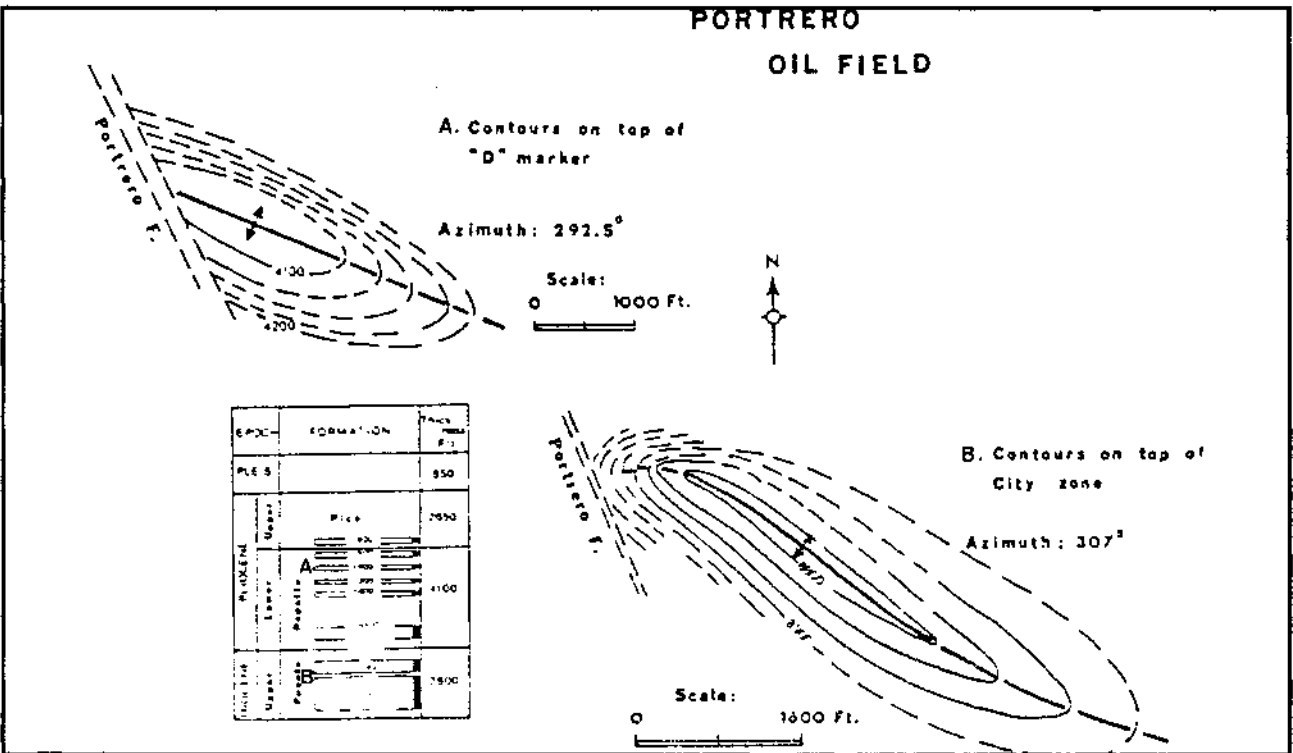
- Faylanmayla ilgili kıvrımlanmanın şekli
- Artan deformasyonla en echelon kıvrım çizgisindeki değişimi incelemiştir.

Bir deformasyon haznesi, iki hareketli blok, thermocouple ve milivoltmetreden oluşan deney aygıtında bloklar hazne içersinde makaslama olayını oluştura-

bilmek, thermocouple ve milivoltmetre deformasyon süresince sıcaklığı ölçebilmek amacıyla kullanılmıştır. Deney esnasında hazne reçine ile doldurulmuş ve arzu edilen katılık elde edilene kadar ısıtılmıştır. Daha sonra hareketli bloklar hareket ettirilerek malzemede oluşan kıvrımların kıvrım çizgileri gözlenilmiştir.

Deneyler esnasında kıvrımların en echelon bir örnek gösterdikleri ve kıvrım çizgilerinin makaslama moduna uygun olarak saat yönünde ve aksi yönde rotasyona uğradıkları gözlenilmiştir. Kıvrım gidişindeki rotasyonun büyüklüğünün sıcaklık, deformasyon miktarı ve birim zamandaki deformasyonla kontrol edildiği görülmüştür. Deneysel sonuçlar kıvrım çizgilerinin stratigrafik bir kesitinin farklı derinliklerinde birbirine paralel olmayacağını ve değişik gidişler gösterebileceğini ortaya koymuştur (Koral, 1983).

Kıvrım geometrisi Los Angeles ve Ventura bölgelerindeki oniki ayrı antiklinalde iki farklı düzeyde incelenmiştir. Tablo 1 çalışılan kıvrımlardan elde edilen sonuçları sergilemektedir. Tablodaki 2. sütun kullanılan verilerin kaynaklarını, 3. sütun kıvrım gidişlerinin coğrafik yönlerini, 4. sütun gidişlerin ölçüldüğü düzeylerin jeolojik yaşlarını ve 5. sütun ise makaslama yönü ile deformasyon anında yaptıkları açıları varmaktadır. Veriler kıvrım çizgilerinin artan derinlikle (yaşlıya doğru) sistematik bir dönme (rotasyon) yaptığı göstermektedir. Kıvrım eksen



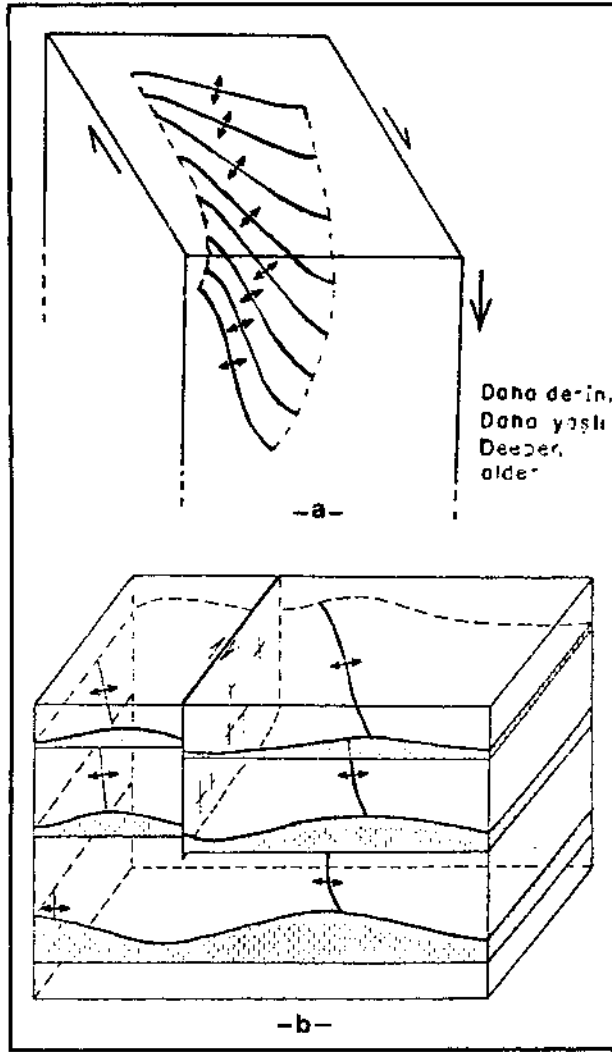
Şekil 3: En echelon kıvrım geometrisini araştırmada kullanılan veri örneği

Figure 3: An example of information used for obtaining en echelon fold geometry

düzlemi artan derinlik ve yaşla bir yelpaze görünümü kazanmaktadır. Bu geometri yaşlı birimlerde kıvrım çizgisindeki dönme sonucunda oluşur (şekil 4a).

Kıvrım çizgisinin rotasyonu sağ yönlü faylarda saat yönünde ve sol yönlü faylarda saat yönünün tersindedir. Keza artan deformasyonla kıvrım çizgilerinin makaslama yönü ile daha küçük açılar oluşturduğu görülmüştür. Şekil 4b, Tablo 1'de verilen kıvrım gidişindeki açısal değişimlerin şematize olarak gösterilişidir.

Kıvrımlarda gözlenen diğer bir özellik derinlikle kıvrımlardaki şekil değişiminin artmasıdır. Derinlik ve



Şekil 4: Artan derinlikle kıvrım gidişindeki değişimi ve; en echelon kıvrımların üç boyutlu geometrisini gösteren diyagramlar (Koral, 1983)

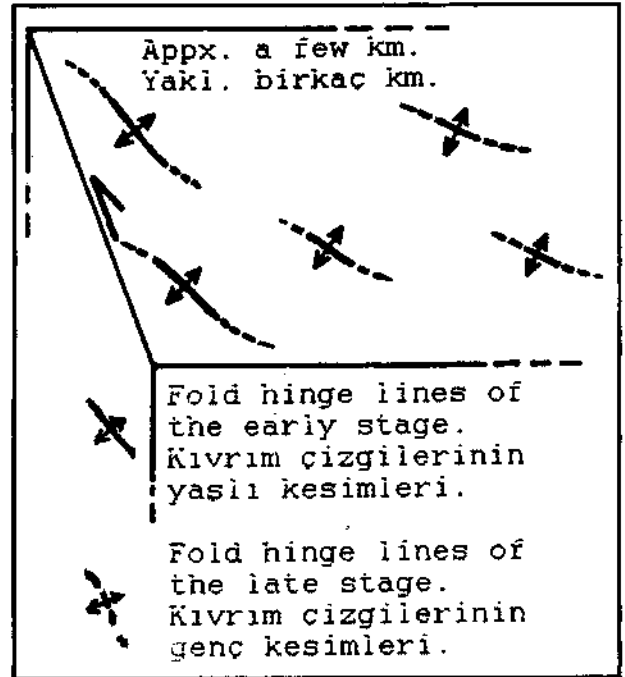
Figür e 4: Diagrams depicting azimuths of a nested fold at successively deeper levels, and exaggerated three-dimensional geometry of an echelon folds (Koral, 1983)

birimin yaşı arttıkça kıvrılma miktarı da artmaktadır. Ayrıca, San Andreas fayı boyunca kıvrımlar yüzeyde fay zonuna uzaklıkla oransal olarak değişen bir özellik gösterirler. Uzak bölgelerdeki kıvrımlar ana fay zonuyla daha büyük açılar oluştururlar. Yüzeysel kıvrımların bir diğer geometrik özelliği de kıvrım çizgilerinin sigmoidal şeklindedir. Bu şekil en echelon kırıklarınkine benzerdir ve kıvrım çizgisindeki dönme (rotasyon) ve büyümenin sonucunda gelişir.

Bu kıvrım şekli deformasyon ilerledikçe daha belirgin bir hale gelir (şekil 5).

TARTIŞMA

Kayaların akışkanlar gibi davranması jeologlar için şaşırtıcı bir özellik değildir. Bu özellik deneysel çalışmalarda gözlenebilmesine rağmen deneysel çalışmalarda süre sınırlamaları gözlenebilir bir deformasyonu ortaya koymada önemli bir engel teşkil eder. Bu nedenle laboratuvar çalışmaları daha büyük yükler ve hatla daha büyük deformasyon hızlarıyla yapılır. Bununla birlikte gerek saha ve gerekse l aboratuvar çalışmalardan kayaların viskoz malzemeler gibi davrandıkları sonucu çıkarılabilir.



Şekil 5: En echelon kıvrım çizgisinin sigmoidal şekli ve ana fay zonuna uzaklığın kıvrım gidişine etkisi

Figure 5: Relationship between the sense of shear and the sigmoidal shape of an en echelon fold hinge line, and the influence of distance on the sigmoidal shape

SITE	Source of data	ϕ	Age (my)	α
WEST COYOTE	(4) v.420-C	272.5	1.5	46.1
	(1) v. II, 48	277	7	41.6
EAST COYOTE	(4) v.420-C	253.5	1.5	65.1
	(1) v. II, 46	263.5	7.5	55.1
VENTURA	(3) v. 170	261.5	5	57.1
	(1) v. II	267.5	7	51.1
ROMANO	(3) v. 170	256.5	6	69.2
	(1) v. 37	269	9.5	56.7
PLAYA DEL REY	(1) v. 30	290	7	35.7
	(1) v. 17	296	11.5	29.7
CASTAIC JUNCTION	(1) v. II	278.5	9	47.2
	(1) v. 52-2	285	11.5	40.7
BOUQUET CANYON	(4) v. 334-H	281.5	2.5	37.1
	(1) v. 53-2	289	9.3	36.7
	(1) v. 53-2	292.5	11.2	33.2
TORRANCE	(1) v. II	286	9.5	39.7
	(1) v. 32-1	293	13.5	32.7
HOPPER CANYON	(2) p. 2	236	14	99
	(1) v. II	241.5	17	93.5
DOMINQUEZ	(3) v. 170	290.5	325.7	35.2
	(2) pt. 1	297.5		28.2
PORTRERO	(2) pt. 1	292.5	325.7	33.2
	(1) v. 47	307		18.7
LAS CIENEGAS	(1) v. 56-1	303	325.7	22.7
	(1) v. 51-2	312		13.7

Tablo I. Kıvrım geometrisini araştırmada kullanılan veriler ve gözlenen açıl değişimler

Table I. Data used for investigating the fold geometry and observed angles of rotation

- (1). California Division of Oil and Gas, California Oil Fields - Summary Operations
- (2). California Division of Oil and Gas, California oil and gas fields maps and data sheets;
- (3). California Division of Mines Bulletin;
- (4). U.S. Geological Survey Prof. Paper;
- (5). A.A.P.G. Bulletin.

Deneysel çalışmalar kayaların deformasyona cevabının fiziksel parametrelere göre değiştiğini göstermektedir. Bu parametreler çevre basıncı, sıcaklık, akışkan basıncı, asal gerilme veya deformasyon hızıdır. Sıcaklık ve çevre basıncı derinlik arttıkça artar. Böylece kayalar derinlikle değişen mekanik özellikler gösterirler. Kayalar ayrıca artan yaşla dereceli olarak kohezyon

KADEMELİ KIVRIM GEOMETRİSİ

kazanırlar. Daha yaşlı birimler gençlere oranla daha yüksek kohezyona sahiptirler. Bu nedenle kademeli (en echelon) kıvrımların geometrisinde sadece çalışılan seviyeler arasındaki yaş farkı değil, fakat aynı zamanda derinlikle değişen kaya özelliklerinin ve fiziksel parametrelerin etkisi vardır.

SONUÇLAR

San Andreas Fay zonundaki en echelon kıvrımlar için bir geometri tahmin edilmiş ve bu verilerle desteklenmiştir. Bir kıvrımda farklı stratigrafik seviyelerde kıvrım çizgisinde sistematik bir değişimin var olduğu görülmüştür. Değişimin (rotasyonun) büyüklüğü incelenen birimler arasındaki yaş farkı ve deformasyonu etkileyen fiziksel parametrelerin bir sonucudur.

KATKI BELİRTME

Bu çalışmanın oluşumuna değerli katkıları nedeniyle Prof. M. Brian Bayly'ye teşekkürü borç bilmekteyim. Makalenin bilgisayara yazımında emeği geçen Şamil Şen'e teşekkür ederim.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Aydın, A., and B. M. Page, 1984. Diverse Pliocene-Quaternary tectonics in a transform environment, San Francisco Bay region, California, G. S. A. Bulletin, 95, 1303-1317.
- Bartlett, W. L., M. Friedman, and J. M. Logan, 1981. Experimental folding faulting of rocks under confining pressure, Part IX. Wrench faults in limestone layers. Tectonophysics, 79,255-277.
- Barton, C. L., 1931. A report on Playa Del Rey oil field. California Div. Oil and Gas. Summary of operations, 17, 5-22.
- California Division of Oil and Gas, 1961. California oil and gas fields maps and data sheets, Los Angeles-Ventura basins and Central Coastal regions, part 2 496-913.
- California Division of Oil and Gas, 1974. California oil and gas field, south central, coastal and offshore California, volume 2.
- Campbell, R. H. and R. F. Yerkes, 1976. Cenozoic evolution of the Los Angeles basin area-relation to plate tectonics. A. A. P. G. pasific Section misc. Rub., 24, 541-558.
- Campbell, J. D., 1958. En echelon folding. Economic Geology, 53, 448-472.
- Cordova, S., 1966. Castaic Junction oil field. California Div. of Oil and Gas, Summ. of Operations, 52 (2), 55-56.

- Driggs, J. L., N. N. Sampson, 1951. Romano Oil Field. California Div. of Oil and Gas, Summ. of operations, 37 (1), 5-12.
- Gravse, D. T., 1954, Geology of the Dominquez oli field, Los Angeles County. Division of Mines Bulletin 170, map sheet 32.
- Harding, T. F., 1973. Newport-Inglewood trend, California-an example of wrenching style deformation. A. A. P. G. Bulletin, 57, 97-115.
- Harding, T. F., 1974. Petroleum traps associated with wrench faults, A. A. P. G. Bulletin, 58, 1290-134.
- Hodges, F. C., 1944. Gas storage and recent developments in the Playa Del Rey oil field. California Division of Oil and Gas, Summ. of Operations, 30 (2), 3-10.
- Jennings, C. W., and B. W. Troxel, 1954. Geology of Southern California, Geologiv guide 2, Ventura basin. Divison of Mines Bulletin, 170, 1-63.710.
- Johnson, R. A., 1961. East area of Portrero oil field. California Div. of oil and Gas. Summ. of Operations, 47 (2), 65-74.
- Koral, H., 1983. Folding of strata within the shear zones: inferences from the azimuths of en echelon folds alog the San. Andreas fault. Unpublished M. Sc. thesis, Rensselaer Polythecnic Institute, 100 p.
- Mefferd, M. G. and S. Cordova, 1962. West Coyote oil field. California Division of oil and Gas, Summ. of operations, 48 (1), 37-46.
- Mefferd, M. G., 1970. Murphy area of Las Cienagas Oil Field. California Division of Oil and Gaz. Summ. of operations, 56 (1), 5-14.
- Odonne, F., and P. Vialon, 1983. Analogue models of folds above a wrench fault. Tectonophysics, 99, 31-46.
- Ramsay, J. G., 1980. Shear zone geometry: a review. Journal of Structural Geology, 2, 83-99.
- Sylvester, G. A., 1988. Strike-slip fault. G. S. A. Bulletin, 100, 1666-1703.
- Tchalenko, J. S., and N. N Ambraseys, 1970. Structural analysis of the Dasht-e Bayaz (Iran) earthquake fractures. G. S. A. Bulletin, 81, 1625-1640.
- White, L., 1946. The schist surface of the Western Los Angeles basin. California Divison of Oil and Gas, Summ. of operations, 32 (1): 3-11.
- Wilcox, R. E., T. P. Harding, and D. R. Seely, 1973. Basic-wrench tectonics. A. A. P. G. Bulletin, 57, 74-90.
- Winterer, E. L. and D. L. Durham, 1962. Geoyogy of Southern Ventura Basin, Los Angeles County, California. U.S. Geological Survey Prof. Papar, 334 (H), 275-366.
- Ybarra, R. A., M. W. Dosch and A. D. Stockton, 1960. East Coyote oil field. California Div. of Oil and Gas. Summ. of Operations, 46 (1), 71-76.
- Yeats, R. S., 1973. Newport-Inglewood Fault Zone, Los Angeles Basin, California. A. A. P. G. Bulletin, 57, 117-135.
- Yerkes, R. S. et al., 1965. Geology of the Los Angeles Basin, California an introduction. Geological Survey Prof. Paper, 420 (A), 117-135.
- Yerkes, R. F., 1972. Geology and oil resourcses of the Western Puente Hills area, South California. Geological Survey Prof. Paper 420 (C), 1-62.
- Zulberti, J. L., 1967. Bouquet Canyon Oil Field. California Div. of Oil and Gas. Summ. of Operations, 53 (2), 57-61.

İnceleme alanındaki Ofiyolitik seriye ait kayaçların incelenmesi sonucunda; serpantin, ojit, diyallag, olivin (serpantitleşmiş), klorit içeren ve kloritleşme ile serpantinleşmenin gözlemlendiği gabrolardan oluştuğu saptanmıştır. (şekil.3).

Hekimhan formasyonu (Krh)

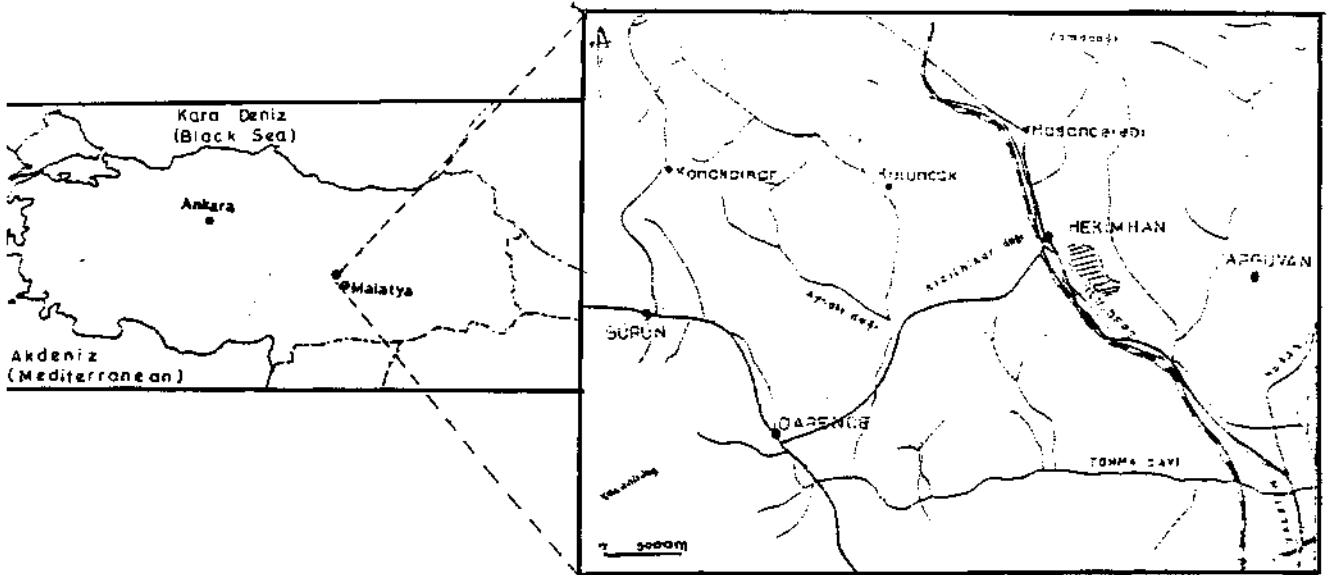
Çalışma alanının çok büyük bölümünde yüzeyleyen birimin biyostratigrafisini aydınlatmak amacıyla 4 adet ölçülü stratigrafi kesiti ölçülmüştür (şekil.4). Birimin tip yeri Hekimhan (Malatya) ilçesi dolayındadır. Tip kesiti de ilçenin GD'sunda yapılmıştır. K_{30} -b3 paftasında $38^{\circ} 45' 54''$, $38^{\circ} 48' 32''$ enlemleri ile $37^{\circ} 57' 04''$, $37^{\circ} 59' 46''$ boylamları arasındaki bölgeyi kapsar. Kalınlığı 533 m olan birim içerisinde 3 üye ayrılmıştır. Tabanda yer alan konglomera, kumtaşı, silttaşı ve miltaşından oluşan 110 m kalınlıktaki klastikler Yığma üyesi, bunun üzerine uyumlu olarak gelen ve fliş fasiyesinde olan 395 m kalınlıktaki birim Çörekli üyesi ve en üstte yer alan 28 m kalınlıktaki resifal kireçtaşları da Kuşkaya üyesi olarak adlandırılmıştır. Birim ofiyolitik seri üzerine uyumsuzlukla gelir. Üzerinde ise, çalışma sahasında hiçbir birim gözlenememiştir. Birim içerisinde yer alan ünitelere ait tabakaların hepside yatay veya yataya yakın konumdadır. Formasyonun Çörekli üyesi oldukça bol planktik foraminifer içerir. Aynı birim içerisinde bentik foraminifer de bulunmuştur. Kuşkaya üyesi içerisinde de bol makrofossil ve bentik foraminifer gözlenir. Biyostratigrafi bölümünde ayrıntılı olarak verilecek olan bu formlara göre birimin yaşı Kampaniyen-Maestrihtiyen dir.

Yığma Üyesi (Krh)

Çalışma alanında, özellikle Boyalık deresi boyunca gözlenen birimin tip yeri Yığma sırtı GD'sı dolayındadır. Tip kesiti de aynı yerde yapılmıştır ($38^{\circ} 46' 48''$, $38^{\circ} 47' 20''$ enlemleri ile $37^{\circ} 58' 44''$, $37^{\circ} 58' 58''$ boylamları). Birimin tabanını oluşturan 70 m kalınlıktaki konglomera, Ofiyolitik seri üzerine uyumsuz olarak gelir. Çoğunluğu Ofiyolitik seriye ait olan çakıllar iyi yuvarlaklaşmış ve iyi bir derecelenme gösterirler. Çimento karbonatlı kildir. Bu konglomera tedrici olarak kumtaşına geçer. 40m kalınlıktaki bu kumtaşı biriminde de oldukça iyi derecelenme gözlenir. Öyle ki, alt düzeylerde orta taneli kumtaşı olarak gözlenen birim en üst düzeylerde silt taşı dönüşmektedir. Birimin petrografik incelenmesinde, tanelerin çoğunluğunu ofiyolitik seriye ait kayaçlar, diğerleri ise kuvars, feldispat klorit, mika ve çok az olarak da glokoniler saptanmıştır.

Birim, ofiyolitik seri üzerine uyumsuz olarak gelir. Üzerinde ise uyumlu olarak Çörekli üyesi yer alır. İçerisinde fosil bulunmamasıyla birlikte Hekimhan formasyonunun tabanını oluşturan bu üyenin yaşının Kampaniyen olacağı doğaldır.

Çörekli Üyesi (Krhç) Çalışma alanında en geniş yayılıma sahip olan birimin tip yeri aynı paftada Çardaktepe dolayındadır. Tip kesiti de burada yapılmıştır. ($38^{\circ} 45' 54''$, $38^{\circ} 48' 32''$ enlemleriyle $37^{\circ} 58' 11''$, $37^{\circ} 59' 46''$ boylamları arasındaki bölgeyi kapsamaktadır). Ayrıca İmanlıkır tepe KB'sında, Kızılsırt kuzeyinde ve Kuşkaya tepe civarındaki yörelerde yardımcı kesitler ölçülmüştür.



Şekil 1: Yer Buldum Haritası
Figure I: Location Map

HEKİMHAN YÖRESİNDEKİ BİRİMLER

Gri, kırmızı sarı ve bej renkli olan bu birim kumtaşı-marn-kireçtaşı ardalanmasından oluşan fliş fasiyesindeki çalışma sahasının kalınlığı 395 m olarak ölçülmüştür. Birim Yığma üyesi üzerine uyumlu olarak gelir. Üstte ise uyumlu olarak Kuşkaya üyesi yer alır.

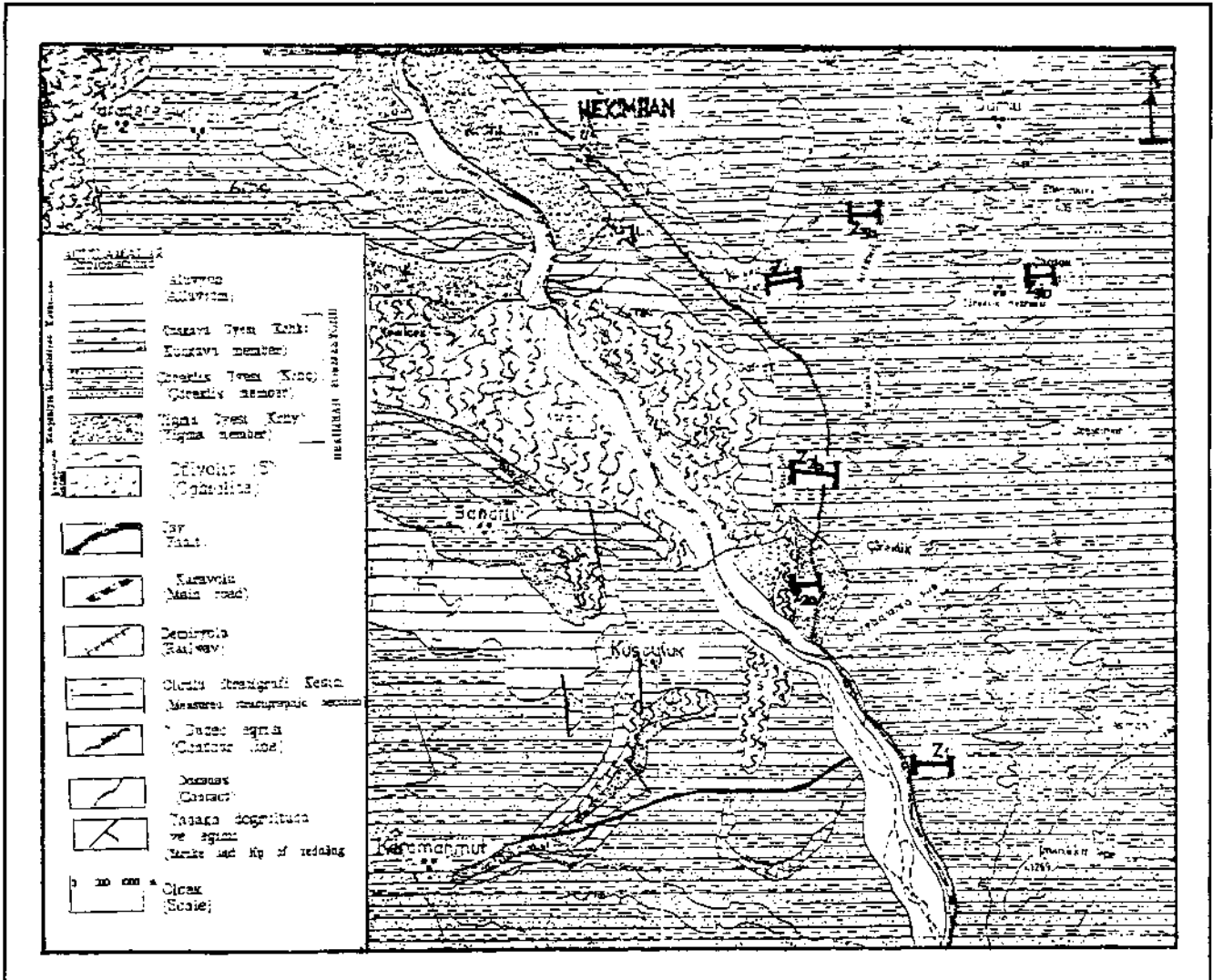
Alt düzeylerde daha kalın tabakalı olan kumtaşları, üst düzeylerde incelmektedir ve ince taneli kumtaşları olarak saptanan birimin taneleri, boylan 0.05 mm ile 0.20 mm arasında değişen kuvars, feldispat, piroksen, amfibol, biyotit ile volkanik, plütonik ve metamorfik kayaç parçalarından oluşmuşlardır. Bağlayıcı spartit, kalsit çimento olup ve yaygın olarak demirle boyanmış olarak gözlenir. Taneler köşeli ve silik köşeli (ast olgun) dirler. Boylanma zayıftır ve derecelenme görülmez.

Alt düzeylerde ince olup üste doğru kahnaşan marnlar, çok bol planktik foraminiferler yanında bentik foraminiferleri de içerirler.

Kireçtaşları 10-30 cm kalınlıkta olup; yer yer taneli karakterdedirler. İnce kesitlerinde spartit doku gözlenmekte ve bol bentik foraminiferler ile makrofosil kavkuları içermektedir.

Yapılan biyostratigrafik çalışmalar sonucunda üye içerisinde detaylı planktik foraminifer biyostratigrafisi yapılarak 3 adet planktik foraminifer zonu ayrılanmıştır ve yaşının Orta Kampaniyen-Orta Maestrihtiyen olduğu saptanmıştır.

Kuşkaya Üyesi (Krhk) Çalışma sahasındaki bazı yükseltiler üzerinde yer yer rastlanan birimin tip yeri aynı paftada Kuşkaya tepededir. Tip kesitide burada ölçülmüştür (38° 48' 12" 38° 48' 15" enlemleri ile 37° 57' 04" 37° 58' 55" boylamları). İmanlıkır tepe Yüce kaya tepeleri civarında da yardımcı kesitleri bulunmaktadır. Birim Çöreklik üyesi üzerine uyumlu olarak gelir. Üzerinde ise, çalışma alanında hiç bir birime rastlanmaz. Kalınlığı 28 m olan bu



Şekil 2: İnceleme alanının jeolojik haritası (Bulut 1964'ten düzeltilerek alınmıştır)
Figure 2: Geological map of the investigated area (Taken from Bulut 1964)

kireçtaşları resifal karakterli olup, bol mercan ve rudist içerirler. İnce kesitlerinde sparit dokulu oldukları ve bol bentik foraminifer içerdikleri saptanmıştır. Fosillere göre birimin yaşı üst Maestrihtiyendir.

ÖLÇÜLÜ STRATİGRAFİ KESİTLERİ

İmanlılar Tepe Ölçülü Stratigrafi Kesiti (Zx)

Kesit; 1/25 000 Ölçekli Malatya K₃₉-b3 paftasında 38° 45' 54", 38° 45' 55" enlemleri 37° 58' 20" 38° 58' 11" boylamları arasında yapılmıştır. Çöreklik üyesinin alt

SERİ (Series)	KAT (Stage)	FORMASYON (Formation)	ÜYE (Member)	BİYÖZON (Biozone)	KALINLIK, m (Thickness)	ÇRNEX NO (Sample no)	SEMBOLLER (Symbols)	AÇIKLAMALAR (Explanations)	
								LİTOLOJİK (Lithologic)	PALEONTOLOJİK (Paleontologic)
ÜST KRETASE (Upper Cretaceous)	Kampaniyen (campanian)	Maestrihtiyen (Maestrichtian)	HEKİMHAN	ÇÖREKLİK	Rosita contusa	150	89	Beşz renkli resifal kireçtaşı (Biyosparit) (White colored reefoidal limestone (Biosparit))	Orbitoides medius d'ORBIGNY, Textularia sp., Dehalocylus macroporus (LAHARCK)
							86	Acık sarı renkli killi kireçtaşı (Biyokilit) (White-yellow colored clayey limestone)	Globotruncana arca (CUSHMAN), Globotruncana lapparenti BROTZEN, Globotruncana linneiana (d'ORBIGNY), Globotruncana bulloides VOGLER, Globotruncana ventricosa WHITE, Globotruncana stuarti (de LAPPARENT), Globotruncana stuartiformis (DALBIEZ), Globotruncana calcarata (CUSHMAN), Rosita formicata (PLUMMER), Rosita contusa (CUSHMAN), Gansserina gansseri (BÖLLI), Rugoglobigerina rugosa (PLUMMER), Harsonella oxycaena (REUSS), Bolivinaoides decharatus (ZONES), Globorotalites nichelionensis (d'ORBIGNY), Hedbergella sp., Gublerina sp., Pseudotextularia sp., Sphondosaria sp., Bolina sp., Cibicides sp., Neoflabelina sp., Anomalinoides sp., Frondularia sp., Lituola sp., Anodiscus sp., Textularia sp., Terrispirillina sp.
							59	Sarı renkli yumuşak mara (Yellow colored soft marl)	Globotruncana arca (CUSHMAN), Globotruncana lapparenti BROTZEN, Globotruncana linneiana (d'ORBIGNY), Globotruncana bulloides VOGLER, Globotruncana ventricosa WHITE, Globotruncana stuarti (de LAPPARENT), Globotruncana stuartiformis (DALBIEZ), Globotruncana calcarata (CUSHMAN), Rosita formicata (PLUMMER), Rosita contusa (CUSHMAN), Harsonella oxycaena (REUSS), Bolivinaoides decharatus (ZONES), Globorotalites nichelionensis (d'ORBIGNY), Heterohelix globulosa (EMERBERG), Rugoglobigerina rugosa (PLUMMER), Hedbergella sp., Pseudotextularia sp., Sphondosaria sp., Bolina sp., Cibicides sp., Neoflabelina sp., Anomalinoides sp., Frondularia sp., Bathysiphon sp., Rodosaria sp., Lituola sp., Chitostoma sp.
							55	Gri renkli ince taneli kumtaşı (Gray colored fine grained sandstone)	Globotruncana arca (CUSHMAN), Globotruncana lapparenti BROTZEN, Globotruncana linneiana (d'ORBIGNY), Globotruncana bulloides VOGLER, Globotruncana ventricosa WHITE, Globotruncana stuarti (de LAPPARENT), Globotruncana stuartiformis (DALBIEZ), Globotruncana calcarata (CUSHMAN), Rosita formicata (PLUMMER), Rosita contusa (CUSHMAN), Harsonella oxycaena (REUSS), Bolivinaoides decharatus (ZONES), Globorotalites nichelionensis (d'ORBIGNY), Heterohelix globulosa (EMERBERG), Rugoglobigerina rugosa (PLUMMER), Hedbergella sp., Pseudotextularia sp., Sphondosaria sp., Bolina sp., Cibicides sp., Neoflabelina sp., Anomalinoides sp., Frondularia sp., Bathysiphon sp., Rodosaria sp., Lituola sp., Chitostoma sp.
							51	Gri renkli sert mara ve gri renkli ince taneli kumtaşı ardalanması (Alternation of gray hard marl and gray colored, fine grained sandstone)	Globotruncana arca (CUSHMAN), Globotruncana lapparenti BROTZEN, Globotruncana linneiana (d'ORBIGNY), Globotruncana bulloides VOGLER, Globotruncana ventricosa WHITE, Globotruncana stuarti (de LAPPARENT), Globotruncana stuartiformis (DALBIEZ), Globotruncana calcarata (CUSHMAN), Rosita formicata (PLUMMER), Rosita contusa (CUSHMAN), Harsonella oxycaena (REUSS), Bolivinaoides decharatus (ZONES), Globorotalites nichelionensis (d'ORBIGNY), Heterohelix globulosa (EMERBERG), Rugoglobigerina rugosa (PLUMMER), Hedbergella sp., Pseudotextularia sp., Sphondosaria sp., Bolina sp., Cibicides sp., Neoflabelina sp., Anomalinoides sp., Frondularia sp., Bathysiphon sp., Rodosaria sp., Lituola sp., Chitostoma sp.
							47	Gri renkli ince taneli kumtaşı (Gray colored fine grained sandstone)	Globotruncana arca (CUSHMAN), Globotruncana lapparenti BROTZEN, Globotruncana linneiana (d'ORBIGNY), Globotruncana bulloides VOGLER, Globotruncana ventricosa WHITE, Globotruncana stuarti (de LAPPARENT), Globotruncana stuartiformis (DALBIEZ), Globotruncana calcarata (CUSHMAN), Rosita formicata (PLUMMER), Rosita contusa (CUSHMAN), Harsonella oxycaena (REUSS), Bolivinaoides decharatus (ZONES), Globorotalites nichelionensis (d'ORBIGNY), Heterohelix globulosa (EMERBERG), Rugoglobigerina rugosa (PLUMMER), Hedbergella sp., Pseudotextularia sp., Sphondosaria sp., Bolina sp., Cibicides sp., Neoflabelina sp., Anomalinoides sp., Frondularia sp., Bathysiphon sp., Rodosaria sp., Lituola sp., Chitostoma sp.
							43	Kırmızı renkli yumuşak mara (Red colored soft marl)	Globotruncana arca (CUSHMAN), Globotruncana lapparenti BROTZEN, Globotruncana linneiana (d'ORBIGNY), Globotruncana bulloides VOGLER, Globotruncana ventricosa WHITE, Globotruncana stuarti (de LAPPARENT), Globotruncana stuartiformis (DALBIEZ), Globotruncana calcarata (CUSHMAN), Rosita formicata (PLUMMER), Rosita contusa (CUSHMAN), Harsonella oxycaena (REUSS), Bolivinaoides decharatus (ZONES), Globorotalites nichelionensis (d'ORBIGNY), Heterohelix globulosa (EMERBERG), Rugoglobigerina rugosa (PLUMMER), Hedbergella sp., Pseudotextularia sp., Sphondosaria sp., Bolina sp., Cibicides sp., Neoflabelina sp., Anomalinoides sp., Frondularia sp., Bathysiphon sp., Rodosaria sp., Lituola sp., Chitostoma sp.
							39	Kırmızı renkli yumuşak mara ve gri renkli ince taneli kumtaşı ardalanması (Alternation of red colored soft marl and gray colored fine grained sandstone)	Globotruncana arca (CUSHMAN), Globotruncana lapparenti BROTZEN, Globotruncana linneiana (d'ORBIGNY), Globotruncana bulloides VOGLER, Globotruncana ventricosa WHITE, Globotruncana stuarti (de LAPPARENT), Globotruncana stuartiformis (DALBIEZ), Globotruncana calcarata (CUSHMAN), Rosita formicata (PLUMMER), Rosita contusa (CUSHMAN), Harsonella oxycaena (REUSS), Bolivinaoides decharatus (ZONES), Globorotalites nichelionensis (d'ORBIGNY), Heterohelix globulosa (EMERBERG), Rugoglobigerina rugosa (PLUMMER), Hedbergella sp., Pseudotextularia sp., Sphondosaria sp., Bolina sp., Cibicides sp., Neoflabelina sp., Anomalinoides sp., Frondularia sp., Bathysiphon sp., Rodosaria sp., Lituola sp., Chitostoma sp.
							35	Gri renkli orta taneli kumtaşı (Gray colored medium grained sandstone)	Globotruncana arca (CUSHMAN), Globotruncana lapparenti BROTZEN, Globotruncana linneiana (d'ORBIGNY), Globotruncana bulloides VOGLER, Globotruncana ventricosa WHITE, Globotruncana stuarti (de LAPPARENT), Globotruncana stuartiformis (DALBIEZ), Globotruncana calcarata (CUSHMAN), Rosita formicata (PLUMMER), Globorotalites nichelionensis (d'ORBIGNY), Heterohelix globulosa (EMERBERG), Harsonella oxycaena (REUSS), Hedbergella sp., Pseudotextularia sp., Gublerina sp., Sphondosaria sp., Bolina sp., Bolina sp., Guppillaudina sp., Anomalinoides sp., Cibicides sp., Bathysiphon sp., Rodosaria sp., Lituola sp., Neoflabelina sp., Planulina sp., Pseudotextularia sp.
							32	Beşz renkli kireçtaşı (Kalkarenit) (White colored limestone (Calcarenit))	Globotruncana arca (CUSHMAN), Globotruncana lapparenti BROTZEN, Globotruncana linneiana (d'ORBIGNY), Globotruncana bulloides VOGLER, Globotruncana ventricosa WHITE, Globotruncana stuarti (de LAPPARENT), Globotruncana stuartiformis (DALBIEZ), Globotruncana calcarata (CUSHMAN), Rosita formicata (PLUMMER), Globorotalites nichelionensis (d'ORBIGNY), Heterohelix globulosa (EMERBERG), Harsonella oxycaena (REUSS), Hedbergella sp., Pseudotextularia sp., Gublerina sp., Sphondosaria sp., Bolina sp., Bolina sp., Guppillaudina sp., Anomalinoides sp., Cibicides sp., Bathysiphon sp., Rodosaria sp., Lituola sp., Neoflabelina sp., Planulina sp., Pseudotextularia sp.
							29	Gri renkli sert mara (Gray colored hard marl)	Globotruncana arca (CUSHMAN), Globotruncana lapparenti BROTZEN, Globotruncana linneiana (d'ORBIGNY), Globotruncana bulloides VOGLER, Globotruncana ventricosa WHITE, Globotruncana stuarti (de LAPPARENT), Globotruncana stuartiformis (DALBIEZ), Globotruncana calcarata (CUSHMAN), Rosita formicata (PLUMMER), Globorotalites nichelionensis (d'ORBIGNY), Heterohelix globulosa (EMERBERG), Harsonella oxycaena (REUSS), Hedbergella sp., Pseudotextularia sp., Gublerina sp., Sphondosaria sp., Bolina sp., Bolina sp., Guppillaudina sp., Anomalinoides sp., Cibicides sp., Bathysiphon sp., Rodosaria sp., Lituola sp., Neoflabelina sp., Planulina sp., Pseudotextularia sp.
							26	Gri renkli ince taneli kumtaşı ve sert mara ardalanması (Alternation gray colored fine grained sandstone and hard marl)	Globotruncana arca (CUSHMAN), Globotruncana lapparenti BROTZEN, Globotruncana linneiana (d'ORBIGNY), Globotruncana bulloides VOGLER, Globotruncana ventricosa WHITE, Globotruncana stuarti (de LAPPARENT), Globotruncana stuartiformis (DALBIEZ), Globotruncana calcarata (CUSHMAN), Rosita formicata (PLUMMER), Globorotalites nichelionensis (d'ORBIGNY), Heterohelix globulosa (EMERBERG), Harsonella oxycaena (REUSS), Hedbergella sp., Pseudotextularia sp., Gublerina sp., Sphondosaria sp., Bolina sp., Bolina sp., Guppillaudina sp., Anomalinoides sp., Cibicides sp., Bathysiphon sp., Rodosaria sp., Lituola sp., Neoflabelina sp., Planulina sp., Pseudotextularia sp.
							24	Gri renkli orta taneli kumtaşı (Gray colored medium grained sandstone)	Globotruncana arca (CUSHMAN), Globotruncana lapparenti BROTZEN, Globotruncana linneiana (d'ORBIGNY), Globotruncana bulloides VOGLER, Globotruncana ventricosa WHITE, Globotruncana stuarti (de LAPPARENT), Globotruncana stuartiformis (DALBIEZ), Globotruncana calcarata (CUSHMAN), Rosita formicata (PLUMMER), Globorotalites nichelionensis (d'ORBIGNY), Heterohelix globulosa (EMERBERG), Harsonella oxycaena (REUSS), Hedbergella sp., Pseudotextularia sp., Gublerina sp., Sphondosaria sp., Bolina sp., Bolina sp., Guppillaudina sp., Anomalinoides sp., Cibicides sp., Bathysiphon sp., Rodosaria sp., Lituola sp., Neoflabelina sp., Planulina sp., Pseudotextularia sp.
							22	Kırmızı yeşil renkli taban konglomeratı (Red green colored conglomerated bottom)	Globotruncana arca (CUSHMAN), Globotruncana lapparenti BROTZEN, Globotruncana linneiana (d'ORBIGNY), Rosita formicata (PLUMMER), Harsonella oxycaena (REUSS), Globotruncana calcarata (CUSHMAN), Bathysiphon sp., Vermeulina sp.
							18	Şist (Sedimentary)	
12	Şist (Sedimentary)								
7	Şist (Sedimentary)								
1	Şist (Sedimentary)								

Şekil 3: İnceleme Alanının Genelştirilmiş Dikme Kesiti

Figure 3: Generalized Columnar Section of the Investigated Area

HEKİMHAN YÖRESİNDEKİ BİRİMLER

düzeyleme karşılık gelen bu kesit, İmanlılar Tepenin KB' smdan başlayarak GD doğrultusunda İmanlılar Tepeye doğru ölçülmüştür. Kalınlık 95 m dir. Kumtaşı, marn ve kireçtaşlarından toplam 11 örnek alınarak incelenmiştir. 21-32 numaralı örneklerle temsil edilmişlerdir. Kesitin yapıldığı fliş serisi, alt düzeylerde kumtaşı (4-10 m) ve marn (15-20 m) ardalanmasından oluşmakta, üst düzeylerde kalın marn (60 m) tabakalarının arasında kireçtaşı tabakaları (1-2 m) gözlenmektedir. Kesitimizin tabanında Yığma üyesine ait konglomera yer alır. Tavanda ise Çörekli üyesinin yumuşak kırmızı renkli marn birimi yer alır. İnce kesitleri yapılan kireçtaşı örneklerinde; bentik foraminiferlere rastlanmıştır. Kumtaşlarında ise fosile rastlanmamıştır. Marn örneklerinin yıkanması sonucu oldukça bol foraminiferler gözlenmiştir. Bu Ölçülü Stratigrafi kesitinin alt seviyelerinde planktik foraminiferler % 70 ve bentik foraminiferler % 30 iken, üst seviyelere doğru bu oran %40-60 dolayındadır. Bu Ölçülü Stratigrafi Kesitinde rastlanan fosil formlar şekil.3 de verilmiştir. Bu fosillere dayanarak kesitin yaşı Orta-Üst Kampaniyen dir.

Garyantahta sırtı ölçülü stratigrafi kesiti (Z₂)

Kesite Z_{2a} kesiti olarak başlanmış ve ofset yapılarak Z_{2b} kesitine geçilmiştir. Z_{2a} kesiti; 1/25.000 ölçekli Malatya K₃₉-b3 paftasında 38° 46' 48", 38° 46' 38"

enlemleri ile 37° 58' 56", 37° 58' 49" boylamları arasında yapılmıştır.

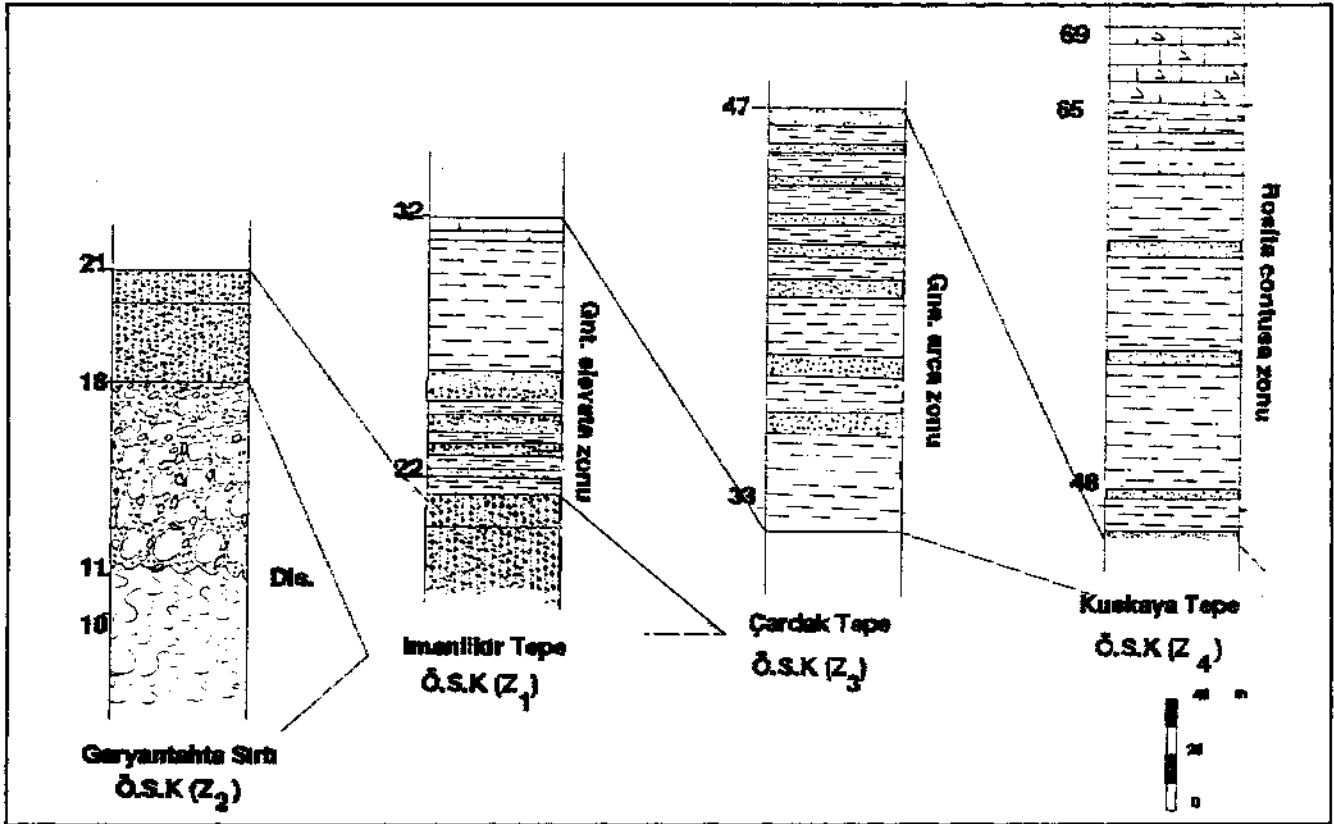
Garyantahta sırtı'nın hemen batısından başlayarak GB'dan KB'ye doğru ölçülmüştür. 150 m kalınlıktadır. Ofiyolit ve konglomeradan oluşmuştur. Altta ultrabazikler (kısmen serpantinleşmiş) ve 80 m kalınlıktadır. Bunların üzerine diskordansla 70 m kalınlıkta Üst Kretase fişinin taban konglomerası gelir.

Z_{2b} kesiti; 1/25.000 ölçekli Malatya K₃₉-b₃ paftasında 38° 47' 20".38° 47' 18" enlemleriyle 38° 58', 58", 38° 58' 44" boylamları arasında yapılmıştır. Yığma sırtı'nın hemen doğusunda yer alır ve KB-GD uzanımlıdır. 40 m kalınlıktadır. Sarımsı kumtaşları ile nispeten kumlu marnlardan oluşmuştur.

Kesitteki kumlu marnlar içerisinde, planktik ve bentik foraminiferler yok denecek kadar azdır. Ender olarak bazı formlara rastlanılmıştır. 8-20 numaralı örneklerle temsil edilmektedir (şekil .3).

Çardak tepe ölçülü stratigrafi kesiti (Z₃)

Kesite, Z_{3a} olarak başlanmış ve ofset yapılarak Z₃₅ kesitine geçilmiştir. Z₃ kesiti; 1/25000 ölçekli Malatya K₃₉-b₃ paftasında 38° 48' 32", 38° 48' 22" enlemleriyle 38° 58' 40" 37° 58' 23" boylamları arasında yapılmıştır. Çörekli üyesinin alt düzeylerine karşılık gelen bu kesit Kızıl sırt'ın altından başlayarak üste kadar ölçülmüştür.



Şekil 4: Ölçülü Stratigrafi Kesitlerinin Karşılaştırılması
Figure 4: The Corelation of Measured Stratigraphic Sections

Katlar (Stages)		TUNUS	TRINIDAD	ORTA İSYİÇRE ALPLERİ	MISIR	KALİFORNİYA	LİBYA	TÜRKİYE (Haymana)	TÜRKİYE (Seben)	Bu Çalışma (this studies)
Maestrihtiyen (Maastrichtian)	Üst (Upper)	Globotruncana	Abathomphalus mayaroensis	Globotruncana mayaroensis	Abathomphalus mayaroensis		Globotruncana mayaroensis	Globotruncana mayaroensis		
	Orta (Middle)	contusa	Globotruncana gansseri	Globotruncana contusa contusa	Globotruncana gansseri		Globotruncana gansseri	Globotruncana gansseri		Rosita
	Alt (Lower)	Globotruncana arca	Globotruncana lapparenti tricarinata		Globotruncana tricarinata	Globotruncana havanensis	Globotruncana havanensis	Globotruncana havanensis	Globotruncana havanensis	Globotruncana arca
Kampanyen (Campanian)	Üst (Upper)	Globotruncana		Globotruncana calcarata	Globotruncana	Globotruncana	G. churchi	Globotruncana	Globotruncana	Globotruncana casita
	Alt (Lower)	elevata	Globotruncana stuarti	Globotruncana thalmani flruoso grubu	elevata	arca	G. situatiformis	elevata	elevata	elevata

Tablo 1: Üst Kretase Planktik Foraminifera Biyozonlarının Genel Karşılaştırılması
 Tablo 1: General correlation of the Upper Cretaceous Planktik Foraminifera Biozones

HEKİMİHAN YÖRESİNDEKİ BİRİMLER

90m kalınlıkta olup kırmızı marn'dan oluşmuştur. Bu marnların arasında 2-3 m kalınlıkta kumtaşları gözlenir.

Z_{3b} kesiti; 1/25000 ölçekli Malatya K₃₉-b₃ paftasında 38° 48' 16", 38° 48' 16" enlemleriyle 37° 59' 46". 37° 59' 36" boyları arasında yapılmıştır. Çörekli üyesinin orta düzeylerine karşılık gelen bu kesit Çardak tepesi'nin alt düzeylerinden başlayıp tepesine dek ölçülmüştür. 60 m kalınlıkta olup, 10 cm kalınlıktaki koyu gri renkli sert marn'la başlar ve 30 cmlik kumtaşlarıyla ardalanmalı olarak devam eder.

Z3b kesitinin ilk 10 m sinde fosil yok denecek kadar azdır. Ancak genelde planktik ve bentik foraminiferler oldukça bol olarak gözlenmiştir. İncelenen marn örneklerinde saptanan formlar Şekil. 3 de verilmiştir ve 33-47 nolu örneklerle temsil edilmektedir.

Kuşkaya Ölçülü Stratigrafi Kesiti (Z₄)

Kuşkaya Ölçülü Stratigrafi kesiti; 1/25.000 ölçekli Malatya K₃₉-b₃ paftasında 38° 48' 12", 38° 48' 15" enlemleriyle 37° 57' 04", 37° 58' 55" boyları arasında KD'dan GB'ya doğru ölçülmüştür. Kesit Kuşkaya tepenin eteklerinden başlar ve Kuşkaya tepede son bulur. Tabakalar yataydır.

Kalınlığı 178 m olan kesit; marn, killi kireçtaşı ve kireçtaşlarından oluşmaktadır. Kesit koyu gri renkteki sert marnla başlar, üst düzeylerde sarı ve bej renkli killi kireçtaşlarıyla sürerek en üst düzeydeki 28 m kalınlıktaki resifal kireçtaşları (Kuşkaya üyesi) ile son bulur. Ayrıca marn tabakaları arasında 5- 30 cm kalınlıkta kumtaşı tabakaları gözlenmektedir.

İncelenen marn ve killi kireçtaşı örneklerinde bentik foraminiferlerin oranı %60 iken, planktik foraminiferler ise %40'lara düşmüştür. Bu da ortamın giderek sığlaştığının biyolojik kanıtıdır. 48-69 nolu örneklerde tesbit edilen formlar Şekil-3'de verilmiştir. Ayrıca Ölçülü Stratigrafi Kesitlerinin karşılaştırılması da Şekil.4 de verilmiştir.

Biyostratigrafi

Hekimhan formasyonunun fiş fasiyesindeki Çörekli üyesine ait marnlarda oldukça bol olan planktik foraminiferlerin incelenmesi sonucu saptanan biyozonlar yaşlıdan gence doğru şöyledir (biyozon ayırtlamalarında uluslararası stratigrafi klavuzu önerilerinden yararlanılmıştır (Bolü ve diğ. 1985):

KATLAR (Stage)	BIYOZONLAR (Biozones)	FOSİLLER (Fossils)	ORTA (Middle)				ALT (Lower)		ORTA-ÜST (Middle-Upper)
			MEASTRİHTİYEN (Maestrichtian)				Globotruncana arce		Globotruncanite elevata
		Globotruncana arce							
		Globotruncana bullidosa							
		Globotruncanite calcarata							
		Globotruncanite elevata							
		Rosita formicosa							
		Gansserina gansseri							
		Globotruncana lepparenti							
		Globotruncana linneliana							
		Globotruncanite stuarti							
		Globotruncanite stuartiformis							
		Rosita costosa							
		Globotruncana ventricosa							
		Rugoglobulimina rugosa							
		Heterohelix globulosa							
		Globobulimina michelinianus							

Tablo 2: İnceleme Alanı Planktonik Foraminiferlerin Stratigrafik Dağılımı

Table 2: Stratigraphical Distribution of Planctonic Foraminifers in the investigated area.

Globotruncanita elevata zonu

Tanımlama: Globotruncanita elevata (Brotzen)^f in ortaya çıkışı ve kayboluşu arasındaki süreç olup, kesitteki kalınlığı 95 m dir.

Çeşidi.: Menzil zonu

Zonu tanımlayan: DALBIEZ (1955)

Yaş: Kampaniyen

Lokalite: Bu zonun fosil formları inceleme alanında Çöreklik üyesinin alt düzeylerinden alınan 22-30 nolu örneklerde saptanmıştır. Zonun fosil toplulukları şunlardır: *Globotruncanita elevata* (Brotzen), *Globotruncanita calcarata* (Cushman), *Globotruncanita stuarti* (de Lapparent), *Globotruncanita stuartiformis* (Dalbiez), *Globotruncana arca* (Cushman), *Globotruncana linneiana* (d'Orbigny), *Globotruncana lapparenti* Brotzen, *Rugoglobigerina rugosa* (Hummer), *Heterohelix globulosa* (Ehrenberg), *Globorotalites rdchelinianus* (d'Orbigny), *Marsonella oxycana* (Reuss), *Hedbergella* sp., *Gublerina* sp., *Goupillaudina* sp., *Boliviina* sp., *Siphonodosaria* sp., *Oolina* sp., *Nodosaria* sp., *Batisiphon* sp., *Cibicides* sp., *Neoflabelina* sp., *Buliminella* s.s., *Anomalinoidea* sp., *Planomolina* sp., *Lituola* sp., *Pseudotextularia* sp., dir.

Karşılaştırma ve yorum: Dalbiez (1955) Tunus'ta, Barr (1972) Libya'da, Beckman v.d (1967) Mısır'da. Toker (1977) Türkiye (Haymana)'da ve Tunç (1984)'de Türkiye (Seben)'de yaptıkları çalışmalarda Kampaniyen için *Globotruncanita elevata* zonunu kullanmışlardır. Bolli (1957, 59) Trinidad'ta, Alt Kampaniyen için *Globotruncanita stuarti* zonunu kullanmıştır.

Mohler (1966) İsviçre'de Alt Kampaniyen için *Globotruncana thalmanni-fyexuosa* grubu ve Üst Kampaniyen için *Globotruncana calcarata* zonunu kullanmıştır. Douglas (1967-69) Kaliforniya'da Kampaniyen için *Globotruncanita stuartiformis* ve Üst Kampaniyen için ise *Globotruncana churchi* biy ozonlarını ayırtlamıştır.

Globotruncana arca zonu

Tanımlama: *Globotruncanita elevata* (Brotzen)'in kayboluşuyla *Rosita contusa* (Cushman)'nm ilk ortaya çıkışı arasındaki süreçtir. Bu aralıkta *Globotruncana arca* ise çok baskın durumdadır. Zonun kesitteki kalınlığı 150 m dir.

Zonu tanımlayan: Dalbiez (1955)

Çeşidi: Aşmalı menzil zonu

Yaş: Alt Maestrihtiyen

Lokalite: Bu zonun fosil formları inceleme alanında Çöreklik üyesinin orta seviyelerinden alınan 33-47 nolu örneklerde saptanmıştır. Saptanan formlar şunlardır. *Globotruncana arca* (Cushman), *Globotruncana linneiana* (d'Orbigny), *Globotruncana bulloides* Vogler, *Globotruncana lapparenti* Brotzen, *Globotruncana*

ventricosa White, *Globotruncanita stuartiformis* Dalbicz), *Rosita fornicata* (Plummer), *Heterohelix globulosa* (Ehrenberg), *Rugoglobigerina rugosa* (Plummer), *Marsonella oxycana* (Reuss), *Siphonodosaria* sp., *Bolivina* sp., *Oolina* sp., *Anomalinoidea* sp., *Hyperanmina* sp., *Cibicides* sp., *Fron-dicularia* sp., *Bathysiphon* sp., *Nodosaria* sp., *Lituola* sp., *Chilostomella* sp.,

Karşılaştırma ve yorum: Alt Maestrihtiyen için; Dalbiez (1955) Tunus'ta, *Globotruncana arca* zonunu, Bolü (1957, 59) Trinidad'ta *Globotruncana lapparenti tricarinata* zonunu, Beckman ve diğ. (1967) Mısır'da *Globotruncanita tricarinata* zonunu, Douglas (1967-69) Kaliforniyada, Borr (1972) Libya'da, Türkiye'de ise Toker (1977) Haymana'da ve Tunç (1984) Seben'de *Globotruncana havanensis* zonunu kullanmışlardır.

Rosita contusa zonu:

Tanımlama: *Rosita contusa* (Cushman)'nm yaşam süreciyle belirlenir. Zonun kesitteki kalınlığı 150 m'dir.

Zonu tanımlayan: Dalbiez (1955)

Çeşidi: Menzil zonu

Yaş: Orta Maestrihtiyen

Lokalite: Bu zonun beraberindeki fosil formları inceleme alanında Çöreklik üyesinin üst seviyelerinden alınan 48-65 nolu örneklerinde şu fosiller saptanmıştır: *Rosita contusa* (Cushman), *Rosita fornicata* (Plummer), *Globotruncana linneiana* (d'Orbigny), *Globotruncana lapparenti* Brotzen, *Globotruncana bulloides* Vogler, *Globotruncana arca* (Cushman), *Globotruncanita stuarti* (de Lapparent), *Globotruncanita stuartiformis* (Dalbiez), *Gansserina gansseri* (Bolli), *Heterohelix globulosa* (Ehrenberg), *Marsonella oxycana* (Reichel), *Rugoglobigerina rugosa* (Plummer), *Globorotalites michelinianus* (d'Orbigny), *Bolivinoidea* sp., *Hedbergella* sp., *Gublerina* sp., *Siphonodosaria* sp., *Pseudotextularia* sp., *Oolina* sp., *Cibicides* sp., *Neoflabelina* sp., *Anomalinoidea* sp., *Fron-dicularia* sp., *Lituola* sp., *Ammodiscus* sp., *Textularia* sp., *Nonion* sp., *Truspirilina* sp.

Karşılaştırma ve yorum Dalbiez (1955) Tunus'taki çalışmasında Orta-Üst Maestrihtiyen için *Globotruncana contusa* zonunu kullanmıştır. Daha sonra Mohler (1965) İsviçre'de yaptığı çalışmada sadece Orta Maestrihtiyen için *Globotruncana contusa contusa* zonunu kullanmıştır. Ayrıca Bolü (1957-59) Trinidad'ta, Beckman v.d. (1967) Mısır'da, Barr (1972) Libya'da, Toker (1977) Türkiye (Haymana)'da yaptıkları çalışmalarda Orta Maestrihtiyen için *Globotruncana gansseri* zonunu kullanmışlardır.

Tüm Biyozonlar dünyada ve Türkiye'deki diğer çalışmalarla karşılaştırılmıştır. (Tablo 1).

Ayrıca inceleme alanında saptanan tüm planktik foraminiferlerin stratigrafik dağılım tablosu da oluşturulmuştur (Tablo 2).

HEKİMİHAN YÖRESİNDEKİ BİRİMLER

Çalışma sahasında Üst Maestrihtiyen kireçtaşı fasiyesindeki Kuşkaya üyesi ile temsil olunur. Resifal karakterli bu kireçtaşları içerisinde Üst Maestrihtiyen'in karakteristik bentik foraminiferlerinden; *Orbitoides medius* (d'Orbigny), *Omphalocyclus macroporus* (Lamarck), *Textularia* sp. ile makrofosillerden *Aktinastraea* sp., *Cyclolites* sp., 6- *Hippurites* sp. saptanmıştır.

SİSTEMATİK TANIMLAMA

Bu bölümde; Malatya-Hekimhan Yöresinden toplanan örneklerin içerdiği plankük foraminiferlerin sistematik tanımlanması (Meriç 1983), sistematik düzenlemeleri temel alınarak verilmektedir.

Bireylerin kalınlık (0.15-0.2 mm) ve çapları (0.3-0.4 mm) birbirlerine çok yakındır.

Stratigrafik düzey, araştırma bölgesinde saptanan biyozonlarla belirtilmiştir.

Filum: Protozoa

Subfilum: Sarcodina Schmarda, 1871

Sınıf: Rhizopodea von Siebold 1845

Takım: Foraminiferida Eicwald 1830

Üst Familya: Globigerinacea Carpenter et alii. 1862

Familya: Globotruncanidae Brotzen 1942

Cins: *Globotruncana* Cushman 1927

Globotruncana arca (Cushman 1927)

(Levha: I, Şekil: 1a-b)

1977 *Globotruncana arca* arca (Cushman), Beller, s. 314, 1.1, ş. 3

1977 *Globotruncana arca* (Cushman), Toker, s. 59, 1. 1, ş. 3a-b

1978 *Globotruncana arca* (Cushman), Kassab, 1.1, ş.11-12, 1.11, ş. 4-5; 1.15, ş. 4-6; 1.24, ş. 3-4

1984 *Globotruncana arca* (Cushman), Roboszynski, Coron Gonzales Donoso, Wonders, s. 187, 1.4, ş. 1a-c, 2a-c, 3-4

1985 *Globotruncana arca* (Cushman), Özgür, s. 55, 1.1, ş. 1,2

1991 *Globotruncana arca* (Cushman), Yıldız, s. 55, 1.1, ş.2

Dış Özellikler: Kabuğun sırt kesimi şişkin, karın kesimi düz ya da az şişkindir. Ekvatoriyal çevre loblu, belirgin ve pürtüklü iki karenlidir. Bölmeler, sırt kesiminde az bükümlü ve pürtüklü karın kesiminde az bükümlüdür. Açılı kenarlı, şişkin petal şekilli localar 2,5-3 tur üzerinde yerleşmiştir. Son tur 6-7 (nadiren) locahdır. Ombilik derindir. Ağız, kenarda ve ombiliktedir. Bulunduğu Yer: Bu tür, İmanlıkır tepe, Çardak tepe ve Kuşkaya tepe ölçülü stratigrafik kesitlerinin 22-30 ve 33-65 nolu örneklerinde bol olarak bulunmaktadır.

Stratigrafik Yayımlar: *Globotruncanita elevata*, *Globotruncana arca* ve *Rosita contusa* zonları (Kampaniyen-Maestrihtiyen).

Globotruncana fouldoides, Vogler 1941

(Levha: I, Şekil: 5)

1977 *Globotruncana bulloides* Vogler, Toker, s. 61, 1.1, ş. 5a-b

1979 *Globotruncana bulloides* Vogler, Kassab, 1.2, ş. 9-11, 1.16, ş. 3-7; 1.25, ş.1

1984 *Globotruncana bulloides* Vogler- Robasznski, Caron, Gonzales Donosa ve Wonders, s. 186, 1.6, ş. 1a-c, 2a-c, 3a-c, 4a-d

1991 *Globotruncana bulloides* Vogler, Yıldız, s. 55, 1.1, ş. 3

Dış Özellikler: Kabuk trokospiral, sırt tarafı düz ya da az dış bükey; karın kesimi ise dış bükey; ekvatoriyal çevre loblu olup, pürtüklü ve geniş aralıklı, iki karenlidir. Localar şişkin 3-5 tur üzerinde dilidir. Son tur da yavaşça artan 6-8 loca vardır. Bölme, sırt kesiminde bükümlü ve pürtüklü; karın kesiminde belirsizce bükümlüdür. Ombilik geniş ve sığ ağız açıklığı ombiliğin iç kenarındadır.

Bulunduğu Yer: Bu tür, İmanlıkır tepe, Çardaktepe ve Kuşkaya tepe ölçülü stratigrafik kesitlerinin 22-30 ve 33-65 örneklerinde bol olarak bulunmaktadır.

Stratigrafik Yayılımlar: *Globotruncanita elevata*, *Globotruncana arca* ve *Rosita contusa* zonları (Kampaniyen-Alt Maestrihtiyen)

Globotruncana linneiana (Orbigny, 1839)

(Levha: I, şekil: 8)

1977 *Globotruncana linneiana* (d'Orbigny), Toker, s. 67, 1. 3, ş.2a-c

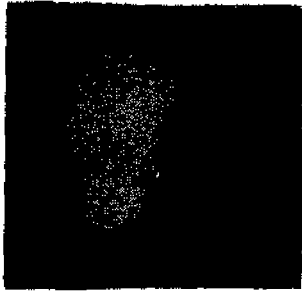
1985 *Globotruncana linneiana* (d'Orbigny), Bolli, Saunders, Perch ve Nielsen, s. 50, 1.20, 5-6; 11, 13, 14.

Dış Özellikler: Kabuk, basık trokospiral; sırt ve karın kesimleri hafif bikonveks veya ekvatoriyal çevre az loblu, pürtüklü, iki karenli localar petal şeklinde; 2,5-3 tur üzerinde dizili, son tur hemen hemen aynı büyüklükte 5-7 localıdır. Sırt kesiminde hafif bükümlü ve pürtüklü, karın kesiminde ışınal hafif bükümlü ve pürtüklüdür. Ombilik geniş ve sığ, ağız açıklığı iç kenardadır.

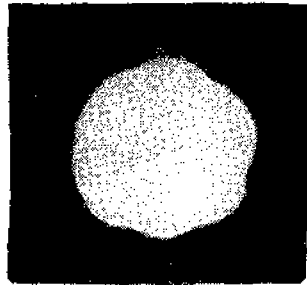
Bulunduğu Yer: İmanlıkır tepe, Garyantahta sırtı, Çardak tepe ve Kuşkaya tepe ölçülü stratigrafik kesitlerinin 20-30 ve 33-65 örneklerinde bol olarak bulunmaktadır.

Stratigrafik Yayılımı: *Globotruncanita elevata*, *Globotruncana arca* ve *Rosita contusa* zonları (Kampaniyen-Maestrihtiyen)

LEVHA I
PLATE I



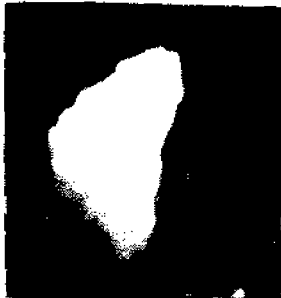
1a



1b



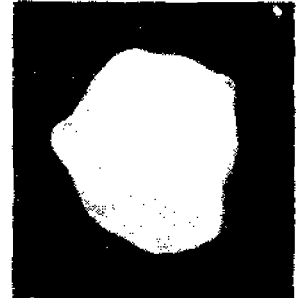
2a



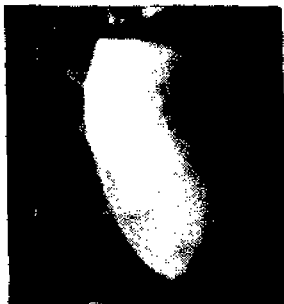
3a



3b



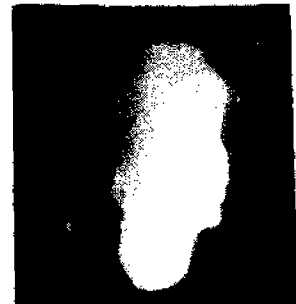
2b



4a



4b



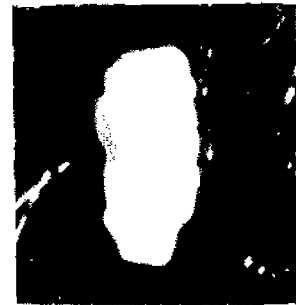
5



6



7



8

HEKİMHAN YÖRESİNDEKİ BİRİMLER

LEVHA I (PLATE I)

1. Globotruncana arca (CUSHMAN)
 - a) Yan görünüşX80, örnek no: 51
(Periphery view, sample number: 51)
 - b) Karın tarafıX80, örnek no: 44
(Ventral side, sample number: 44)
2. Globotruncanita calcarata (CUSHMAN)
 - a) Yan görünüşX80, örnek no: 29
(Periphery view, sample number: 29)
 - b) Karın tarafıX80, örnek no: 54
(Ventral side, sample number:54)
3. Rosita contusa (CUSHMAN)
 - a) Yan görünüşX80, örnek no:51
(Periphery view, sample number:51)
 - b) Sırt tarafıX80, örnek no: 51
(Dorsal view, sample number:51)
4. Globotruncanita elevata (BROTZEN)
 - a) Yan görünüşX80, örnek no: 27
(Periphery view, sample number: 27)
 - b) Karın tarafıX80, örnek no: 27
(Ventral side, sample number: 27)
5. Globotruncana bulloides Vogler
Yan görünüşX80, örnek no: 28
(Periphery view, sample number: 28)
6. Rosita fornicata (PLUMMER)
Sırt tarafıX80, örnek no: 52
(Dorsal view, sample number: 52)
7. Gansserina gansseri (BOLLI)
Yan görünüşX80, örnek no: 54
(Periphery view, sample number: 54)
8. Globotruncana linneiana (d'ORBIGNY)
Yan görünüşX80, örnek no: 44
(Periphery view, sample number: 44)

Globotruncanita calcarata (Cushman, 1927)

(Levha: I - Şekil. 2a-b)

1985 *Globotruncana calcarata* (Cushman), Bolli, Saunders, Pere ve Nielsen s.51, ş.23,5-7,11,13,14.

Dış Özellikler: Kabuk şekli, şişkin trokoid olup, dorsal ve ventral tarafları paralele yakındır. Dorsal tarafı hafif bombeli, son tur 4-6 localıdır. Bu orjinalde 5 olarak belirtilir. Her loca çevresi kalın dikenli, Süturlar bellidir. Dorsal taraf teşbih şeklinde süslerle çevrili, ventral tarafta bölmeler radyal ve hafifçe basıktır. Çaplan dikenlerle 0.40 mm'yi bulur.

Bulunduğu Yer: İmanlıkır tepe ölçülü stratigrafi kesitinin 21-29 örneklerinde bulunur.

Stratigrafik Yayılımı: *Globotruncanita elevata* zonu (Kampaniyen).

Rosita contusa (Cushman 1926)

(Levha. 1, Şekil. 3a-b)

1977 *Globotruncana contusa* (Cushman), Toker, s. 62-1.2, ş. la-c

1985 *Rosita contusa* (Cushman), Bolli, Saunders, Perch-Nielsen, s. 67,1.28, ş. 1-2,11,13,14.

Dış Özellikler: Kabuk trokospiral, sırt tarafı çok konveks; karın kesimi konkav, ekvatoriyal çevre çok köşeli ve iki karenli, pürtüklüdür. Kabuk hemen hemen piramit şeklinde localar sıt kesiminde köşeli ve konkavdır. Localar, 3,5-4 tur üzerinde dizilidir. Son tür büyüklüğü yavaşça artan 5-7 localıdır. Suşur - sırt kesiminde eğik ve verev, pürtüklü- bazen son locada pürtüksüz, karın kesiminde az bükümlü, ışınal ve pürtüklüdür. Ombilik derin ve geniştir. Ağız açıklığı kenar içi ombilikaldır.

Bulunduğu Yer: Kuşkaya tepe ölçülü stratigrafi kesitinin 47-65 örneklerinde saptanmıştır.

Stratigrafik Yayılan: *Rosita contusa* zonu (Orta Maestrihtiyen)

Globotruncanita elevata (Brotzen, 1934)

(Levha: I, Şekil: 4a-b)

1977 *Globotruncana elevata* (Brotzen), Toker, s. 63,1.2, ş. 2a-c

1978 *Globotruncana elevata* (Brotzen), Kassab, 1.2, ş. 1-2

1979 *Globotruncana elevata* (Brotzen), Robasynski- Gonzales Donoso ve Wonders, s. 228,1.27, ş. 3a-c; s. 230,1.28, ş. la-c, 3a-c.

1991 *Globotruncanita elevata* (Brotzen) s. 55, ş. 5,1.1

Dış Özellikler: Kabuk basık trokospiral; sırt kesiminde orta şişkindir. Ekvatoriyal çevre az loblu, pürtüklü, tek karenlidir. Localar 3 tur üzerinde dizilidir. Son turda büyüklüğü gittikçe artar 5-9 localıdır. Bölme sırt kesiminde az bükümlü ve pürtüklü, karın kesiminde az bükümlüdür. Ombilik derin ve geniştir.

Bulunduğu Yer: İmanlıkır tepe ölçülü stratigrafi kesitinin 22-30 örneklerinde rastlanılmıştır.

Stratigrafik Yayılım: *Globotruncanita elevata* zonu (Kampaniyen).

Ganserina gansseri (Bolli, 1951)

(Levha, 1, Şekil 7)

1977 *Globotruncana gansseri* Bolli, Toker, s. 65- 1.2, ş. 4a-c

1978 *Globotruncana gansseri* Bolli, Kassab, 1.2, s.7-9

1978 *Globotruncana gansseri gansseri* Bolli, Kassab, s. 55, 1.6, ş. 7-11, 1.7, ş. 1, 1.20, ş. 2-4; 1.21, ş. 1, ş. 1-2, 1. 26, ş. 1-6

1978 *Globotruncana gansseri* (Bolli), Roboszynski, Caron Gonzales Donosso, Wonders s.296, 1, 53, ş. la-c

1991 *Globotruncana gansseri* (Bolli), Yıldız s. 55, 1.2, ş. 2

Dış Özellikler: Kabuk, çok basık trokospiral; sırt kesiminde hemen hemen düz; karın kesiminde oldukça şişkin; ekvatoriyal çevre bir karenlidir. Localar, 2.5-3 tur üzerinde dizili, son tur birbirine yakın büyüklükte 5-6 localıdır. Bölmeler, sırt kesiminde pürtüklü ve bükümlü; karın kesiminde basık ve pürtüksüzdür. Ombilik derin ve geniş olup, ağız açıklığı kenar içi ombiüktir.

Bulunduğu Yer: Kuşkuya tepe ölçülü stratigrafi kesitinin 47-65 örneklerinde saptanmıştır.

Stratigrafik Yayılım: *Rosita contusa* zonu (Orta Maestrihtiyen)

Rosita fornkata (Plummer, 1931)

(Levha: 1, Şekil: 6)

1977 *Globotruncana fornicata* (Plummer), Toker, s. 64, 1.2, ş. 3a-c

1979 *Globotruncana fornicata fornicata* (Plummer), Kassab, s. 52, 1.5, ş. 10-6; 1.6, ş. 1-5; 1.12, ş. 3-4; 1.15, ş. 7; 1.24, ş. 5-6

1984 *Rosita fornicata* (Plummer), Roboszynski, Caran Gonzalas Donosa, Wonders, s. 250, 1. 38, ş. la-c

1991 *Globotruncana fornicata* (Plummer), Yıldız, s. 55, 1.2, ş. 1

Dış Özellikler: Kabuk; yüksek trokospiral, sırt kesiminde çok konveks, karın kesiminde hemen hemen düzdür. Ekvatoriyal çevre az loblu, pürtüklü iki karenlidir. Sırt kesiminde ortadaki localar şişkin, diğerleri köşeli ve uzundur. Localar 2.5-3 tur üzerinde dizili; son turda büyüklüğü gittikçe artan 4-5 loca vardır. Bölmeler, sırt kesiminde çok fazla bükümlü ve pürtüklü; karın kesiminde çok bükümlü ve pürtüklüdür. Ombilik derin ve geniştir. Ağız açıklığı kenar içi obilikal ve bir yakayla çevrilidir.

Bulunduğu Yer: İmanlıkır tepe, Garyantahta sırtı, Çardak tepe ve Kuşkuya tepe ölçülü stratigrafi kesitlerinin 22-30 ve 32-65 örneklerinde saptanmıştır.

Stratigrafik Düzey: *Globotruncana elevata*, *Globotruncana arca* ve *Rosita contusa* zonları (Kampaniyen-Maestrihtiyen) Ayrıca Levha Pde bazı türlerin mikroskoplak çekilmiş fotoğrafları verilmiştir.

JEOLOJİK EVRİM

İnceleme alanı, Toridler tektonik birliğine dahildir. Çalışma sahasındaki tek transgresyon Kampaniyen'de başlamış ve allokon olan Ofiyolitik seri üzerine, açılı uyumsuzlukla Yığma Üyesinin konglomerası çöklemiştir. Giderek ilerleyen transgresyon sonucu havza jeosenkinal özellik kazanarak fliş çökelişi başlamıştır. Bu durum Orta Maestrihtiyen'e kadar sürmüştür. Daha sonra havza giderek sığlaşmaya başlamış ve üst Maestrihtiyen'de neritik karakterli resifal kireçtaşları çöklemiştir. Bölge Kretase sonundaki Laremien orojenezi ile su üstü olmuştur.

SONUÇLAR

1. İnceleme alanındaki Kampaniyen-Maestrihtiyen yaşlı birimler Hekimhan formasyonu olarak adlandırılarak tanımlanmıştır.

2. Bu formasyon içerisinde Alt Kampaniyen yaşlı Yığma, Orta Kampaniyen-Orta Maestrihtiyen yaşlı Çöreklik ve Üst Maestrihtiyen yaşlı Kuşkuya Üyeleri ayrılanarak tanımlanmıştır.

3. Çöreklik Üyesi içerisinde, Kampaniyen yaşlı *Globotruncanita elevata*, Alt Maestrihtiyen yaşlı *Globotruncana arca*, Orta Maestrihtiyen yaşlı *Rosita contusa* planktik foraminifer biyozonları saptanmıştır.

4. Saptanan bu biyozonlar Türkiye ve dünya'daki benzer çalışmalarla karşılaştırılmıştır.

5. Çalışmada tanımlanan planktik foraminiferlerin stratigrafik dağılım tablosu oluşturulmuştur.

HEKİMİHAN YÖRESİNDEKİ BİRİMLER

KATKI BELİRTME

Yazarlar, arazi çalışmalarında yardımlarını esirgemeyen Jeoloji Mühendisleri Osman Adıgüzel, Ali Ekber Kuşçu başta olmak üzere Malatya MTA 4. Bölge Müdürlüğü yetkililerine teşekkür ederler. Ayrıca araştırmanın çeşitli aşamalarında yardımlarını esirgemeyen Prof. Dr.A.Nihat Bozcuk'a (H.Ü.), Doç. Dr. Bayram Yıldız'a (İ.Ü), Arş. Grv. Ayşegül Yıldız'a (A.Ü), Arş. Grv. Ekrem Aktoklu'ya (İ.Ü.) teşekkürü borç bilirlir.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Akkuş, MF. 1971, Darende-Balaban Havzasının (Malatya, ESE Anadolu) jeolojik ve stratsgrafi incelemesi, MTA Dergisi, 76,1-60, Ankara
- Ayan. T. ve Bulut. C., 1961, Balaban, Yazıhan, Kurşunlu ve Levent bucakları (Malatya) arasındaki alanın genel jeolojisi, MTA Raporu, 47-70, Ankara
- Barr. F.T., 1972, Cretaceous biostratigraphy and Planctonic Foraminifera of Libya. Micropal.vol. 18, no. 1, p. 18-25
- Beckman. J.P., et ali, 1967, Standart Planctonic Zones in Egypt. *Proced. First Inter. Cont. Planctonic Microfossils*, vol. 1, p. 93-103
- Bellier J.P, 1977, *Ramarques sur les foraminifères planctoniques des stratotypes Français du Cretace Supérieur; Quelques Globotruncanidae du Campanian type. Actes du VI Collg. Afr. Micropaleont.*, Tunis, 1974; *Anales Min. Geol.*, No. 28, tome 1, pp. 314
- Bolli, H.M., 1957a, The Genus Globotruncana in Trinidad, B.W.I. *Journ. Paleont.*, vol. 25, No. 2, p. 196-8
- , dig. 1957b, Planctonic Foraminiferal families Hantkeninidae, Orbulinidae, Globorotalidea and Globotruncanidae. *A.U.S. Nat. Mus. Bull.* no. 215, p. 43-194
- , 1959, The general Preaglobotruncana, Rotalipora, globotruncana and Abatophalus in the Upper Cretaceous of Trinidad, B.W.I., *U.S. Nat. Mus. Bull.*, no. 215, p. 51-60
- , ve dig. 1985, *Plancton Stratigraphy*, p. 50-67
- Bulut. C., 1964, Malatya Bölgesi K C (1/25.000 ölçekli) raporu, MTA raporu (yayınlanmamış), Ankara
- Dalbiez. F., 1955 The genus Globotruncana in tunusia, *Micropal*, vol.1, no. 2, p. 169-70
- Douglas. R.G., 1967, Upper Cretaceous biostratigraphy of northern California, *roced. First International. Conf. Plane, microfossils.*, vol. 2, p. 126-152
- , 1969, Upper Cretaceous planctonic foraminifera in northern California. Part: 1-systematik. *Micropaleont.* vol. 15, n. 2, p. 151-209
- Hamam. K.A., and Haynes. J.R., 1977, Upper Cretaceous-lower Tertiary biostratigraphy and Planctonic foraminifera of Abu El Awari succesion, Jordan. *Re espanola micropaleont* vol. 9, n. 1, p. 55-56
- Horker.J., 1978, Analysis of alarge succesion of samples through the Upper Maestrichtian and the Lower Tertiary of drili hole 47.2, Shatsky Rise, Pacific, deep see drilling project. *Journ Foram. Res.*, vol. 8, no.1,p.59
- İzdar. E.K ve Ünlü.T., 1977, Hekimham-Hasançelebikulucak bölgesinin jeolojisi, *Uluslararası 6. Ege Jeolojisi Kollogyumu*, izmir.
- Kassab. I.M., 1978, Biostratigraphy of Upper Cretaceous-Lower Tertiary of north Iraq. *Annales des. min. Geol. Tunis* no. 28, p. 318-322
- , 1979, The genus Globotruncana Cushman from the Upper Cretaceous of Nourthern Iraq. *Annales des. min. Geol. Tunis* vol. 12, no. 1, p. 43-70
- KurtmanJF., 1978, Gürün bölgesinin jeolojisi ve tektonik özellikleri, MTA dergisi, 91,1-12
- Meriç. E., 1983 *Foraminiferler*, MTA yayını, no. 26 ankara
- Mohler, H.P., 1966, Calcareous nannofossils from Nal'chik (NW Caucasus). *Eel. Geol. Helv.*, vol. 10, no.1,no.2,p.379-399
- Örçen.S., 1986, Medik-Ebreme (KB Malatya) dolayının biyostratigrafisi ve paleontolojisi, MTA Derg. no: 105/106
- Özgür. S., 1985, Akveren formasyonunun (Sinop-Gebze) planktonik foraminifer faunası ve stratigrafik konumu. *Karadeniz Üniv. Dergisi, Jeoloji*, cilt. 4, s. 1-55
- RobaszynskiF., ve Caron 1984 *Atlas of late Cretaceous Globotruncanides. Revue de Micropaleont.*, vol. 26, no. 3-4, p. 178-296
- Sirel. E., 1976a, Rhapydionine liburnica (Stache), Rhapydionina malatyaensis n.sp. türlerinin tanımları ve Rhapydionina Stache cinsi hakkında yeni görüşler. MTA dergisi, 86,99-104
- , 1976b. Eonnularia conica n.sp. türünün tanımı ve Darendegürün (Batı Malatya) yöresindeki Üst Lütesiyen - Alt Priaboniyen kireçtaşlarına ilişkin yeni görüşler. *TJK Bült*, 19,2,79-82
- Toker.V., 1977, Haymana yöresinin (SW Ankara) planktonik foraminifera ve Nannoplanktonların Biyostratigrafik incelenmesi (Doçentlik tezi), s. 59-92, Ankara

- Tunç.M., 1984, Seben (KB Ankara) yöresindeki Üst Kretase tortullannm biyostratigrafik incelenmesi, C.Ü, Müh. Fak. Yer. Bil. Dergisi, cilt. 1, s. 1
- Würtz. D., 1955, Malatya-Tohma suyu çöküntü bölgelerinin jeolojik lövelleri hakkında rapor. MTA rap. no: 2364 (yayınlanmamış) Ankara

- Yıldız. A., 1991 Çünür Köyü yöresindeki (İsparta kuzeyi) Üst Kretase-Eosen yaşlı birimlerin planktik foraminiferalar ile biyostratigrafik incelenmesi. Türkiye Jeoloji Bülteni; C: 34,43-58, Ankara
- Yoldaş.R., 1972, Malatya kuzeyinin jeolojisi ve petrol imkanları, MTA raporu, no: 4936 (yayınlanmamış), Ankara

in Kula even in ancient times. For example, famous historian Strabon travelled to Kula and named it as "Katakekaumane" (burnt-land) 2000 years ago. After him, many scientists have visited this region.

GEOLOGICAL OUTLINE

The volcanic area extends from Kula town to the west of the Demirköprü Dam (Fig. 1A and 1B) and is mostly on a plateau, 600-700 m. high. This plateau is bordered by Gediz River in the north and the Alaşehir-Salihli graben in the south. Volcanic cones are seen in NW-SE direction, fitting the extension of the Alaşehir-Salihli graben (Fig. 2) and related to the graben systems of Western Anatolia. "Aa" type lavas were formed by a typical "fissure" volcanism. There are "hornitosses" on the lavas and scorias. The lava tunnels are observed in places. All the volcanoes are in "Maar" type. Volcanic cones are in "sinder" or "spatter" type. They show some differences according to their ages and erosional grades. Craters of the old cones are bigger than the younger ones. The cones consist of lavas, lapillics, scorias and the pyroclastics such as volcanic bombs in various coarseness. Black basaltic lava flows are seen

around these cones. The youngest cones have views the same as actual ones. Some cones have double craters.

Kula volcanism has been active in three different stages in the investigated area, namely the "Burgaz volcanics", "Elekçitepe volcanics" and "Divlittepe volcanics" (Ercan, 1981).

Burgaz volcanics

They are the products of the first stage and overlie to the older rock units as plateau basalts on the hills. These are on higher altitude than the volcanics of the second and the third stages. The volcanic cones have been spoiled and their shapes have been rounded in time. Lavas form high plateaus which have slopes up to 30-40 m. high. Tertiary aged sediments have been abundantly eroded between the first and the second explosion stages. Thus the lavas of the second stage have been occurred on the lower levels. The K/Ar method of the radiometric dating on Burgaz volcanics have been carried out by Borsi et al. (1972) who have reported an age of 1,1 ma. Tertiary sediments which are underlain by Burgaz volcanics have been cooked by the heat of the lavas and 2-3 m. thick contact zone has occurred. Hexagonal cooling faces are seen in basalts.

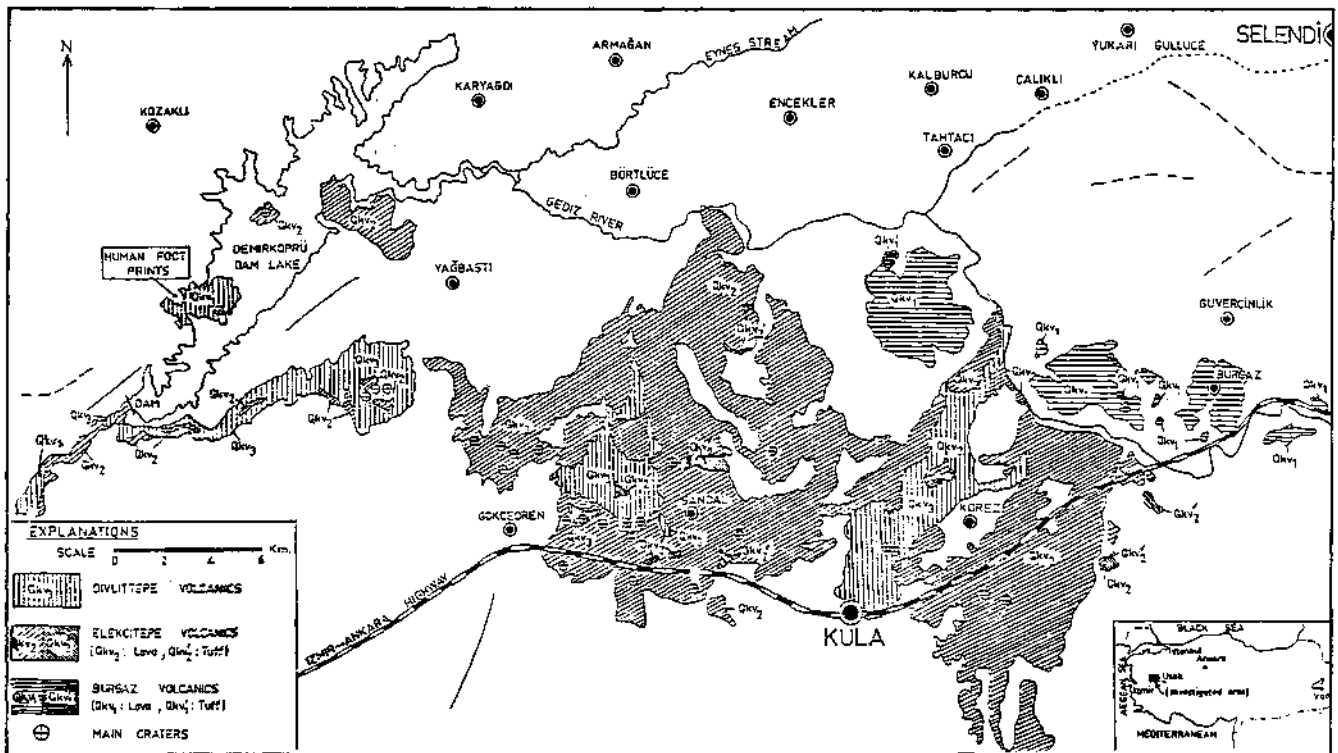


Figure 1/A. Distribution of Quaternary Kula basalts in the study area
 Şekil 1/A. Çalışma alanında Kuvaterner yaşlı Kula bazaltlarının dağılımı

KULA VOLCANICS

Elekçitepe volcanics

The volcanic cones and craters of the second stage of Kula volcanics have been eroded less than that of the first stage and have maintained their shapes to a higher extend than the older ones.

Base surge deposits wich is a result of turbulent mixtures of steam and solid ejecta are only seen in this second stage volcanism (Ercan and Öztunalı, 1982).

More than 45 volcanic cones were observed.

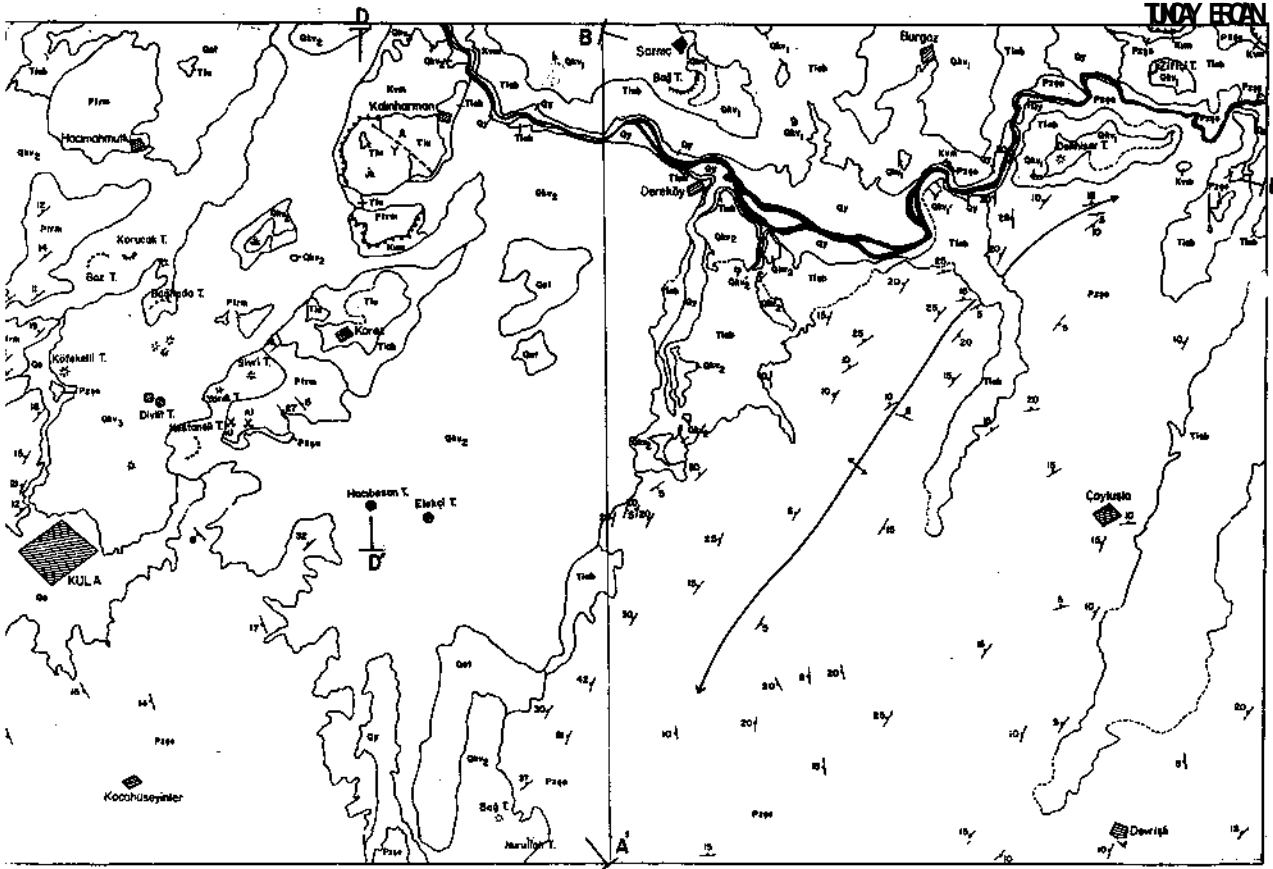
Some of them have been eroded. Frequent lava eruptions occured. Some chimneys were closed and most of the cones have subsided and broken. Erinç (1970) who made geomorphologic investigations in the area surround ig Kula suggested that the second stage of the volcanism was more intensive then the first stage and the volcanic productst of this stage are 2,6 km3 in volume. Deleuil (1977) found a 0,3±0,1 million year age of Elekçitepe volcanism by K/Ar method.

SAMPLE NO	KU 51 KULA İNCİRLİK	KU 52 KULA İNCİRLİK	KU 53 KULA BOZTEPE	KU 54 KULA BURGAZ KÖYÜ	KU 55 KULA İNKALE L	KU 56 KULA KAYIPE	KU 57 KULA SARNIÇ KÖYÜ	KU 58 KULA KARGILIK	KU 59 KULA ÇAKIRCA	KU 61 KULA KIRAN SM	KU 62 KULA İBRAHİM ADA KÖYÜ	KU 29 KULA GEDİZ VAOISI	KU 33 KULA KIRPINI I.	KU 35 KULA PALAN- KAYA MAH.	KU 37 KULA PALAN- KAYA MAH.	KU 43 KULA DİVLİT I.	KU 50 KULA KEPEZ	KU 95 KULA SANDAL KÖYÜ	KU 97 KULA ERİKLİ I.	
SiO ₂	47.65	47.35	46.65	44.60	43.80	50.15	49.55	48.35	47.40	48.00	50.75	45.88	46.40	46.25	45.65	46.55	46.25	43.20	44.05	
Al ₂ O ₃	15.51	16.21	16.83	15.65	14.99	17.99	15.00	15.52	14.75	17.73	16.39	16.53	17.26	16.86	16.04	17.91	14.72	18.25	16.52	
FeO	3.07	3.04	3.79	4.04	2.39	5.70	2.64	3.95	2.42	3.49	3.78	2.87	4.67	4.46	5.16	4.08	3.40	5.17	5.39	
MgO	5.17	5.73	4.83	3.29	6.49	3.11	5.61	4.55	5.94	4.80	5.21	5.47	3.70	4.27	4.79	4.99	5.56	4.80	2.96	
CaO	9.20	10.07	10.20	6.68	10.11	8.00	10.54	10.27	11.15	7.56	7.29	9.75	9.33	8.28	8.20	7.20	6.20	6.80	7.06	
MnO	4.49	4.20	4.20	5.22	3.55	3.45	4.20	4.00	3.20	4.00	5.35	5.97	3.95	4.00	5.25	4.70	4.85	4.18	5.10	
K ₂ O	1.60	1.15	1.20	1.65	2.30	1.43	1.10	0.85	1.65	1.15	1.30	1.64	2.30	2.10	1.35	2.69	1.20	2.63	2.70	
H ₂ O	1.63	1.46	2.16	1.96	2.02	2.31	1.29	1.81	2.61	2.25	1.73	1.67	0.26	0.30	0.85	0.27	2.25	0.45	0.65	
TiO ₂	2.04	2.04	2.06	2.26	2.02	2.01	2.10	2.09	2.03	1.87	2.17	2.17	2.11	2.17	1.28	1.94	2.24	2.41	2.41	
ZrO ₂	0.78	0.73	0.64	0.87	0.69	0.92	0.83	0.85	0.73	0.84	0.81	1.13	1.04	1.34	1.64	0.59	1.15	0.58	0.76	
Na ₂ O	0.16	0.15	0.15	0.16	0.15	0.15	0.14	0.15	0.16	0.14	0.17	0.16	0.16	0.19	0.19	0.16	0.18	0.19	0.41	
Co ₂	0.56	0.42	0.50	0.35	0.42	0.35	0.38	0.58	0.42	0.50	0.50	0.51	0.61	0.44	0.67	0.39	0.27	---	---	
TOPLAM (Total)	98.99	99.53	99.00	99.63	98.23	100.55	100.03	99.43	99.36	99.50	99.57	99.36	100.80	98.80	100.42	99.72	98.59	99.77	100.02	
Or	9.55	6.80	7.16	9.74	12.87	8.22	8.60	5.05	9.81	8.02	19.58	9.93	12.68	12.56	7.34	15.58	2.19	15.57	15.85	
Ab	28.55	27.32	25.30	33.81	27.79	44.78	32.61	34.04	23.33	37.35	27.32	15.38	22.76	26.40	31.19	11.71	29.97	4.35	6.04	
An	18.97	17.90	18.25	17.74	16.50	20.37	19.05	24.91	21.14	12.54	10.44	13.35	12.39	21.58	22.58	22.30	17.43	23.32	19.66	
Hy	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	
Fe ^T	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	
Fe ^M	4.49	4.41	5.53	5.81	3.51	5.59	3.82	5.61	3.53	5.08	4.05	4.16	6.54	6.54	7.48	5.92	5.00	7.51	4.76	
Mm	---	---	---	---	---	1.61	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	
Ce	1.22	0.85	1.15	0.80	0.97	0.79	0.88	1.32	0.96	0.94	1.14	---	---	---	---	---	---	---	---	
Ap	1.86	1.73	1.51	2.07	1.66	2.16	1.86	2.02	1.74	2.00	1.92	2.67	2.44	3.21	3.47	2.35	2.76	1.81	1.80	
Mc	6.76	4.46	5.76	5.70	3.68	0.86	1.89	---	2.12	7.40	9.47	19.04	5.52	4.26	2.06	7.81	6.80	15.84	20.10	
Ol ^{Fa}	6.11	8.21	8.17	3.91	2.84	0.57	6.29	3.68	6.68	4.65	6.16	6.21	9.36	6.58	6.23	10.68	7.04	6.88	6.62	
Ol ^{En}	1.86	2.37	1.00	1.92	2.78	---	2.08	0.56	2.51	1.43	2.35	1.74	---	2.43	1.81	1.81	2.22	1.23	---	
Ol ^{Wo}	7.84	10.29	10.62	7.32	10.55	4.56	10.59	7.12	11.25	4.89	7.25	11.50	5.61	5.58	2.82	3.91	7.34	3.88	9.61	
Ol ^{En}	5.61	7.43	8.46	5.08	6.52	3.94	7.45	5.54	7.75	7.58	4.96	8.32	4.67	3.71	2.02	2.92	5.81	7.72	8.13	
Il	1.53	1.83	0.84	1.63	3.40	---	2.74	0.81	2.84	0.86	1.72	2.12	---	1.45	0.55	0.67	1.94	1.17	---	
Il	3.91	3.87	3.93	4.31	7.96	3.81	7.98	3.93	3.84	3.57	3.28	4.12	3.40	4.05	4.10	3.77	4.17	4.45	4.00	
Al	15.01	13.24	13.48	15.21	12.23	16.10	12.57	15.01	13.36	16.03	14.63	14.88	15.40	15.17	16.49	16.16	14.34	16.66	16.86	
Al ₂	8.89	7.45	7.57	9.92	7.73	9.53	7.40	8.88	6.69	10.40	11.36	10.67	8.16	8.20	9.10	8.95	8.60	8.92	10.35	
FM	20.57	24.94	25.29	17.49	20.66	13.14	22.15	20.13	23.07	17.23	19.77	22.86	25.11	22.44	20.40	24.20	22.43	25.40	24.21	
k	0.14	0.15	0.16	0.17	0.30	0.14	0.15	0.12	0.25	0.12	0.28	0.16	0.20	0.28	0.16	0.29	0.16	0.28	0.26	
AN	0.25	0.29	0.28	0.23	0.28	0.25	0.29	0.37	0.34	0.21	0.12	0.16	0.20	0.30	0.26	0.24	0.25	0.28	0.23	
P	45	46	45	45	48	47	49	52	49	45	42	39	46	47	44	46	45	43	41	
RITTMAH'S NAME	Andesine Basalt	Andesine Basalt	Andesine Basalt	Nepheline Tephrite	Olivine Andesine Rachybasalt	Andesine Basalt	Andesine Basalt	Andesine Basalt	Olivine Andesine Rachybasalt	Nepheline Tephrite	Phonofitic Nepheline Tephrite	Phonofitic Nepheline Tephrite	Olivine Andesine Rachybasalt	Olivine Andesine Rachybasalt	Nepheline Tephrite	Nepheline Basalt	Andesine Basalt	Nepheline Basalt	Nepheline Basalt	
IRVINE & BARAGAR'S NAME	Hawaiite (Sodic)	Hawaiite (Sodic)	Hawaiite (Sodic)	Hawaiite (Sodic)	Alkaline Basalt (Potassic)	Hawaiite (Sodic)	Hawaiite (Sodic)	Hawaiite (Sodic)	Alkaline Basalt (Potassic)	Mugearite (Sodic)	Rachybasalt (Potassic)	Hawaiite (Sodic)	Alkaline Basalt (Potassic)	Rachybasalt (Potassic)	Hawaiite (Sodic)	Rachybasalt (Potassic)	Hawaiite (Sodic)	Alkaline Basalt (Potassic)	Rachybasalt (Potassic)	
N.P.C.	32.27	31.99	34.36	29.05	30.21	30.83	35.14	42.26	44.04	26.09	19.31	22.08	41.06	39.16	34.42	39.45	30.62	41.82	33.21	
M.C.J.	24.27	26.68	29.31	21.45	25.61	16.12	26.28	24.52	27.90	19.84	23.10	27.75	27.03	25.60	22.52	25.92	26.80	29.48	27.90	
O-I	44.85	38.58	31.21	49.30	41.30	53.37	49.40	39.99	35.27	52.78	56.79	44.35	41.88	43.22	46.21	44.61	43.07	36.78	47.09	
S-I	28.02	26.17	36.64	16.59	26.48	10.26	22.72	28.31	26.31	21.38	24.84	30.14	34.78	23.33	20.08	31.17	29.23	28.77	29.16	
Z	8.14	5.87	7.23	8.23	6.25	6.73	4.21	4.23	5.08	8.74	9.47	20.21	12.64	10.00	12.57	12.75	9.15	15.52	9.81	
Z	5.74	5.15	5.16	3.14	3.65	8.29	5.14	5.82	5.70	6.27	6.23	4.87	6.60	5.28	6.65	6.90	5.59	6.80	6.36	
Log #	0.91	0.77	0.86	0.99	0.79	0.83	0.63	0.62	0.70	0.84	0.97	1.30	1.10	1.00	1.24	1.10	0.96	2.19	1.76	
Log Z	0.76	0.71	0.71	0.71	0.75	0.79	0.71	0.78	0.79	0.79	0.80	0.68	0.68	0.77	0.78	0.84	0.74	0.76	0.80	
(FeO/FeO+FeO) ₂	0.17	0.18	0.18	0.19	0.16	0.17	0.16	0.17	0.17	0.16	0.16	0.18	0.18	0.22	0.22	0.24	0.19	0.19	0.21	
Al ₂ O ₃ /SiO ₂	0.34	0.32	0.31	0.34	0.31	0.36	0.30	0.34	0.31	0.36	0.32	0.38	0.37	0.36	0.40	0.38	0.34	0.42	0.42	
Na ₂ O/(CaO+MgO+K ₂ O)	0.40	0.36	0.34	0.44	0.38	0.46	0.33	0.32	0.30	0.49	0.36	0.44	0.40	0.39	0.43	0.45	0.42	0.40	0.45	
An/(Ab+An)	39.92	39.98	41.90	34.41	43.75	31.50	37.30	42.25	47.53	31.95	27.60	46.46	48.59	44.88	41.97	51.26	38.01	84.27	76.49	
K ₂ O/MgO	0.33	0.27	0.28	0.31	0.64	0.25	0.26	0.21	0.51	0.22	0.31	0.38	0.58	0.52	0.25	0.62	0.24	0.43	0.33	
ROCK GROUPS	KULA (BURGAZ) VOLCANICS										KULA (ELEKÇITEPE) VOLCANICS									
SYMBOLS	+										▲									

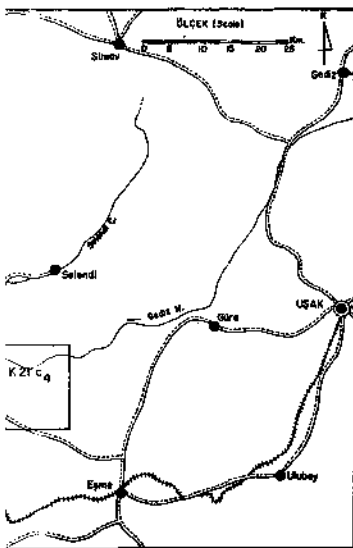
Table 1. The results of the major element chemical analysis, the C. I. P. W. norms and the Rittmann parameters of Kula volcanics

Tablo 1. Kula volkanitlerinin majör element kimyasal analizleri, C. I. P. W. normları ve Rittmann parametreleri

KULA VOLCANICS



AÇIKLAMALAR (Explanations)



KUVATERNER	Qy	Yeni alüvyon (Younger Alluvium)	☼	Volkan konileri (Volcanic Cones)
	Qk ₃	Diyettepe volkanitleri (Diyettepe Volcanics)	☼	Çökük ve kırık volkan konileri (Volcanic cones broken and collapsed)
	Qe	Eski alüvyon (Older Alluvium)	⊕	Krater (Crater)
	Qk ₁ Qk ₂	Elekçitepe volkanitleri (Elekçitepe Volcanics) Qk ₂ : Lav Qk ₂ : Tuf	—	Dokanak (Contact)
	Qk ₁ Qk ₂	Burgaz volkanitleri (Burgaz Volcanics) Qk ₁ : Lav Qk ₂ : Tuf	—	Olası dokanak (Probable Contact)
	Qat	Asartepe fm. (Asartepe Formation)	—	Bindirme hatı (Thrust Fault)
PLİYOSEN	Tiu	Ulubey fm. (Ulubey Formation)	—	Yarım (Eğim atımı) - (Dip Fault)
	Tib	Baydağ volkanitleri (Baydağ Volcanics)	—	Yarım (Doğrultulu atımı) - (Strike slip Fault)
	Tiob	Balıqlidere fm. (Balıqlidere Formation)	—	Olası yarım (Probable Fault)
MRETSE	Kvm	Vezirler Melanji (Vezirler Melange)	—	Antiklin (Anticline)
	Jk	Kızılcasöğüt fm. (Kızılcasöğüt Formation)	—	Senklik (Syncline)
JURA	Jk	Kızılcasöğüt fm. (Kızılcasöğüt Formation)	—	Katman doğrultu ve eğimi (Dip ana Strike)
	Ptm	Muscadoğ mermarleri (Muscadoğ Marbles)	—	Yapılaşma doğrultu ve eğimi (Structosity)
PALEZOYİK TRİAS	Pzge	Eşme fm. (Eşme Formation)	+	Yatay katman (Horizontal bedding)
			⊗	İşletilmeyen maden (Closed mine)
			■	Yerleşme merkezi (Situation Center)
			—	Keşif yönü (Direction of Section)

Şekil 1/B. Kula yöresinin jeoloji haritası

Divlittepe volcanics

Volcanic cones, craters, and lava flows related to Divlittepe volcanics which have been formed in the third stage are completely seen as recent volcanism. They flowed in valleys and went on alluvial sediments for kilometers. The lavas are Fresh as if they have just occurred. There is not any plant cover on them. It is difficult to walk on the lavas and scorias. Lavas and scorias cover a 60 km² area. Lavas are distinguishable

among the ones belonging to the other stages, and consist of very fluent basalts. They had gone long distances, and lava falls had been created. The gases which had been accumulated in lava Flows occasionally had formed hornitos on surface, and the lava tunnels were formed in some lavas. Primitive human being used the craters as natural castles and lived in them thousands years ago. The remnants of the ancient primitive buildings and tools were found in some craters.

SAMPLE NO	KU 30 KULA DIVLİT T.	KU 31 KULA KARAKUZ T.	KU 12 KULA KARAKUZ DERE	KU 34 KULA KÖFEKELİ T.	KU 35 KULA DIVLİT T.	KU 38 KULA KUCUK DIVLİT T.	KU 40 KULA DIVLİT T.	KU 44 KULA DIVLİT T.	KU 48 KULA DIVLİT T.	KU 49 KULA İLÇE	KU 50 KULA KARATAŞ	KU 63 KULA KONCAK T.	KU 95 KULA BAĞHQA T.	KU 98 KULA ADALA KÖYÜ	KU 99 KULA SARAÇLAR KÖYÜ	KU 100 KULA ÇOKÇEĞRE KÖYÜ
SiO ₂	47.07	47.32	48.15	48.50	47.55	48.50	47.80	48.80	47.25	47.90	50.40	49.30	46.27	45.56	45.24	42.77
Al ₂ O ₃	17.80	17.78	17.87	18.14	18.50	17.23	17.59	17.36	17.08	18.32	18.05	18.25	19.51	20.50	20.42	18.75
Fe ₂ O ₃	2.98	2.41	3.56	3.81	4.32	3.92	5.01	8.70	4.24	2.21	2.55	1.96	2.76	2.39	2.39	3.63
FeO	4.85	5.08	5.36	4.99	5.07	5.57	3.97	1.60	4.69	5.71	4.86	6.34	5.61	5.70	5.70	6.13
MnO	5.57	5.79	6.60	5.90	5.80	6.30	5.50	5.30	5.70	5.80	4.00	4.00	4.69	5.19	6.03	5.96
CaO	8.62	8.63	8.29	8.04	8.21	8.71	8.66	7.94	8.25	8.15	7.59	7.85	8.21	7.84	8.27	11.14
MgO	6.05	5.73	4.19	4.35	4.08	4.08	4.20	4.35	5.00	5.22	5.75	5.20	5.41	5.25	4.85	3.35
K ₂ O	3.28	3.31	2.55	2.58	2.88	2.68	2.78	2.78	3.15	3.45	3.60	3.30	3.50	4.10	3.95	2.30
H ₂ O	0.58	0.65	0.45	0.07	0.51	0.34	0.20	0.79	0.25	—	0.02	0.08	0.10	—	—	1.88
TiO ₂	2.11	1.99	1.75	1.80	2.00	1.89	1.90	1.85	1.85	1.89	1.76	1.85	1.80	2.10	2.00	2.63
P ₂ O ₅	0.97	0.83	0.90	0.72	1.02	0.88	0.96	0.84	0.98	0.88	0.84	0.99	0.51	0.65	0.63	0.90
MnO	0.16	0.15	0.16	0.15	0.17	0.25	0.16	0.18	0.16	0.16	0.15	0.16	0.99	0.61	0.56	0.63
CO ₂	—	—	0.28	0.44	0.44	0.44	0.28	0.39	0.50	0.27	0.38	0.42	—	—	—	—
TOPLAM (Total)	100.04	99.67	100.12	99.55	100.35	98.79	99.01	98.99	99.32	99.96	99.95	99.80	99.56	99.69	100.04	99.93
O	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Or	19.37	19.62	15.95	15.90	15.78	16.03	16.39	16.59	19.93	20.39	21.28	19.54	20.77	24.25	23.31	14.07
Ab	10.53	10.34	24.19	25.80	25.40	20.26	24.85	25.76	18.11	14.13	22.95	22.61	6.69	7.20	0.96	5.48
An	11.72	13.06	22.39	22.14	24.18	21.04	21.14	19.83	14.36	16.37	12.81	18.29	18.59	20.28	22.27	29.11
Hy	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
En	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Mt	4.32	3.50	5.15	5.54	6.24	5.75	7.33	0.35	6.19	3.20	3.70	2.85	4.02	3.47	3.46	5.76
Hm	—	—	—	—	—	—	—	8.54	—	—	—	—	—	—	—	—
Ce	—	—	0.61	1.00	0.99	1.01	0.64	0.89	1.14	0.61	0.86	0.95	—	—	—	—
Ap	2.29	1.97	2.13	1.71	2.41	2.11	2.29	2.25	2.33	2.08	1.89	2.35	1.21	1.54	1.69	2.13
Ne	22.01	20.75	8.07	6.04	4.88	7.95	5.98	6.19	13.26	18.28	13.93	12.09	21.29	22.90	21.70	12.39
Ol	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Fo	4.22	5.70	9.17	8.10	6.54	8.19	6.18	6.49	6.15	6.91	3.73	4.78	5.23	6.39	7.70	6.77
En	1.14	1.89	2.65	2.02	1.79	2.49	0.15	—	1.14	3.08	1.73	3.84	3.26	3.36	3.52	2.19
Wo	10.31	10.21	4.61	4.33	2.92	5.87	5.90	4.70	7.19	6.94	7.08	5.67	7.88	6.01	6.10	8.47
En	7.56	7.18	3.32	3.20	2.21	4.19	5.01	4.06	5.50	4.58	4.63	3.15	4.78	3.81	4.01	5.90
Ps	1.77	3.15	0.87	0.72	0.42	1.16	0.11	—	0.92	1.85	1.95	2.30	2.69	1.81	1.66	1.87
Il	4.00	3.79	3.92	3.43	3.78	3.63	3.84	3.57	3.54	3.59	3.34	3.52	3.43	3.99	1.79	4.99
Al	16.02	16.05	16.06	16.39	16.60	15.70	16.00	15.76	15.48	16.50	16.25	16.46	17.04	18.46	18.36	16.88
Alk	12.35	11.94	8.82	9.24	8.77	8.90	9.17	9.39	10.91	11.28	12.22	11.27	11.66	11.99	11.22	7.40
FM	19.63	19.81	22.80	21.34	21.60	23.21	20.74	21.47	21.14	20.26	16.06	17.12	19.07	19.74	21.33	22.76
k	0.26	0.27	0.29	0.29	0.30	0.30	0.30	0.30	0.31	0.30	0.29	0.29	0.30	0.34	0.35	0.32
en	0.12	0.14	0.29	0.28	0.30	0.27	0.27	0.25	0.17	0.18	0.14	0.18	0.20	0.21	0.24	0.29
p	38	40	48	48	47	46	47	45	41	42	42	43	42	41	42	46
RITTMANN'S NAME	Phonolitic Nephelinite Tephrite	Phonolitic Nephelinite Tephrite	Olivine Andesinite Trachybasalt	Olivine Andesinite Trachybasalt	Olivine Andesinite Trachybasalt	Nephelitic Tephrite	Olivine Andesinite Trachybasalt	Nephelitic Tephrite	Phonolitic Nephelinite Tephrite	Phonolitic Nephelinite Tephrite	Phonolitic Nephelinite Tephrite	Phonolitic Nephelinite Tephrite	Phonolitic Nephelinite Tephrite	Phonolitic Nephelinite Tephrite	Phonolitic Nephelinite Tephrite	Nephelitic Basanit
IRVINE & BARAGAR NAME	Trachybasalt (Potassic)	Trachybasalt (Potassic)	Trachybasalt (Potassic)	Trachybasalt (Potassic)	Trachybasalt (Potassic)	Trachybasalt (Potassic)	Trachybasalt (Potassic)	Trachybasalt (Potassic)	Trachybasalt (Potassic)	Trachybasalt (Potassic)	Trachybasalt (Potassic)	Trachybasalt (Potassic)	Trachybasalt (Potassic)	Trachybasalt (Potassic)	Trachybasalt (Potassic)	Alkaline Basalt
N.P.C	19.88	22.52	39.48	38.17	41.89	38.58	37.78	35.47	26.32	28.41	21.72	27.59	30.72	33.44	37.49	52.69
N.C.I	24.20	24.30	24.91	23.43	23.29	25.94	23.22	23.67	24.21	23.79	19.59	20.67	23.83	23.23	24.60	27.21
D.I	51.92	50.72	45.32	47.75	46.06	44.25	47.43	48.54	51.31	50.81	58.17	54.25	48.74	48.36	46.00	31.95
S.I	24.51	25.94	29.65	27.15	28.42	27.94	25.63	23.32	24.80	25.90	19.27	19.14	22.08	22.93	26.31	27.79
G	21.47	18.38	8.30	8.74	10.35	11.51	9.42	12.13	15.43	15.29	11.79	11.60	23.05	33.57	34.83	164.33
Log f	5.56	7.26	7.81	7.64	7.22	6.36	7.04	8.99	6.54	6.83	6.99	7.01	7.42	7.28	7.78	5.85
Log g	1.33	1.28	0.95	0.94	1.01	1.06	0.97	1.08	1.19	1.18	1.07	1.06	1.36	1.52	1.54	—
Log f	0.74	0.86	0.89	0.88	0.86	0.84	0.84	0.84	0.81	0.84	0.84	0.84	0.88	0.86	0.89	0.76
(FeO-F ₂ O ₃)/SiO ₂	0.16	0.16	0.18	0.18	0.18	0.20	0.18	0.22	0.19	0.16	0.14	0.17	0.18	0.17	0.18	0.23
Al ₂ O ₃ /SiO ₂	0.38	0.37	0.37	0.37	0.39	0.37	0.36	0.37	0.36	0.38	0.36	0.37	0.42	0.44	0.45	0.43
MgO/(MgO+FeO+CaO)	0.52	0.51	0.45	0.46	0.45	0.45	0.44	0.47	0.50	0.51	0.55	0.52	0.52	0.54	0.51	0.54
An 100/(Ab+An)	32.87	35.81	48.06	46.38	48.74	50.94	48.96	43.49	44.22	53.67	35.82	41.87	79.66	90.21	95.86	84.15
K ₂ O/Na ₂ O	0.54	0.57	0.61	0.61	0.65	0.65	0.66	0.64	0.67	0.66	0.62	0.62	0.64	0.72	0.61	0.71
SYN. SOL.	K U L A (D I V L İ T T E P E) V O L C A N İ C İ S (Q k v s)															
ROCK GROUPS :	K U L A (D I V L İ T T E P E) V O L C A N İ C İ S (Q k v s)															

Table 2. The results of the major element chemical analysis, the C. I. P. W. norms and the Rittmann parameters of Kula volcanics

Tablo 2. Kula volkanitlerinin majör element kimyasal analizleri, C. I. P. W. normları ve Rittmann parametreleri

KULA VOLCANICS

Figure 2. The Alaşehir-Salihli graben

Şekil 2. Alaşehir-Salihli grabeni

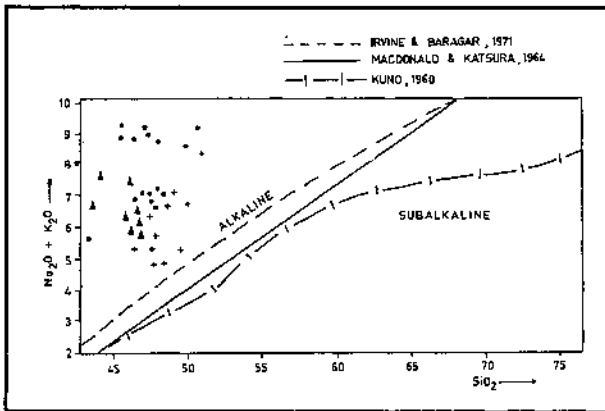
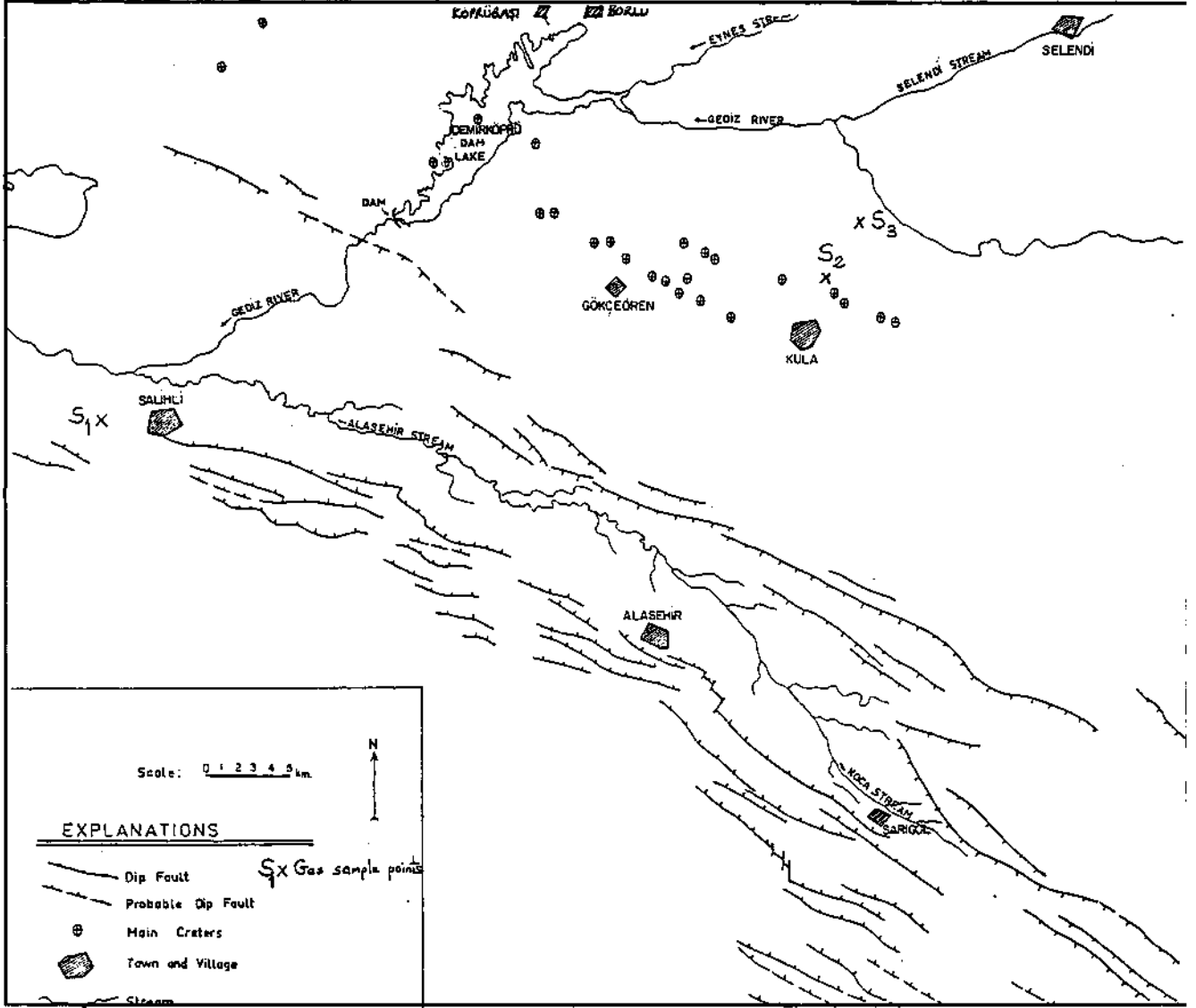


Figure 3. Classification of the volcanics according to their alkali-silica content

Şekil 3. Volkanitlerin alkali-silika kapsamına göre sınıflandırılması

Furthermore, primitive human footprints that were formed on the basaltic tuffs of the third stage volcanism have been found near the Lake of Demirköprü Dam, and the sample of the footprints are exhibited in some museums of the world. These footprints are the fourth discovery in the world, and according to Tekkaya (1976) they are 12.000 years old. Erinc (1970) suggested that the last stage volcanism had started 10.000 years ago. Ercan et al (1985) have found the ages of 30.000 ± 5.000 years and 25.000 ± 6.000 years for the youngest basaltic lavas by K/Ar method. Göksu (1982) has found 26.000 ± 5.000 years by thermoluminescence method. According to these results the products of the last stage volcanism might have been formed approximately 10.000-30.000 years ago.

PETROGRAPHY

There is no petrographic difference between lavas of the three stages of Kula basalts after investigation of hundreds of samples collected in the studied area.

Kula basalt are well known in geologic literature. They were mentioned for first time by Washington (1894 and 1900). This author named them as "Kulaite"

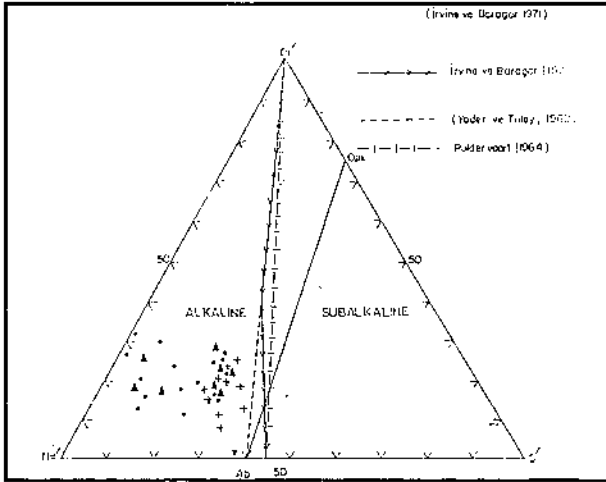


Figure 4. Classification of Kula volcanics according to the Ol' - Ne' - Q' triangular diagram
Şekil 4. Kula volkanitlerinin Ol' - Ne' - Q' üçgen diyagramına göre sınıflandırılması

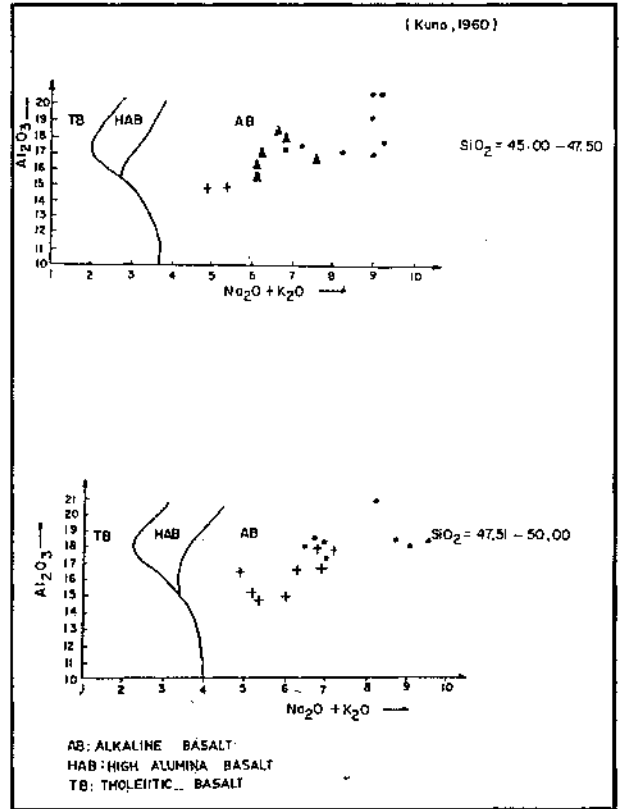


Figure 5. Kuno (1960) diagram of Kula basalts
Şekil 5. Kula bazaltlarının Kuno (1960) diyagramı

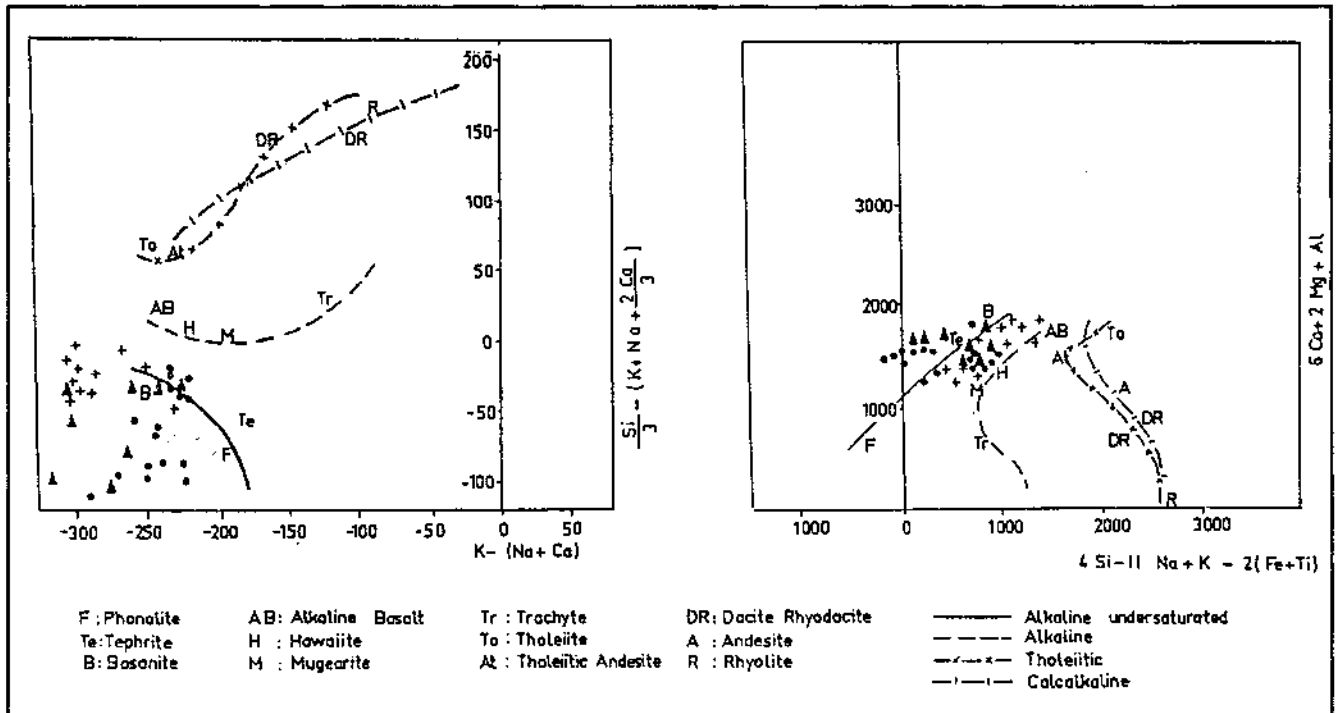


Figure 6. H. de la Roche (1978) diagram of Kula basalts
Şekil 6. Kula bazaltlarının H. de la Roche (1978) diyagramı

and have been altered. Plagioclase Phenocrysts are of generally labradorite, anorthite and less Frequently andesine, oligoclase and bitovnite in composition. Quarts xenocrysts are observed in some thin sections. The olivine phenocrysts are also partly uralitized.

All the lavas are named as "alkali olivine basalt" in general. According to results of petrographic investigation the lavas named as hornblende-pyroxene basalt, ilmenite-olivine basalt, hornblende-olivine basalt, ilmenite-pyroxene basalt, nepheline basalt, hornblende-augite basalt, olivine bearing hornblende-pyroxene basalt, hyperstene-pyroxene basalt and olivine-pyroxene basalt.

In addition to petrographic investigations on basaltic lavas, same type petrographic studies have been carried out from the samples of the mantle xenoliths in the second and third stage lavas. Abundant mantle xenoliths were brought up by the eruptions of the second and third volcanic activity periods. These xenoliths consist of olivine, kaersutite, apatite, cpx (Augite and titanaugite), and rarely phlogopite and sphene.

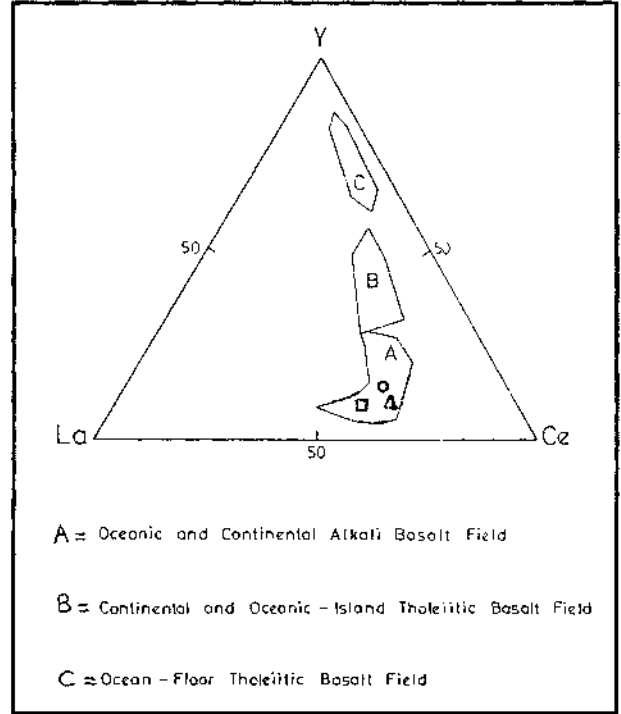


Figure 10. Ricci and Serri (1975) triangular Y - La - Ce diagram of Kula basalts

Şekil 10. Kula bazaltlarının Ricci ve Serri (1975) üçgen diyagramı

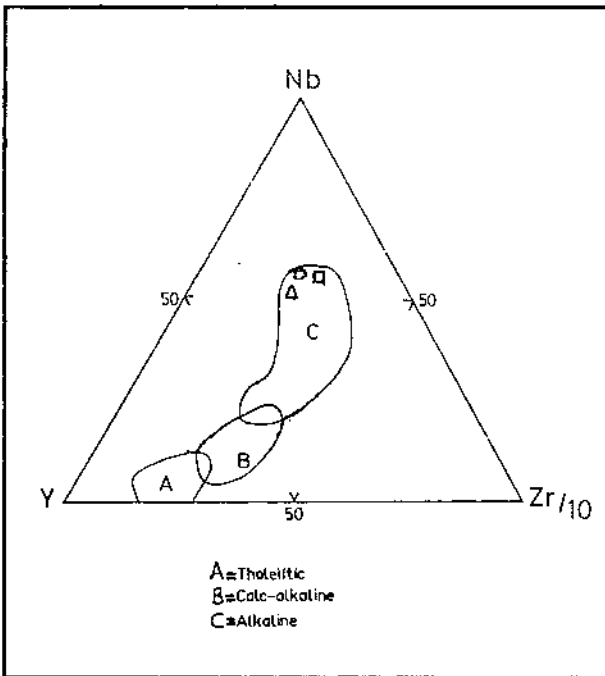


Figure 9. Whitehead and Goodfellow (1978) triangular Nb - Y - Zr/10 diagram of Kula basalts

Şekil 9. Kula bazaltlarının Whitehead ve Goodfellow (1978) üçgen diyagramı

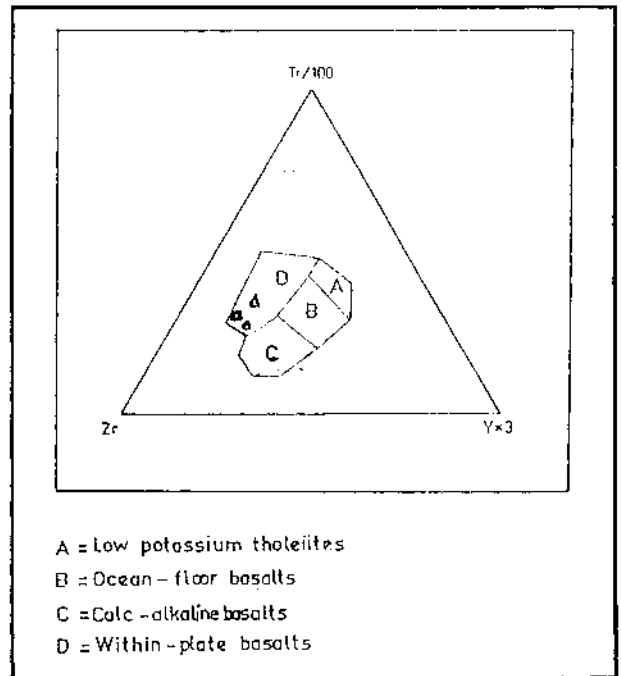


Figure 11. Pearce and Cann (1973) diagram for the rock samples according to their Ti - Zr - Y contents

Şekil 11. Kayaç örneklerinin Ti - Zr - Y kapsamalarına göre hazırlanan Pearce ve Cann (1973) diyagramı

KULA VOLCANICS

PETROCHEMISTRY

A) The results of the chemical analyses of the major elements

Eleven samples of the first stage, eight samples of the second stage and sixteen samples of the third stage were selected for wholerock chemical analysis of major element (Table 1 and 2). Results of the chemical analysis was programmed for computer and various parameters of the volcanics were calculated. Later, those parameters were applied on various graphs and the characters of the volcanics were investigated by a chemical method.

C. I. P. W. norms of the lavas show us unsaturations of silica. Olivine (mostly as forsterite) and nepheline are seen on the C. I. P. W. norm calculations. They also point out to the deficiency of silica. There is no modal hypersthene and diopside is comprised generally in wollastonite. Magnetite is present in all samples and hematite is present in some samples.

Besides the results of the petrographic investigations the results of the chemical analyses and the C. I. P. W. norm demonstrate that Kula lavas are alkalic in character.

The Rittmann parameters of the lavas which are necessary for Rittmann nomenclature (1952 and 1962) were calculated. These parameters were used on Rittmann diagrams and the samples were classified. Kula lavas are classified as phonolitic nepheline tephrite, nepheline tephrite, nepheline basanite, andesine basalt, olivine andesine trachybasalt according to Rittmann classification (Table 1 and 2).

The results of the chemical analysis of the lavas and various parameters which were calculated by computer were applied on various graphs and the results are as follows:

a) Kula volcanics are alkalic according to $\text{SiO}_2/\text{Alk.} (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ diagram (Fig. 3).

b) Alkaline character of the volcanics were confirmed by $\text{OI}' - \text{Ne}' - \text{Q}'$ triangle diagram (Fig. 4). All the samples are placed the alkaline area of the diagram which was offered by Irvine and Baragar (1971).

c) It was pointed out that Kula lavas are alkali basalts according to Kuno (1960) diagram which was arranged considering their Al_2O_3 , $(\text{Na} + \text{K})$ and SiO_2 contents (Fig. 5).

d) The Rittmann indices of Kula lavas $[d = (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})^2 / (\text{SiO}_2 - 43)]$ change between 4, 21-155, 52. Their mean value is around 10 and this

indicates that the Kula basalts are strongly alkaline, d Values of the first stage lavas are the lowest and the alkaline ratios of the lavas become higher towards the third stage. Furthermore, the lavas grade into more potassic from the oldest stage to the youngest one.

e) Differentiation indices of the Kula lavas were also calculated. The D. I. indices of Kula volcanics (according to Thornton and Tuttle, 1960) vary from 31, 95-58, 17. They are lower in the first stage lavas and higher in the third stage. The mean index value is about 46. Le Maitre (1976), calculated the mean D. I. of the basalt family lavas in the world according to statistical researches. Therefore it is realized that Kula lavas are tephrite, trachybasalt and hawaiite in nature according to their D. I. values. Additionally the diagram of variation of major elements versus D. I. values were plotted. It shows that the increase of D. I. values is dependent on the increase of SiO_2 , K_2O , Na_2O , Al_2O_3 contents and the decrease of CaO , MgO , TiO_2 and total Fe oxide contents. These peculiarities conform with the variations which Thornton and Tuttle (1960) offered. Thus, it was proved that basaltic magma has a normal crystallization stage.

f) H. de la Roche (1978) chemical parameters of the volcanics were calculated as well. By using the values of $K - (\text{Na} + \text{Ca})$, $\text{Si}/3 - (\text{K} + \text{Na} + 2\text{Ca}/3)$, $6\text{Ca} + 2\text{Mg} + \text{Al}$, $4\text{Si} - \text{IINa} + \text{K} - 2(\text{Fe} + \text{Ti})$ on the graphs it is once more confirmed that Kula lavas are Hawaiite, Tephrite and basanite according to chemical characteristics (Fig. 6).

g) Kula lavas can also be named as latite basalt (Trachybasalt), phonolitic tephrite, tephritic phonolite, alkaline basalt by using Streckeissen (1976) pair triangle diagram (Fig. 7).

h) The Irvine and Baragar (1971) classification is also applied to Kula lavas (Fig. 8). The An - Ab' - Or triangle diagram was plotted in order to distinguish the sodic lavas and potassic ones. N. P. C. and N. C. I. parameters which were calculated by computer were used on these diagrams. It was confirmed that alkali sodic Kula lavas can be named as Hawaiite (one of them is Mugearite), and alkali potassic Kula lavas can be named as alkali basalt and trachybasalt.

The results obtained by scattering the results of the major element analyses of the Kula lavas on the graphs can be summarized as follows:

I- There is no chemical difference between the lavas of all three stages and all the lavas are strongly alkaline. They have derived from an alkali olivine basaltic magma and have a mantle origin.

II- The lavas are partly sodic and partly potassic. Their potassium content increase from first to third stage. The younger lavas are more potassic than the old ones.

III- Lavas have various names according to methods which were offered by various investigators. Regarding all nomenclatures Kula lavas which had been

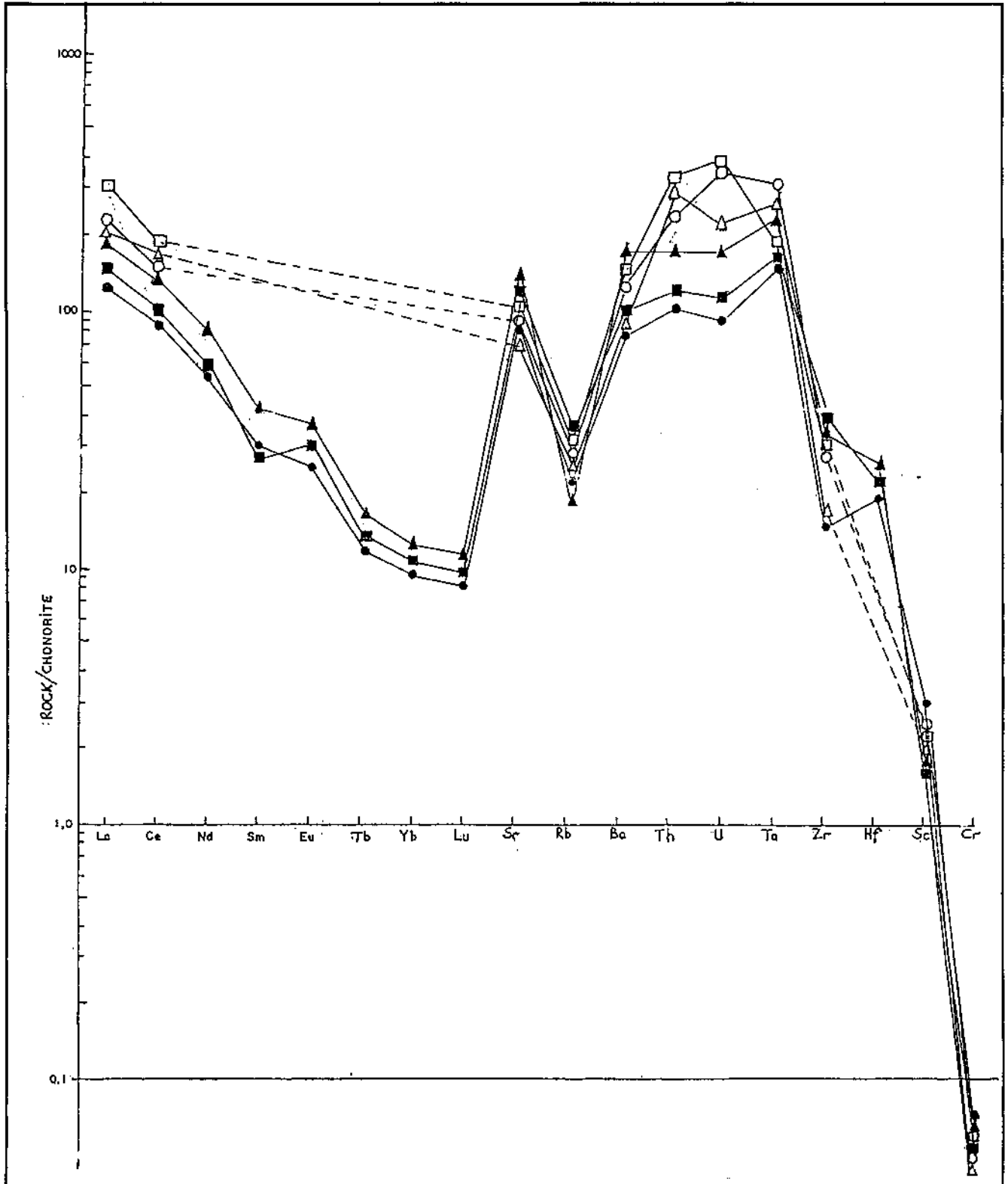


Figure 12. Chondrite-normalized trace elements and REE patterns of Kula basalts

Şekil 12. Kula bazaltlarının kondritlere göre normalize edilmiş iz ve nadir toprak element kapsamaları

KULA VOLCANICS

named as "Kulaite" by Washington (1894 and 1900) long time ago, generally can be named as Hawaiiite and trachybasalt and secondly can be named as tephrite and mugearite. Sodic lavas are Hawaiiite and potassic lavas are trachybasalt in nature. The potassium amount increases from the oldest lavas to the younger ones.

B) The results of the chemical analyses of the trace elements

Trace element chemical analyses and the measurements of the isotopes of strontium, neodymium and lead of the samples taken from all three stages of Kula basalts were carried out in various laboratories. Trace element contents as ppm and the results of the strontium isotope ratios are presented in table 3. Chemical analysis of the samples KU 89, Aj, Bj and Cj were made by Dr. Fujitani in Japan in 1989. The analysis of the samples KU 84 Aj, Bj and Cj were made in Germany (Ercau et al., 1985).

Twenty-Four trace elements including rare-earth in three volcanic rocks in Kula were determined by instrumental neutron activation analysis (INAA) in Japan. Neutron activation was carried out at the research reactor of Kyoto University (KUR) and JRR-4 of Japan Atomic Energy Research Institute. After sample irradiation, the counts of gamma-ray were done twice with the interval for appropriate cooling by two pure Ge semi-conductor detectors. They were coupled to a 4096 channel pulse height analyser and controlled by a personal computer. Analysed results are tabulated in table 3 and the results were obtained are as follows:

a) Triangular diagram proposed by Whitehead and Goodfellow (1978) according to Nb-Y-Zr contents of the samples were plotted and were proved to be alkaline by their trace element contents (Fig. 9).

b) Triangular diagram proposed by Ricci and Serri (1975) according to Y-La-Ce contents of the samples were plotted (Fig. 10) and were recognized to have fallen on the alkali basalt field.

c) Pearce and Cann (1973) diagram arranged according to Ti-Zr-Y contents of the samples were plotted (Fig. 11) and were recognized that they fell on the within plate basalt field.

d) Normalized diagram according to chondrites by using trace element contents of the samples was plotted (Fig. 12) and was defined that they have mantle origin. Their REE patterns display similar characteristics that light REE are enriched over heavy REE. They have positive Eu anomaly.

C) Results of the isotopic measurements

Isotopic measurements were also carried out on Kula volcanics. Strontium isotopic compositions of the same rocks were determined by Dr. Notsu on a multi-collector-type mass spectrometer at Tokyo National Research Institute of Cultural Properties (Japan). These results are also tabulated in Table 3.

a) Strontium isotope ratios ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) of Kula volcanics are between 0.70299 - 0.70346. These low values indicate a mantle origin. Borsi et al. (1972) have formerly found a lower value of 0,7020. Moreover, strontium isotope ratios of Kula basalts decrease in time. Strontium isotopic ratio of the youngest basaltic lavas of the third stage is lower than the ratios of the other stages. This can be interpreted as the evidence of the increasing effects of the mantle in forming basalts.

b) Abundant mantle xenoliths were brought up by the eruptions of the second and third volcanic activity periods. These xenoliths consist of olivine + kaersutite + apatite + cpx \pm phlogopite \pm spene indicating modal metasomatism of the subcontinental lithosphere according to Gülen et al. (1986).

c) Other isotopic ranges for Kula basalts are:

$$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,513066-0,512905$$

$$^{206}\text{Pb} / ^{204}\text{Pb} = 18\ 684 \cdot 19\ 014$$

$$^{207}\text{Pb} / ^{204}\text{Pb} = 15\ 570 \cdot 15\ 647$$

$$^{208}\text{Pb} / ^{204}\text{Pb} = 38\ 412 \cdot 38,835$$

Kaersutite, phlogopite and apatite mineral separates from a xenolith have identical $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,70340$ and $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,512870$. Having the near equality in $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ for apatite and phlogopite pair constrains maximum age of metasomatism or the age of the complete isotopic equilibration as being < 500.000 years. Based on this isotope data one can construct a number of mantle source region models. However, any plausible model has to involve: I) A mantle that has had a time-integrated depletion in Rb / Sr, Nd / Sm and Pb / U as has MORB source and II) Either a recent metasomatism of this mantle by a CO_2 and LREE-enriched fluid or a mixture of components from this mantle with components from an overlying, previously-metasomatized subcontinental mantle (Gülen et al., 1986).

NOBLE GAS AND HELIUM ISOTOPIC COMPOSITIONS IN GAS SAMPLES IN KULA AREA

Gas samples were taken from hot springs in three different points of Kula region. Sample locations are shown in Fig. 2. Gas samples were bubble gases

Table 4. $^3\text{He}/^4\text{He}$ ratios and noble gas elemental compositions of bubble gases from Kula area.Tablo 4. Kula yöresinden alınan gaz örneklerinin $^3\text{He}/^4\text{He}$ oransallıkları ve asal gaz elemental bileşimleri

Sample No and Location	Temperature of Water ($^{\circ}\text{C}$)	$^3\text{He}/^4\text{He}$ ($\times 10^{-6}$)	$^4\text{He}/^{20}\text{Ne}$	(1) C(^4He) (ppm)	(2)				
					^4He	^{20}Ne	F^m	^{36}Ar	^{84}Kr
S ₁ (Salihli-Kurşunlu)	90 $^{\circ}$	1,75 \pm 0,46	0,57	0,057	1,2	0,67	=I	1,8	2,7
S ₂ (Kula-Madensuyu)	16 $^{\circ}$	3,92 \pm 0,15	28	23	33	0,38	=I	1,5	1,4
S ₃ (Kula-Emir)	57 $^{\circ}$	2,38 \pm 0,06	15	17	49	1,1	=I	1,2	1,5

(1) Concentration of He in gas sample
(2) $F^m = \frac{(^{mM}/^{36}\text{Ar})_{\text{sample}}}{(^{mM}/^{36}\text{Ar})_{\text{air}}}$, where mM means ^4He , ^{20}Ne , ^{36}Ar , ^{84}Kr and ^{132}Xe

collected at the water poll in glass vessel. Sampling vessel was made of glass and its inside volume was about 100 cm.³ Before the noble gas mass spectrometry the gas samples in the glass vessels were divided into several glass ampoules with breakable seal. Noble gas isotopic compositions were analyzed by a mass spectrometer which is of a single focusing 90 $^{\circ}$ sector type with 30 cm. radius of ion curvature in Chemical Laboratory of Okayama University (Japan) by. Dr. Nagao.

Noble gas isotopic and elemental compositions obtained are listed in Table 4. Noble gas elemental and isotopic compositions are a useful indicator for a degassing process of fluid and gaseous materials from the solid earth. Helium isotopic ratios show especially wide variations according to their origin. In the mantle, the average $^3\text{He}/^4\text{He}$ ratio is $1,1 \times 10^{-5}$; in atmosphere $^3\text{He}/^4\text{He} = 1,4 \times 10^{-6}$ and in crust $^3\text{He}/^4\text{He} = 3 \times 10^{-8}$ (Kamenskiy et al., 1976; Sano and wakita, 1985). $^3\text{He}/^4\text{He}$ ratios and elemental compositions of noble gases in the investigated area are presented in Table 4. The temperature of water in the table was measured at the site where the gas sample was collected $^3\text{He}/^4\text{He}$ ratio are higher than the atmospheric ratios and in the range of, 1,75-3,92 in unit of 10^{-6} for Kula area, indicating mantle He in those gases. $^3\text{He}/^4\text{He}$ ratios of gas samples from Kula area are plotted against $^4\text{He}/^{20}\text{Ne}$ ratios in Fig. 13. And after the Fig. 14, $^3\text{He}/^4\text{He}$ ratios are plotted against the concentrations of He in gas samples. Wide variation of He concentrations from, 0,057 to 23 ppm were observed. Since the gases are mainly composed of CO₂, a different degree of dilution by CO₂ causes the wide variation of He concentration in gas samples. A weak positive correlation between $^3\text{He}/^4\text{He}$ ratios and concentrations found in Fig. 14 may be produced by dilution of magmatic He with small

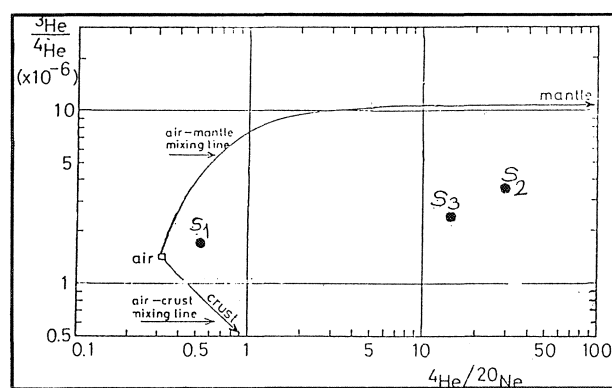


Figure 13. Correlation plot between $^3\text{He}/^4\text{He}$ and $^4\text{He}/^{20}\text{Ne}$ ratios for gas samples from Kula area (The diagram model is taken from Nagao et al., 1989)

Şekil 13. Kula yöresinden alınan gaz örneklerinin $^3\text{He}/^4\text{He}$ ve $^4\text{He}/^{20}\text{Ne}$ ilişkisi diyagramı (Diagram modeli Nagao ve diğerleri, 1989'dan alınmıştır)

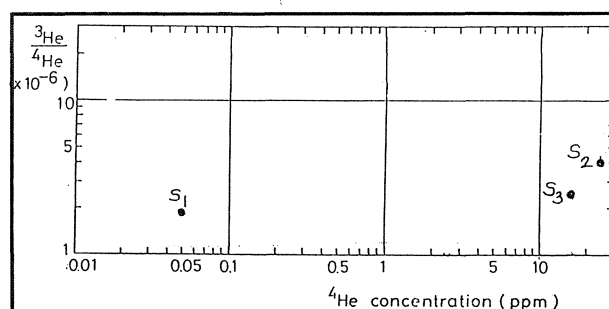


Figure 14. $^3\text{He}/^4\text{He}$ ratios are plotted against ^4He concentrations of gas samples from Kula area (The diagram model is taken from Nagao et al., 1989)

Şekil 14. Kula yöresinden alınan gaz örneklerinin $^3\text{He}/^4\text{He}$ oransallıklarına karşı ^4He konsantrasyonu diyagramı (Diyagram modeli Nagao ve diğerleri, 1989'dan alınmıştır)

quantity of radiogenic ⁴He released with CO₂ from marine carbonate in the crust. Because of a low content of uranium and thorium in carbonate the ratio of radiogenic ⁴He to CO₂ released is low and the He concentration becomes low by dilution.

Noble gas elemental abundance pattern is shown by F^m in Fig. 15. F^m, which indicates the difference between noble gas relative abundances normalized to ³⁶Ar in sample and those in atmosphere, is defined as follows:

$$F^m = (m_M / 36 \text{ Ar})_{\text{sample}} / (m_M / 36 \text{ Ar})_{\text{air}}$$

where ^mM is an isotope of mass "m". The abundance pattern of Ne, Ar, Kr and Xe in the samples are similar to that found in water saturated with atmospheric noble gases. Hence these noble gases may be recycled atmospheric noble gases released from

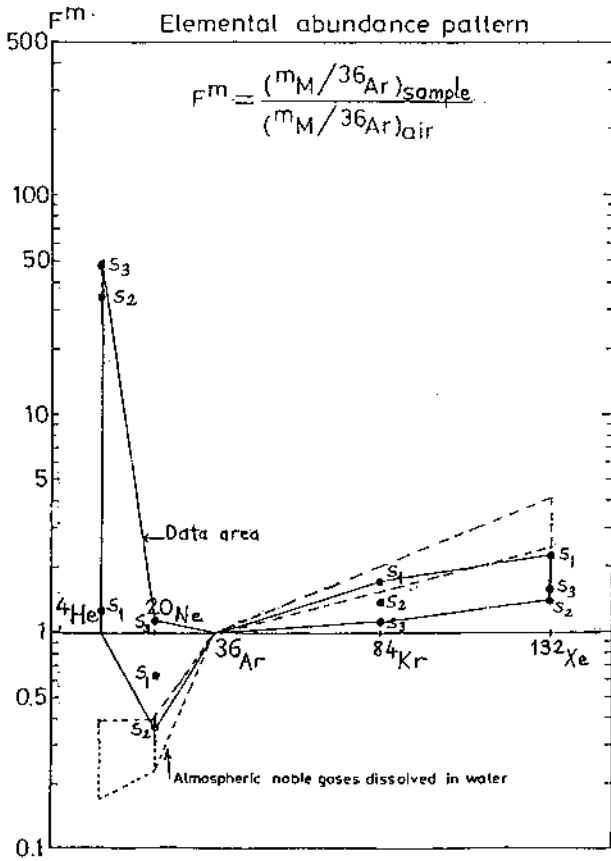


Figure 15. Elemental abundance pattern of noble gases defined by F^m for gas samples from Kula area (The diagram model is taken from Nagao et al., 1989)

Şekil 15. Kula yöresinden alınan gaz örneklerindeki asal gaz kapsamlarının elemental bolluk dağılımları (diagram modeli Nagao ve diğerleri 1989'dan alınmıştır)

ground water. He enrichments in most of the samples can be attributed to the contribution of mantle and crustal He to these samples in Fig. 13.

CARBON ISOTOPIC RATIOS IN GAS SAMPLES IN KULA AREA

Carbon dioxide in gas sample was purified for isotope measurement as follows. An appropriate amount of gas sample was taken into the vacuum line. Carbon dioxide and H₂O were separated from noncondensable gases by using liquid N₂ traps. Carbon dioxide was separated from H₂O by fractional distillation at the temperature of acetone-dryice sherbet and introduced into the mass spectrometer (MAT 250) for isotope measurement in the Chemical Laboratory of Akita University (Japan) by Dr. Kita.

The isotopic compositions (³C/ ¹²C) are reported in the conventional δ³C notation as follows: δ³C = [(¹³C / ¹²C) sample / (¹³C / ¹²C) standart - 1] x 10³, ‰

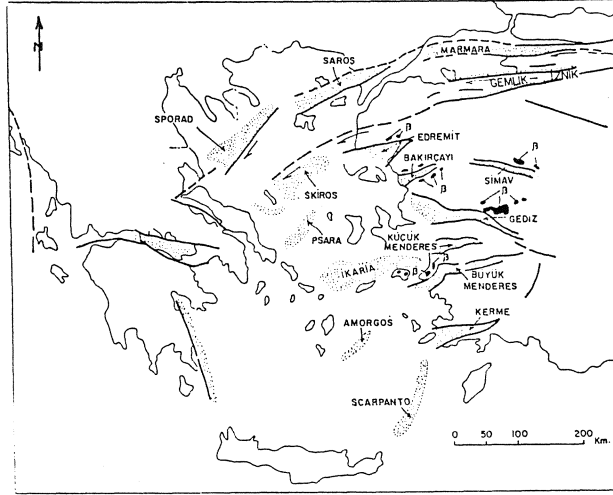
where the standard is PDB (Belemniteella Americana from the Cretaceous Pedee formation, South Carolina).

The chemical and isotopic compositions of gas samples are shown in Table 5. Main component was CO₂. δ³C values (-6.61 to -5.04 ‰) of CO₂ collected in sampling sites in Kula area. These values suggest that the carbon dioxide has a mantle origin. Carbon isotopic ratios are also useful indicators for the origin of materials. The naturally occurring variations of carbon isotopic compositions are greater than 10% (neglecting meteoritic carbonate). Heavy carbonates with δ³C values of more than + 20‰ and light methane with values as low as -90‰ have been reported in literature. δ³C variations of some important carbon compounds are -40 to -20‰ in sedimentary organic material, petroleum and coal; -30 to -10‰ in marine and non marine organism; -10 to -5‰ in carbonatites and diamonds; -8 to -4, 1‰ in mantle origin CO₂. Thus, carbon isotopic ratios in gas samples in Kula area suggest that the carbon dioxide has of mantle origin.

Sample No and Location	H ₂ (ppm)	CH ₄ (ppm)	CO ₂ %	δ ³ C (CO ₂) ‰
S ₁ (Sarıhıllı-Kuşçunlu) I2		55	82	-5,23
S ₂ (Kula-Madensuyu)	Air level	Air lev.	74	-6,61
S ₃ (Kula-Emir)	Air level	Air level	76	-5,04

Table 5. Chemical and isotopic compositions of bubble gases from Kula area

Tablo 5. Kula yöresinden alınan gaz örneklerinin kimyasal ve izotopik bileşimleri.



(Revised from Dewey & Şengör 1979)

Figure 16. The Graben system of western Anatolia
Şekil 16. Batı Anadolu'daki graben sistemi

DISCUSSION

The studied area is in the north of Alaşehir-Salihli (Gediz) graben and it is clear that volcanism is related to that graben system (Fig. 2). If all grabens in western Anatolia are considered it will be realized that they have been active since Middle Miocene (Fig. 16). Some investigators (Dewey and Şengör, 1979; Şengör, 1980; Yılmaz, 1990) suggested that in eastern Anatolia, Aegean-Anatolian plate and Arabic plate started to collide in Middle Miocene and as a result of that collision, compressional tectonics dominated in the region. After collision and crustal thickening, East Anatolian and North Anatolian transform faults were developed in the progressive stages of the compression according to plate tectonic model of Turkey by Ketin (1977). The Aegean-Anatolian plate had started to be pushed along the East Anatolian and North Anatolian transform faults towards to the west. Westward moving Aegean-Anatolian plate met the Africa plate in the west of Greece. For African plate hindered the move of Aegean-Anatolian plate (Şengör, 1980) an E-W compression occurred in all Aegean sea and western Anatolia. This compression began to be progressively relieved by N-S extension which has governed most of the following tectonic evolution of Western Anatolia since Middle Miocene. Under the extensional regime about nine E-W trending grabens formed in the Aegean region as the most prominent structural and morphological features. Thus, it was concluded that Kula alkali basaltic lavas which were formed from a plume shaped mantle generated from a hot spot of the mantle reached to the

surface via the fracture system of Alaşehir-Salihli graben which was originated together with the other grabens of Western Anatolia. This volcanism had its source in a parti metasomatized mantle. All of the geochemical and isotopic results proved that volcanism has a mantle origine. So, mantle gave rise to typical rift-type basalt (much like beneath active rifts where mantle has played a passive role in rifting; e. g. the volcanism of the upper Rheine Graben). According to Yılmaz (1990), in Western Anatolia, the rift induced alkaline basaltic volcanism shows wider diversity in geochemical variations and it is related to the heterogeneous source region which has partially been metasomatised prior to the opening of the rift due to the reasons outlined above. The rift system in Western Anatolia is recently active and according to the theory of plate tectonics it will continue for a while. Noble gas, helium and carbon isotopic composition in gas samples from Kula volcanic province were measured and mantle-derived helium and CO₂ was found in all the recent samples in this investigation. Therefore, it is possible that the Kula volcanism will be re-active and new alkali basaltic lavas will be formed in future. Therefore, it is time to make instrumental volcanologic investigations in the Kula region.

BIBLIOGRAPHY

- Borsi, S., Ferrara, G., Innocenti, F. and Mazzuoli, R., 1972, Geochronology and petrology of recent volcanics in the Eastern Aegean sea: Bull. Volcan., 36/3, 473-496
- Coombs, D.S. and Wilkinson, J. F. C., 1969, Lineages and fractionation trends in undersaturated volcanic rocks from the East Otago volcanic province (New Zealand) and related rocks: Jour. of Petrology, 10/3, 440-501
- Deleuil, A., 1977, Contribution a la geochronologie potassium argon du volcanisme Neogene d'Anatolie occidentale (regions de Kızılcahamam et de Uşak, Turquie): These, Toulouse Paul Sabatier Univ., France, 85 p.
- Dewey, J. f. and Şengör, A. M. C., 1979, Aegean and surrounding region, complex multi plate and continuum tectonics in a convergent zone: Geol. Soc. Amer. Bull., 90,84-92
- Ercan, T., 1981, Geology of the Kula area (West Anatolian, Turkey) and petrology of the volcanic rocks: These, İstanbul, Univ., İstanbul, 168 p.
- Ercan, T. and Ötunalı, Ö., 1982, Characteristic features and "Surge" bed forms of Kula volcanics: Bull. Geol. Soc. Turkey, 25, 117-125

KULA VOLCANICS

- Ercan, T., Satır, M., Kreuzer, H., Türkecan, A., Günay, E., Çevikbaş, A., Ateş, M., and Can, B., 1985, Interpretation of new chemical, isotopic and radiometric data on Cenozoic volcanics of Western Anatolia: *Bull. Geol. Soc. Turkey*, 28, 121-136.
- Erinç, S., 1970, Kula-Adala arasında gene volkan relief i: *İ. Ü. Coğrafya Ens. Derg.*, 17, 148-167
- Göksu, Y., 1982, Gediz kıyısındaki ayak izleri kaç yaşında?: 25/12/1982 tarihli Cumhuriyet Gazetesi, 2.
- Gülen, L., Hart, S., and Ercan, T., 1986, Metasomatized mantle below Western Turkey: A Sr-Nd-Pb isotopic study of alkaline magmas and mantle xenoliths: *Terra Cognita*, 6/2, 241.
- H. De La Roche, H., 1978, La chimie des roches presentee et interpretas d'apres la structure de leur fâdes mineral dans L'espace des variables chimiques: *Chemical Geol.*, 21, 63-87
- Hoefs, J., 1980, *Stable isotope geochemistry*, Springer-Verlag
- Irvine, T. N. and Baragar, W. R. A., 1971, A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks: *Can. Jour. Earth Scien.*, 8, 523-548
- Kamenskiy, I. L., Lobkov, A., Prasolov, E. M., Beskrovny, Y., Kudrayavtseva, E. I., Anufriyev, G. S. and Pavlov, V. P., 1976, Components of the upper mantle in the volcanic gases of Kamchatka according to He, Ne, Ar and C isotopy: *Transl. from Geokhimiya*, 5, 682-694
- Ketin, İ., 1977, Genel Jeoloji, Cilt I, *Yer bilimlerine giriş: İst. Tek. Üniv. yayın*, 1096, 597 p.
- Kuno, H., 1960, High-Alumina basalt: *Journal of Petrology*, 1, 121-145.
- Le Maitre, R.W., 1979, The chemical variability of some common igneous rock,: *Journal of Petrology*, 17/4, 589-637
- Macdonald, G. A. and Katsura, J., 1964, Chemical composition of Hawaiian lavas: *Journal of Petrology*, 5, 82-133
- Nagao, K., Matsuda, J. İ., Kita, I. and Ercan, T., 1989, Noble gas and carbon isotopic compositions in Quaternary volcanic area in Turkey: *Bull. Geomorp.*, 17, 101-110
- Pearce, J. A. and Cann, J. R., 1973, Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analysis: *Earth Planet. Scien. Lett.*, 19, 290-300
- Ricci, C. A. and Şerri, G., 1975, Evidence geochimiche sullo diversa affinita petrogenetica delle rocce basiche comprese nelle serie a facies Toscana: *Boll. Soc. Geol. Ital.*, 94, 1187-1198
- Rittmann, A., 1952, Nomenclature of volcanic rocks: *Bull. Volcan.*, 14, 75-102
- Rittmann, A., 1962, *Volcanoes and their activity*: John Wiley and sons, New York, London, 305 p.
- Sano, Y. and Wakita, H., 1985, Geographical distribution of $^3\text{He} / ^4\text{He}$ ratios in Japan,; Implications for arc tectonics and incipient magmatism: *Jour. Geophys. Res.*, 90, 8729-8741
- Streckeissen, A. L., 1976, Classification of the common igneous rocks by means of their chemical composition, A provisional attempt: *N. Jb. Miner. Monats.* 1976, 1-15.
- Şengör, A. M. C., 1980, Türkiye'nin neotektoniğinin esasları: T. J. K. Yayını, 40p., Ankara
- Tekkaya, İ., 1976, İnsanlara ait fosil ayak izleri: *Yeryuvarı ve İnsan*, 1/2, 8-10
- Thornton, C. P. and Tuttle, O. F., 1960, Chemistry of igneous rocks, Part 1, Differentiation index: *Amer. Jour. Scien*, 258, 664-684
- Washington, H. S., 1894, On the basalts of Kula: *Amer. Jour. Scien*, 48, 114-123
- Washington, H. S., 1900, The Composition of Kulaite: *Journal of Geology*, 8, 610-620
- Whitehead, R. E. S. and Good fellow, W. D., 1978, Geochemistry of volcanic rocks from the Teta-gouche group, Bathurst, New Brunswick, Canada: *Can. Jour. Earth. Scie.*, 15, 207-219
- Yılmaz, Y., 1990, An approach to the origin of young volcanic rocks of Western Turkey: In: *Tectonic Evolution of the Tethyan Region*. Ed: A. M. C. Şengör, Nato ASI Series Vol: 259 Kluwer Academic Publishers Boston/London, 137-159.

KARSANTI YÖRESİNDE (KKD ADANA) YÜZEYLEYEN TERSİYER İSTİFİNİN OSTRAKOD DAĞILIMI VE ORTAMSAL ÖZELLİKLERİ

The ostracode distribution and environmental features of Tertiary sequence of the Karsanti region (NNE Adana)

ÜMİT ŞAFAK Çukurova Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Adana

ÖZ: Çalışma, Karsanti yöresinde (KKD Adana) yüzeyleyen Tersiyer istifinin, ostrakod faunasına dayalı stratigrafisini ve ortamsal özelliklerini incelemeyi amaçlamaktadır. Bu çalışmada, bölgede yüzeyleyen kırıntılı birimlerde, Oligosen-Orta Miyosen zaman aralığında 3\ ostrakod cinsi, 5 alt cinsi ve 31 türü belirlenmiştir. Bu türlerden yararlanılarak, Burdigaliyen-Alt Langiyen'de Neomonoceratina helvetica-Aurila soummamensis Zonu, Gökçen (1984) tanımlanmıştır. Bu zon, Türkiye'de çalışılmış Tetis-Paratetis bölgeleri ile, ayrıca aynı kronostratigrafik düzeyde yapılmış diğer çalışmalarla korele edilmiştir. Çalışma bölgesinde saptanan ostrakod faunasına dayanılarak, Oligosen-Erken Langiyen zaman aralığında, başlangıçta sığ denizel, Oligosen üst düzeylerinde karasal/geçiş ve üst kesimlerde, yani Burdigaliyen-Erken Langiyen'de tekrar, genellikle sığ deniz özelliklerinin hakim olduğu ortamların varlığı belirlenmiştir.

ABSTRACT: The purpose of this study is to investigate the environmental features and stratigraphy, with ostracode fauna, of Tertiary sequence Karsanti Region (NNE Adana)

In this study, 31 Ostracode genus, 5 subgenus and 31 species have been identified from the Oligocene-Middle Miocene age of detritic units cropped out the region. Neomonoceratina helvetica-Aurila soummamensis Zone, Gökçen (1984) has been defined from the Burdigalian-Lower Langhian by using of these species. This zone has been correlated within the previously-studied Tethys-Paratethys regions and with contemporary sequences deposited in Turkey.

According to the ostracode fauna, various deposition environments that Early Oligocene is shallow marine, Late Oligocene is continental/transition and Burdigalian-Early Langhian has shallow marine features are indicated from Oligocene to Early Langhian in the study area.

GİRİŞ

Bu çalışmaya konu olan inceleme alanı Karsanti Bölgesi (Eğribük, Hacıosman, Mavriyan, Kayadibi yöreleridir (Şekil 1). Alan 1/25000 ölçekli Kozan M34-c4 ve N34-bl paftalarında yer alır.

Bölge ve civarında mikropaleontolojik çalışma yapmak amacıyla 4 ölçülü stratigrafi kesiti alınmış, bu kesitler ostrakod içeriğine göre değerlendirilmiştir.

Bölge ve yakın çevresinde, önceki araştırmacılar Blumenthal (1941), Temek (1957), Abdüsselamoğlu (1959), Schmidt (1961), İlker (1975), Pampal (1983), Yurtmen ve diğerleri (1987), Demirkol ve diğerleri(1988), Ünlügenç ve diğerleri (1991), Ünlügenç ve diğerleri (1993), genel jeoloji ağırlıklı çalışmalar yapmışlardır.

Bu çalışmada, inceleme bölgesinde daha önce Yetiş (1978), Schmidt (1961), Yetiş ve Demirkol (1986) ta-

rafından ayrılanmış Demirkazık, Karsanti ve Kaplankaya formasyonları kullanılmıştır. Bu formasyonlardan ölçülen 4 stratigrafi kesitinden alınan 94 kayaç örneği yıkama işlemine tabi tutularak çalışmaya hazırlanmıştır. İncelenen örneklerden 31 ostrakod türü tanımlanmış, bu türlerin stratigrafik dağılımları gözönüne alınarak, 1 ostrakod biyozonu oluşturulmuştur. Ayrıca bu zon Türkiye'de bulunan Tetis-Paratetis bölgeleri ve aynı zamanda diğer bölgelerde aynı kronostratigrafik düzeylerde yapılmış çalışmalarla da karşılaştırılmışlar.

STRATİGRAFİ

İnceleme alanında Mesozoyik ve Senozoyik yaşlı birimler bulunmaktadır. Temelde Jurasik-Kretase yaşlı Demirkazık kireçtaşı yer alır. Tersiyer'de çökelen diğer birimler, bu birim üzerinde uyumsuz olarak yer alır.

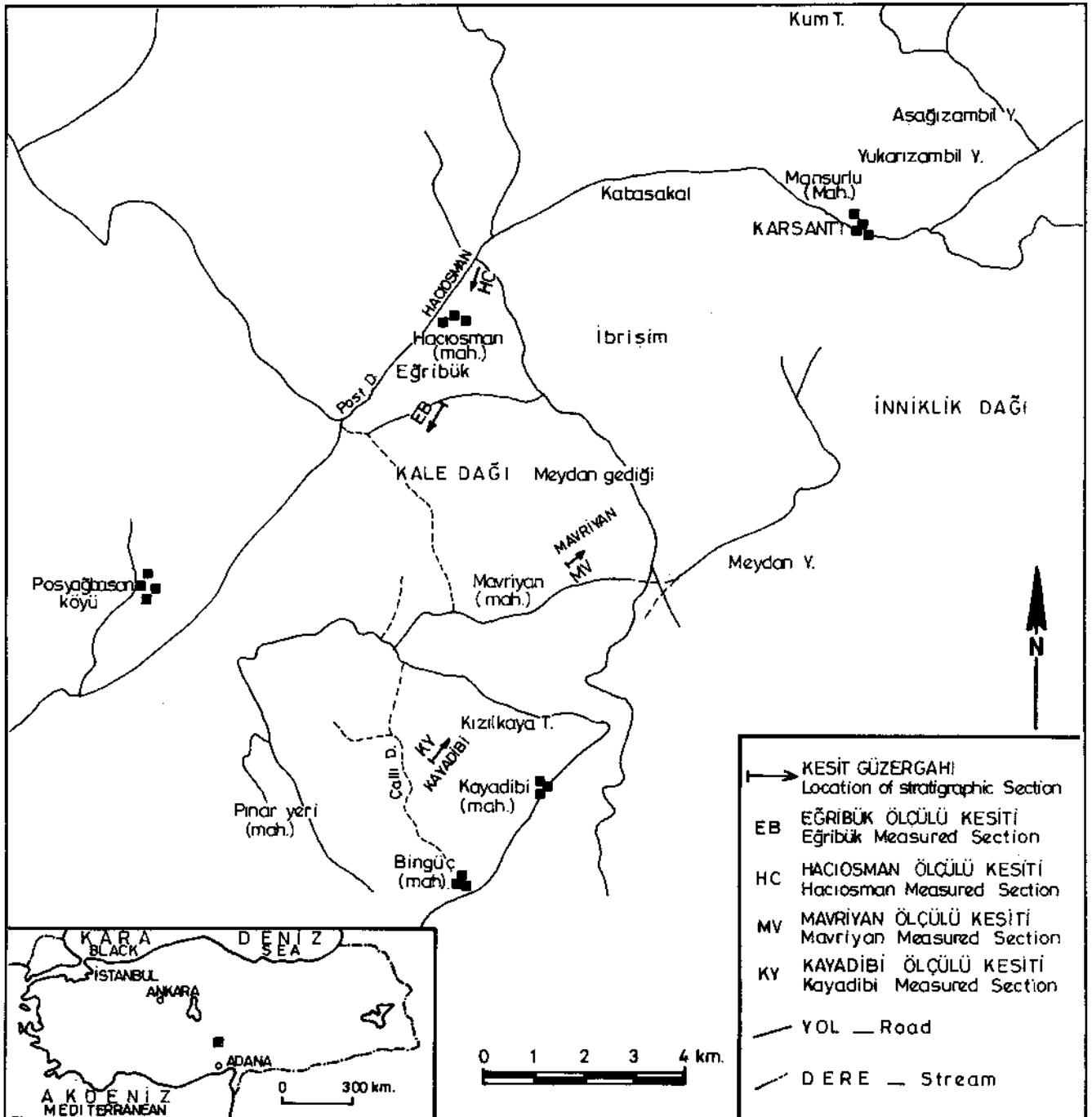
Litostratigrafi

İnceleme alanında gözlenen en yaşlı birim, Demirkazık kireçtaşıdır. Oligosen'de çökelen Karsanti formasyonu bu birim üzerinde uyumsuz olarak yer alır. Karsanti formasyonunun kumlu, siltli çökelleri, tavan sınırında genelde uyumlu ama stratigrafik boşluklu olarak Kaplankaya formasyonuna geçer. Kumlu-killi kireçtaşı ve silt içeren Kaplankaya formasyonu, Burdigaliyen-Erken Lan-giyen'de çökelmiştir (Şekil 2).

Demirkazık formasyonu

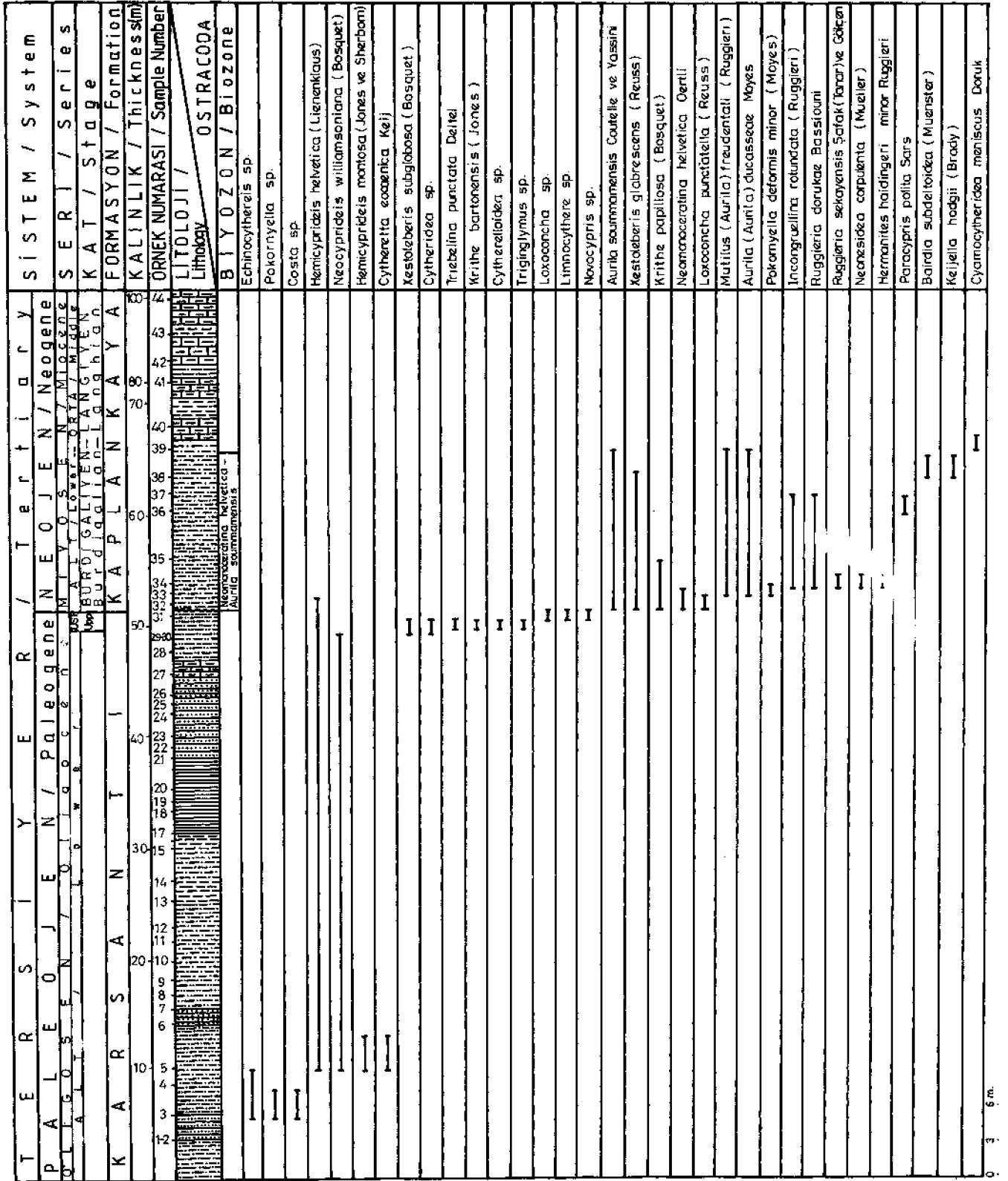
Tanım: Doğu Toroslarda yaygın olarak gözlenen birim Yetiş (1978) tarafından adlandırılmıştır.

Tip yeri, Tip Kesiti: Tip kesiti Yetiş (1978) verilmiş olan birim, çalışma alanında en iyi ve kalın olarak Bingüç ve Kayadibi mahalleleri ile çevresinde yüzeylenmektedir. Burada ölçülen kesit, Kozan N 34-bl paftasında XI: 05250, YI: 46800 başlangıç ve



Şekil 1: İnceleme alanı ölçülü kesitlerinin güzergahları

Figure 1: Locations of the measured sections of the investigated area



Şekil 3: Eğribük Ölçülü Stratigrafi Kesitinde Ostrakodların Dağılımı
 Figure 3: The distribution of ostracode species in the Eğribük Measured Stratigraphic Section

KARSANTI YÖRESİ OSTRAKODLARI

Karsantı formasyonu

Tanım: İlk kez Schmidt (1961) tarafından, Karsantı civarlarında yüzeylenen birimler Garajtepe, Karsantı, Meydan formasyonları olarak ayırtlanmıştır. Ünlügenç ve diğerleri (1993) bu yöre ve civarında yüzeylenen birimlerin, Adana Neojen baseni oluşumu öncesinde, dağlar arasında bir alt havza niteliğinde geliştiğini belirtmişler, birimi alt litozonlara ayırarak incelemişlerdir.

Tip Yeri ve Tip kesiti: Schmidt (1961) tarafından ilk kez incelenen formasyonun en iyi gözlemlendiği yer, Adana İlinin KKD'sunda yer alan Karsantı Baseni'dir. İnceleme alanında ölçülen Eğribük Kesiti, formasyonun litolojisini ve farklı ortam ile yaş düzeylerini yansıtan bir referans kesittir. Buradan ölçülen kesit, Kozan M 34-c4 paftasında XI: 02600, Yİ: 54600 başlangıç ve X2: 02375, Y2: 54300 bitiş koordinatlarında yer alır. Yine bu kesitin yamsıra, alanda ölçülmüş Haciosman ve Mavriyan kesitleri ise, Karsantı formasyonunun üst düzeylerini içeren, ortam olarak birimi çok iyi açıklayan, fakat bunun yamsıra Karsantı Baseni'nin bu kesimlerinde oldukça incelen litoloji sunan referans kesitlerdir.

Kaya Türü: Tabanda yeşilimsi gri renkli çamurtaşı, kum taşı, silttaşı ile başlayan birim, kavkı içeren kumtaşlan, kömür tabakaları ve kiltaşlan ile devam eder.

Alt ve Üst Sınır: Formasyon, tabandaki Demirkazık kireçtaşı üzerinde aşıl uyumsuzdur. Üst sınırında ise Kaplankaya formasyonu ile uyumlu görünümde olmasına karşın gerçekte bir stratigrafik boşluğu izleyerek yer almaktadır. İnceleme alanında ortalama olarak 45 m. kalınlık veren istif, Karsantı alt baseninde çok daha fazla kalınlık sunmaktadır.

Yanal Yayılım: Çalışma alanında birimin yanal yayılımı gözlenememiştir.

Kalınlık: İnceleme alanında 5 m. kalınlık veren istif, Karsantı alt baseninde çok daha fazla kalınlık sunmaktadır.

Fosil ve Yaş: Formasyonu oluşturan kırıntı birimler; Globigerina ampliapertura Bolli, Globorotalia opima opima Bolli, Globigerina tripartita Koch gibi sığ deniz özellikli planktik foraminifer ve bu çalışma ile saptanan Hemicyprideis helvetica (Lienenklaus), Cytheretta eocaenica Keij, Neocyprideis williamsoniana (Bosquet), Echinocythereis sp. gibi ostrakod faunası ile erken Oligosen'i belirlemektedir.

Birimin üst kesimlerindeki kömürlü ihucyeler, Candona (Pseuclocandona) fertilis fertilis Tii-

ebel, Ilyocypris boehli Triebel, Novocypris sp., Limnocythere sp. gibi, karasal ve geçiş ortamı özelliği gösteren ostrakodlarla Geç Oligoseni temsil etmektedir. Bu çalışmada ölçülen Eğribük Kesiti, formasyonu bütün bu özellikleri ile tanımlar nitelikte bir kesittir.

Kaplankaya formasyonu

Tanım: Formasyon Yetiş ve Demirkol (1986) tarafından isimlendirilmiştir.

Tip Yeri, Tip Kesiti: Yetiş ve Demirkol (1986) tarafından tip yeri ve kesiti verilmiş olan formasyon bu çalışmada en iyi Eğribük mevkiinde, ayrıca fazla kalın olmamasına rağmen litoloji ve fosil içeriği ile birimi çok iyi yansıtan Kayadibi mevkiinde yüzeylenmektedir. Alanda ölçülen Eğribük Kesiti referans kesit niteliğinde olup, Kozan M 34-c4 paftasında XI: 02600, Yİ: 54600 başlangıç ve X2: 02375, Y2: 54300 bitiş koordinatlarında yer almaktadır. Araştırma bölgesinde yine referans kesit olarak ölçülen Kayadibi Kesiti ise, 1/25000 ölçekli Kozan N34, b1 paftasında XI: 05250, Yİ: 46800 başlangıç ve X2: 05300, Y2: 46875 bitiş koordinatlarında yer almaktadır.

Kaya Türü: Taban kesimlerinde sarımsı, yeşil renkli silttaşı ve çamurtaşı, kumtaşı ardalanması şeklinde gözlenen birim, üst kesimlerinde krem renkli killi kireçtaşı ve kumtaşlanına geçer.

Alt ve Üst Sınır: İnceleme alanının güneyinde, Kayadibi mevkiinde alt sınırında Demirkazık kireçtaşı üzerinde uyumsuz yer alır. Alanın kuzeybatısında Eğribük mevkiinde ise tabanda Karsantı formasyonu üzerinde uyumlu görünümde olmasına karşın gerçekte bir stratigrafik boşluğu izleyerek yer almaktadır.

Yanal Yayılım: İnceleme alanında birimin yanal yayılımı gözlenememiştir.

Kalınlık: İnceleme alanında 50 m. kalınlık veren istif, Adana Baseni kuzey-kuzeybatısında daha fazla kalınlıklı olarak gözlenebilmektedir.

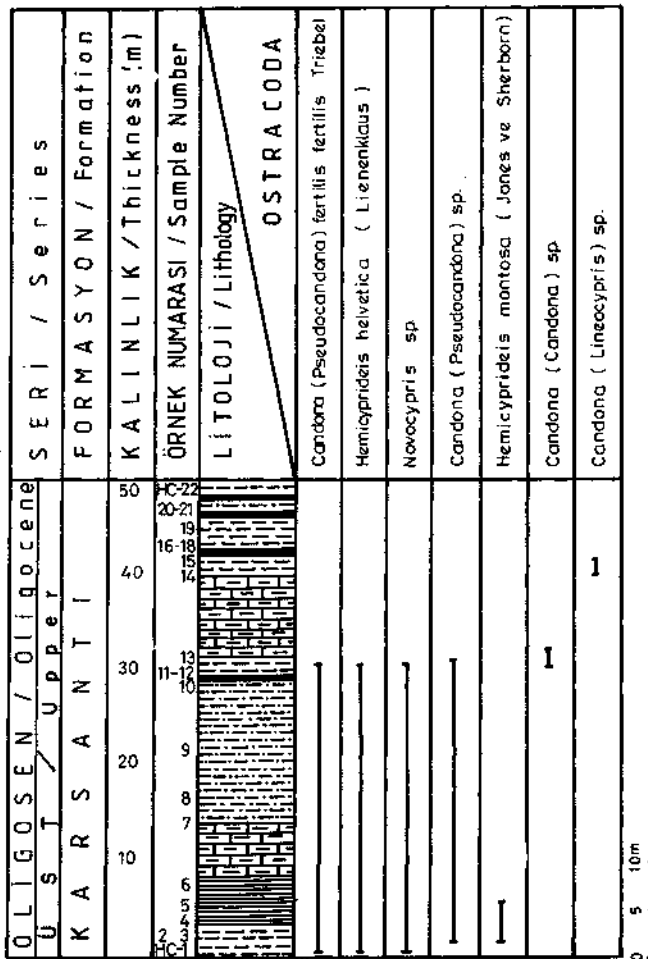
Fosil ve Yaş: Formasyonun içerdiği Aurila soummamensis Coutelle ve Yassini, Neomonoceratina helvetica jOertli, Hermanites haidingeri minor Ruggieri gibi ostrakod faunası ile Burdigaliyen-Erken Langiyen'de çökeldiği belirlenmiştir.

Bu birimlere ait önemli ostrakodlar Levha I ve Levha II'de verilmiştir.

Biyostratigrafi

Çalışma alanındaki Tersiyer istifinde saptanan ostrakod türlerine göre, ardalanmalı olarak yer alan üç farklı ortam ve biyozon ortaya çıkmıştır.

Araştırma bölgesini belirleyen ilk ortam, *Cytheretta eocaenica* Keij, *Costa* sp., *Echinocythereis* sp., *Krlthe bartonensis* (Jones), *Triebelina punctata* Deltel, *Xestoleberis subglobosa* (Bosquet), *Triginglymus* sp., *Cytherelloidea* sp. ile belirlenen sığ denizel ortamdır. Bu ortamı *Hemicyprideis helvetica* (Lienenklaus), *Hemicyprideis montosa* (Jones ve Sherborn), *Neocyprideis williamsoniana* (Bosquet), *Ilyocypris boehli* Triebel, *Candona* (*Pseudocandona*) *fertilis* *fertilis* Triebel, *Candona* (*Pseudocandona*) sp., *Cytheridea* sp., *Novocypris* sp., *Candona* (*Lineocypris*) sp. gibi ostrakod topluluğundan oluşan karasal-geçiş özellikli ikinci ortam izlemektedir. Çalışma alanındaki istifin üst düzeylerinde ise yine genellikle sığ deniz özellikli 3. bir ortam gözlenmiştir. Bu üçüncü ortamın başlangıç düzeylerinde



Şekil 4: Hacısman Ölçülü Stratigrafi Kesitinde Ostrakodların Dağılımı

Figure 4: The distribution of ostracode species in the Hacısman Measured Stratigraphic Section.

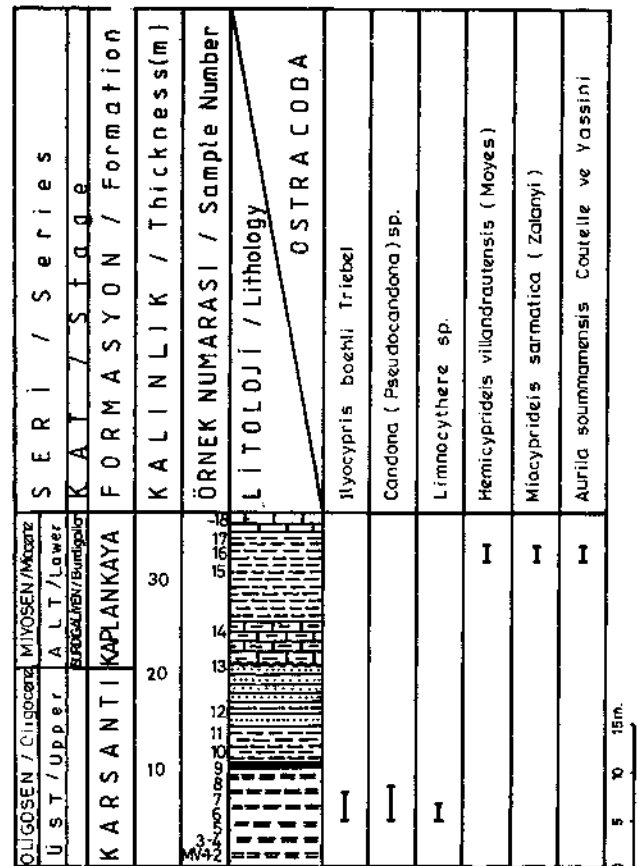
Neomonoceratina helvetica-*Atrila soummamensis* Zonu, Gökçen (1984) yer almaktadır.

Neomonoceratina helvetica-*Aurila soummamensis* Zonu, Gökçen (1984);

Bu zona adını veren fosillerin ilk olarak gözlemlendiği, Kaplankaya formasyonuna ait çamurlu-kili ve sütü birimler içerisinde yer almaktadır. *Loxoconcha punctatella* (Reuss), *Incongruella rotundata* (Ruggieri), *Ruggieria dorukae* Bassiouni, *Krithe papillosa* (Bosquet), *Xestoleberis glabrescens* (Reuss), *Aurila* (*Aurilia*) *ducasseae* Moyes, *Ruggieria sekayensis* Şafak (Tanar) ve Gökçen bu zon içerisinde yer alan ostrakodlardır.

Lokalite: Bu zonun fosil formları, sadece Eğribük Ölçülü Stratigrafi Kesiti'nde, Kaplankaya formasyonuna ait 33, 34, 35, 30, 37, 38, 39 no.lu örnekler içerisinde saptanmıştır.

Yaş: Burdigaliyen/Erken Langiyen



Şekil 5: Mavriyan Ölçülü Stratigrafi Kesitinde Ostrakodların Dağılımı

Figure 5: The distribution of ostracoda species in the Mavriyan Measured Stratigraphic Section.

KARSANTI YÖRESİ OSTRAKODLARI

Karşılaştırma ve Yorum: Bu zon, Carbonnel ve Jiricek (1977) tarafından yapılan Tetis-Paratetis genel zonlamasında, Otnangiyen-Karpatiyen/Akitaniyen orta düzeyinde başlayıp, Burdigaliyen sonuna dek devam eden Neomoceratina helvetica Carbonnel ve Jiricek (1977) Superzonu'na karşılık gelmektedir.

Jiricek (1983) tarafından yapılan çalışmada bu zon, Tetis için Burdigaliyen'de Neomonoceratina helvetica ile Eyggieria carinata Zonu, Jiricek (1983) ve Pseudopsammocythere kollmanni, Neomonoceratina helvetica ile Krithe langhiana Zonu, Jiricek (1983) tanımlanmıştır. Yine aynı çalışmacı tarafından, Paratetis'te bu zona karşılık Neomonoceratina helvetica-Cytheridea otnangensis Zonu, Jiricek (1983) ile Cytheridae paracinninata-Paracypnidaeis triebeli Zonu, Jiricek (1983) tanımlanmıştır. Gökçen (1979, 1984) tarafından, Batı, Güney ve Orta Anadolu'nun Kale-Yenişehir- Konya, Karaman, Silifke-Erdemli ve Sivas-Celalli bölgelerinde yapılmış çalışmalarda, Neomonoceratina helvetica Superzonu Gökçen (1984)'nun, Burdigaliyen'e karşılık gelen zaman aralığında bulunduğu ve Türkiye'de bir süre Langiyen içerisinde devam ettiği açıklanmıştır. Mut Havzası'nda bu zona karşılık Prionocypris sp. - Hemicypriidae helvetica zonu üst düzeyleri ile Pokornyella deformis minor-Callistocythere enensis Zonu, Tanar (1989) ve Şafak-Gökçen (1991) tarafından tanımlanmıştır. Antakya Havzası'nda Şafak (1992), yine aynı stratigrafik düzeyde Neomonoceratina helvetica-Aurila soummamensis Zonu, Gökçen (1984)'nu tanımlamıştır. Şafak ve Ünlügenç (1993) tarafından, Adana kuzey kesiminde- Solaklı, Kevizli ve Kozuluk köyleri civarında yapılan biyostratigrafik çalışmada da aynı stratigrafik düzeyde Neomonoceratina helvetica-Aurila Soummamensis Zonu, Gökçen (1984) olarak izlenen bu zon, bu çalışmada da Gökçen'in (1984) çalışmasında önerilen Neomonoceratina helvetica-Aurila soummamensis Superzonu'na, Mut Havzası'nda tanımlanan zona, Antakya Havzası'nda verilen ve aynı zamanda, Adana kuzeyi için de tanımlanan Neomonoceratina helvetica-Aurila soummamensis Zonu, Gökçen (1984)'na, stratigrafik düzey ve tanım olarak paralellik göstermektedir.

Ortam: Yeşilimsi gri renkli çamurtaşı, kiltaşlanın egemen litolojisi oluşturduğu sığ denizdir.

ÖLÇÜLÜ STRATİGRAFİ KESİTLERİ

Eğribük ölçülü Stratigrafik Kesiti

Eğribük Ölçülü Stratigrafik Kesiti, 1/25000 ölçekli topoğrafik haritada, Kozan M34-c4 paftasında

XI: 02600, YI: 54600 başlangıç ve X2: 02375, Y2: 54300 bitiş koordinatlarında yer almaktadır. 100 m. toplam kalınlıklı ölçülen kesitin tabandan itibaren 50 m.ye yakın olan kesimi Karsanti formasyonu, 51-100 metreler arası Kaplankaya formasyonunu oluşturmaktadır. Kesitte Karsanti formasyonu, tabanda yeşilimsi gri renkli çamurtaşları ile başlamakta, kumtaşı arabantlı, yeşil renkli, fosilli, bol bitki kırıntılı silttaşları ile devam etmektedir. İstifin 18-20'inci metresinde, kaba kum taşından kiltaşma doğru derecelenme gözlenmektedir. Kesitte, 20-25'inci metreler arasında, yine silttaşı ve çamurtaşları birimin litolojisini oluştururken, 25-30'uncu metrelerde belirgin laminalı, kiltaşları hakimdir. 30-40'uncü metreler arasında bitki kırıntılı çamurtaşı ve bitki izli şeyi, litoloji olarak gözlenmektedir. Karsanti formasyonunun üst kesimleri genellikle kumtaşlarından oluşmakta, daha üstlere doğru silttaşlarına geçiş göstermektedir. Kaplankaya formasyonu 50'inci metreden itibaren silttaşı, çamurtaşının hakim olduğu litoloji ile başlar, 70'inci metrede sert, açık renkli killi kireçtaşlarına geçiş gösterir. İstifin üst sınırına dek, fosilli, killi kireçtaşları devam etmektedir.

Kesit boyunca 44 örnek derlenmiş, bu örneklerden 28 ostrakod cinsi ve 25 türü belirlenmiştir.

Kesitte Hemicypriidae helvetica (Liennenklau), Cytheretta eocaenica Keij, Neocyprideis williamsoniana (Bosquet), Ecfainocythereis sp., Erken Oligosen zaman aralığını sığ deniz ortamında karakterize etmektedir. Geç Oligosen'de ise Xestoleberis subglobosa (Bosquet), Cytherelloidea sp., Loxoconeha sp., Novocypris sp., Limnocythere sp. gibi karasal-geçiş özellikli bir ortam söz konusudur.

İstifte 50-100 metreler arasında yer alan Kaplankaya formasyonu, Karsanti formasyonu üzerinde belirgin bir açılı uyumsuzluğun olmamasına rağmen, stratigrafik boşluklu (lakünlü) olarak bulunmakta- ostrakod kapsamı ile, Karsanti formasyonunun 2 ortamı olan karasal/geçiş ortamından sonraki derinleşmeyi açıklamaktadır. Kaplankaya formasyonu alt düzeylerinde fosilli, grimsi-bej renkli çamurtaşları, silttaşları gözlenmektedir. İstifte 60'uncü metreden itibaren açık renkli killi kireçtaşları, çamurtaşları ve kiltaşları ile ardalanmalı olarak görülür. Kesitin üst kesimlerinde, killi kireçtaşlarında artış bulunmaktadır. Formasyonun üst kesimlerindeki bu killi kireçtaşlarının konumu K15B, 25°GB'dir.

Kesitin, Kaplankaya formasyonunun ilk başladığı yerden itibaren, 51-66'inci metreleri arasında Neomonoceratina helvetica-Aurila soummamensis Zonu, Gökçen (1984) gözlenmektedir. Bu zon, Neomonoceratina helvetica Oertli ile Aurila soummamensis

Coutelle ve Yassinfin ilk görünümü ile başlamaktadır. Bu iki tür, zon içerisinde birlikte görünmekte, *Aurila soummamensis* Coutelle ve Yassini, *Neomonocera helvetica* Oertli'nin son görünümünden sonra bir süre daha devam etmektedir. *Loxococoncha punctatella* (Reuss), *Mutilus* (*Aurila*) *freudentali* (Ruggieri), *Aurila* (*Aurila*) *ducasseae* Moyes, *Incongruella rotundata* (Ruggieri), *Xestoleberis glabrescens* (Reuss), *Ruggieria dorukae* Bassuouni, *Ruggieria sekayensis* Şafak (Tanar) ve *Gökçen*, *Neonesidea corpulenta* (Mueller), *Hermanites haidingeri minor* Ruggieri, *Pokornyella deformis minor* (Moyes), *Paracypris polita* Sars, *Bairdia subdeltoidea* (Muenster) kesitte, bu zon içerisinde yer alan ostrakodlardır (Şekil 3). Kesitin Kaplankaya formasyonu içerisinde yer alan kesiminde *Natica* sp., *Turritella* sp. gibi gastropodlar da bulunmaktadır. Bu kesimde yer alan ostrakod türleri genellikle sığ denizel ortamı yansıtan özelliktedir.

Hacıosman Ölçülü Stratigrafi Kesiti

Hacıosman Ölçülü Stratigrafi Kesiti, 1/25000 ölçekli topoğrafik haritada, Kozan M34-c4 paftasında XI: 02950, YI: 56400 başlangıç ve X2: 02750, Y2: 56250 bitiş koordinatlarında yer alır. Kesit, Karsantı formasyonundan ve 50 metre kalınlıklı olarak ölçülmüştür. Formasyonun tabanında kumtaşları ve kilttaşları bulunmakta olup kumtaşı tabakalarının durumları K65 B, 24° GD'dur. İstifte, 4-8'inci metreler arasında laminalı, yoğun bitki kırıntılı şeyi yer almaktadır. Daha sonra kesit orta katmanlı killi kireçtaşları, bitki kalıntıları içeren çamurtaşı ve silttaşları ile devam etmektedir. İstifin 30'uncu metresinde yer alan kömür düzeyi üzerine, grimsi yeşil renkli kilttaşları, killi kireçtaşları gelmekte, 40-50 metreler arasında ise bu bol karbonlu çamurtaşları ve silttaşları arasında bu kömürlü düzeyler sıkça gözlenmektedir.

Kesit boyunca 21 örnek derlenmiş, bu örneklerden 5 ostrakod cinsi ve 3 türü tanımlanmıştır. Kesitin tabanından itibaren görülmeye başlayan ve silttaşları ile çamurtaşları içerisinde yoğun olarak yer alan *Hemicyprideis helvetica* (Lienenklaus) *Candona* (*Pseudocandona*) *fertilis fertilis* Triebel, *Candona* (*Pseudocandona*) sp., *Candona* (*Lineocypris*) sp., *Candona* (*Candona*) sp., *Novocypris* sp., kesitte yer alan başlıca ostrakod topluluğudur (Şekil 4).

Kesitte gözlenen *Hemicyprideis helvetica* ile *Hemicyprideis montosa* lagün ortamını, *Candona* (*Pseudocandona*) sp., *Candona* (*Lineocypris*) sp. ve benzeri türler karasal ortamı karakterize eden ostrakodlar olduğundan kesit çalışma alanında yüzeylenen istifin karasal-geçiş özellikli kesimini oluşturmaktadır.

Mavriyan Ölçülü Stratigrafi Kesiti

Mavriyan Ölçülü Stratigrafi Kesiti, 1/25000 ölçekli topoğrafik haritada, Kozan N34-bl paftasında XI: 05675, YI: 51750 başlangıç ve X2: 05800, Y2: 51800 bitiş koordinatlarında yer almaktadır. Kesitin toplam kalınlığı 40 m. ölçülmüş, tabandan 22 metreye kadar olan kesimi Karsantı formasyonu içerisinde, üstte bulunan 18 metrelik kesimi de Kaplankaya formasyonunun içerisinde tanımlanmıştır. Karsantı formasyonu tabanda yeşilimsi gri renkli kilttaşı banüan ile başlamakta, grimsi-şarabi renkli, dağılgan, bol fosilli marn düzeyleri ile devam etmekte, 10'uncu metresinde kömür bantları da içermektedir. İstif daha sonra organizma yaşam izlerinin bulunduğu, gastropodlu, kilttaşları, ince kumtaşları ve yeşilimsi gri renkli çamurtaşı, killi kireçtaşı ile devam etmektedir. Bu birim üzerinde uyumsuz olarak Kaplankaya formasyonu yer almaktadır. Formasyon sert, gri renkli killi kireçtaşları ile başlamakta, 25'inci metreden itibaren açık renkli kilttaşları ile devam etmektedir. İstifin üst kesiminde kireçtaşları gözlenmektedir.

Kesit boyunca 18 örnek derlenmiş, bu örneklerden 6 ostrakod cinsi ve 5 türü belirlenmiştir. Kesitte Karsantı formasyonuna ait *Ilyocypris boenli* Triebel, *Candona* (*Pseudocandona*) sp., *Limnocythere* sp. gibi karasal-geçiş ortamı özelliğinde ostrakodlar yanısıra *Helix* sp. *Planorbis* sp. gibi tatlı su ortamını veren gastropodlar yer almaktadır. Bu fauna çalışma alanında Karsantı formasyonunun en üst kesimlerini belirtmektedir. Ayrıca Kaplankaya formasyonunun killi düzeylerinde saptanan *Hemicyprideis villandrautensis* (Moyes), *Miocyprideis sarmatica* (Zalanyi), *Aurila soummamensis* Coutelle ve Yassini gibi sığ deniz karakterli ostrakodlar kesitin üst düzeylerine ait başlıca fosil topluluğunu oluşturmaktadır (Şekil 5).

Kayadibi Ölçülü Stratigrafi Kesiti

Kayadibi Ölçülü Stratigrafi Kesiti, 1/25000 ölçekli topoğrafik haritada, Kozan N34-bl paftasında XI: 05250, YI: 46800; başlangıç; ve X2: 05300, Y2: 46875 bitiş koordinatlarında yer alır. Kesitin toplam kalınlığı 17 m. ölçülmüş olup tabanda bulunan Demirkazık formasyonu üzerinde Kaplankaya formasyonu uyumsuz olarak yer alır. 15 m. kalınlıklı olarak ölçülen bu birim tabanda grimsi yeşil renkli kumtaşları ile başlayıp, silttaşları ile ardalanmalı olarak devam etmektedir.

Kesit boyunca derlenen 12 örnekten 9 ostrakod cinsi ile 11 türü belirlenmiştir. Kesitin 4-6 mleri arasında saptanan *Hemicyprideis helvetica* (Lienenklaus), *Hemicyprideis villandrautensis* (Moyes), *Miocyprideis sarmatica* (Zalanyi), *Xestoleberis*

KRETASE Cretaceous	T E R S İ Y E R / Tertiary		S İ S T E M / System										
ÜST KRETASE Upper Cretaceous	M İ Y O S E N / Miocene		S E R İ / Series										
	A L T / Lower	ORTA / Middle											
MAESTRIHTIYEN Maastrichtian	B U R D İ G A L İ Y E N — L A N G İ Y E N Burdigalian — Langhian		K A T / Stage										
DEMİRKAZIK KİREÇTAŞI	K A P L A N K A Y A		F O R M A S Y O N / Formation										
1	2	4	6	8	10	12	14	16	K A L İ N L İ K / Thickness(m)				
	KY-1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	UKR-2	ÖRNEK NUMARASI / Sample Number
LİTOLOJİ / Lithology													
O S T R A C O D A													
Hemicyprideis helvetica (Lienenklaus)													
Hemicyprideis villandrautensis (Moyes)													
Miocyprideis sarmatica (Zalanyi)													
Xestoleberis glabrescens (Reuss)													
Cytherella sp.													
Aurila soummamensis Coutelle ve Yassini													
Krithe papillosa (Bosquet)													
Neonesidea corpulenta (Mueller)													
Ruggieria sekayensis Şafak (Tanar) ve Gökçen													
Mutilus (Aurila) freudentali (Sissingh)													
Mutilus (Aurila) speyeri (Brady)													
Cytheretta orthezensis Moyes													

0 1 2 3 m.

Sekil 6: Kayadibi Öğütü Stratiğrafi Kesitinde Ostrakodların Dağılımı
Figure 6: The distribution of ostracoda species in the Kayadibi Measured Stratigraphic Section.

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 12x 17 cm Vertical 8x23 cm

Türkiye Jeoloji Bülteni'nde Yayınlanması 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 altı açıklamaları da Türkçe ve İngilizce olarak iki dilde hazırlanmış olmalıdır. Yazıların başlık, öz ve resimleme açıklamaları dışındaki 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	
Yanm Sayfa	: Yan 12x17 cm	Dik 8x23 cm

KARSANTI YÖRESİ OSTRAKODLARI

LEVHA I

- Şekil 1: *Cytherelloidea* sp.
Eğribük Ölçülü Kesiti, Alt Oligosen
Kabuk, sol yandan görünüm, x42,
EB9230
- Şekil 2: *Triebelina punctata* Deltel
Eğribük Ölçülü Kesiti, Alt Oligosen
Kabuk, sağ yandan görünüm, x68,
EB9230
- Şekil 3: *Neonesidea corpelenta* (Mueller)
Eğribük Ölçülü Kesiti, Burdigaliyen
Kabuk, sol yandan görünüm, x74 EB9234
- Şekil 4-5: *Hemicyprideis helvetica* (Lienenk-
laus)
Eğribük Ölçülü Kesiti, Oligosen-
Burdigaliyen
4. Kabuk, sol yandan görünüm, (K), x46,
EB9233
5. Kabuk, sol yandan görünüm, (E), x59,
EB923
- Şekil 6: *Pokornyella* sp.
Eğribük Ölçülü Kesiti, Alt Oligosen
Kabuk, sağ yandan görünüm, x52, EB923
- Şekil 7-8: *Neocyprideis williarasoniana* (Bos-
quet)
Eğribük Ölçülü Kesiti, Alt Oligosen
7. Kabuk, sol yandan görünüm, (K), x64,
EB923
8. Kabuk, sırttan görünüm, (K), x64,
EB923
- Şekil 9-10: *Miocyprideis sarmatica* (Zalanyi)
Kayadibi Ölçülü Kesiti, Burdigaliyen
9. Kabuk, sağ yandan görünüm, x50, KY
923
10. Kabuk, sol yandan görünüm, x50,
KY923
- Şekil 11: *Cyamocytheridea meniscus* Doruk
Eğribük Ölçülü Kesiti, Burdigaliyen-
Langiyen
Kabuk, sağ yandan görünüm, x64,
EB9239
- Şekil 12-14: *Neomonoceratina helvetica* Oertli
Eğribük Ölçülü Kesiti, Burdigaliyen
12. Kabuk, sol yandan görünüm, (K),
x80, EB9232
13. Kabuk, sağ yandan görünüm, (E),
x68, EB9232
14. Kabuk, sol yandan görünüm, (E), x68,
EB9232

PLATE I

- Figure 1: *Cytherelloidea* sp.
Eğribük Measured Section, Lower Olig-
ocene
Carapace, left side view, x42, EB9230
- Figure 2: *Triebelina punctata* Deltel
Eğribük Measured Section, Lower Olig-
ocene
Carapace, right side view, x68, EB9230
- Figure 3: *Neonesidea corpulenta* (Mueller)
Eğribük Measured Section, Burdigalian
Carapace, left side view, x74, EB9234
- Figure 4-5: - *Hemicyprideis helvetica* (Lienenk-
laus)
Eğribük Measured Section, Oligocene-
Burdigalian
4. Carapace, left side view, (K), x46,
EB9233
5. Carapace, left side view, (E), x59,
EB923
- Figure 6: *Pokornyella* sp.
Eğribük Measured Section, Lower Olig-
ocene
Carapace, right side view, x52, EB923
- Figure 7-8: *Neocyprideis williamsoniana*
(Bosquet)
Eğribük Measured Section, Lower Olig-
ocene
7. Carapace, left side view, (K), x64,
EB923
8. Carapace, dorsal view, (K), x64,
EB923
- Figure 9-10: *Miocyprideis sarmatica* (Zalanyi)
Kayadibi Measured Section, Burdigalian
9. Carapace, right side view, x50,
KY923
10. Carapace, left side view, x50,
KY923
- Figure 11: *Cyamocytheridea meniscus* Doruk
Eğribük Measured Section, Burdigalian-
Langhian
Carapace, right view, x64, EB9239
- Figure 12-14 : *Neomonocerina helvetica* Oertli
Eğribük Measured Section, Burdigalian
12. Carapace, left side view, (K), x80,
EB9232
13. Carapace, right side view, (E), x68
EB9232
14. Carapace, left side view, (E), x68,
EB9232

LEVHA I
PLATE I



1



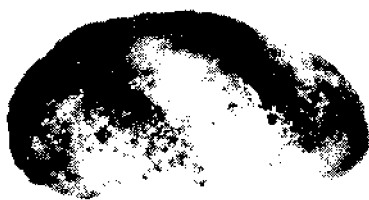
4



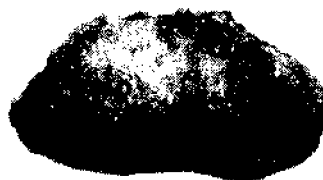
6



7



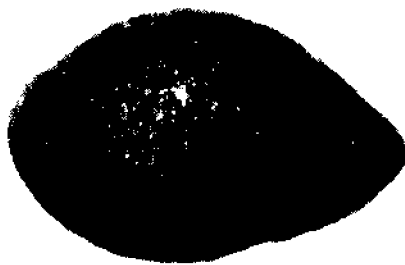
5



2



8



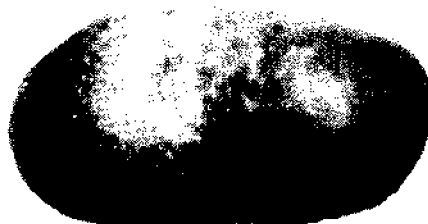
3



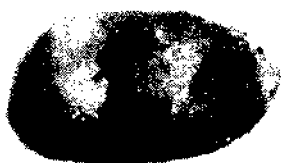
9



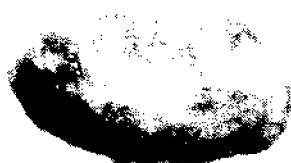
11



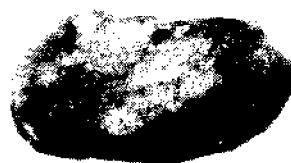
10



12



13



14



1



2



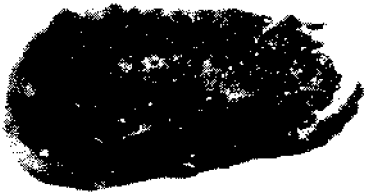
4



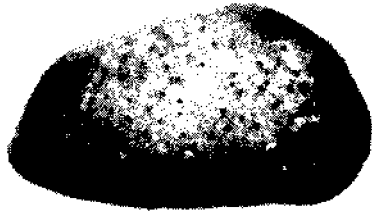
3



5



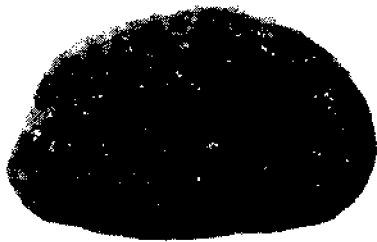
6



7



9



10



8



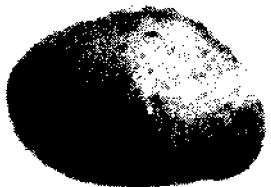
12



11



13



14



15

LEVHA II

- Şekil 1: *Ruggieria sekayensis* Şafak (Tanar)-Gökçen, Kayadibi Ölçülü Kesiti, Burdigaliyen-Langiyen Kabuk, sağ yandan görünüm, x62, KY9210
- Şekil 2-3: *Ruggieria dorukae* Bassiouni Eğribük Ölçülü Kesiti, Burdigaliyen
2. Kabuk, sırttan görünüm, x50, EB9234
3. Kabuk, sağ yandan görünüm, x50, EB9234
- Şekil 4: *Krithe bartonensis* (Jones) Eğribük Ölçülü Kesiti, Alt Oligosen Kabuk, sırttan görünüm, x51, EB9230
- Şekil 5: *Krithe papillosa* (Bosquet) Kayadibi Ölçülü Kesiti, Burdigaliyen-Langiyen Kabuk, sol yandan görünüm, x56, KY9210
- Şekil 6: *Hermanites haidingeri* minor Ruggieri Eğribük Ölçülü Kesiti, Burdigaliyen Kabuk, sol yandan görünüm, x70, EB9234
- Şekil 7-8: *Mutilus (Aurila) freudentali* (Ruggieri) Eğribük Ölçülü Kesiti, Burdigaliyen-Langiyen
7. Kabuk, sağ yandan görünüm, x60, EB9239
8. Kabuk, sırttan görünüm, x60, EB9239
- Şekil 9: *Aurila soummamensis* Coutelle ve Yassini Eğribük Ölçülü Kesiti, Burdigaliyen-Langiyen Kabuk, sol yandan görünüm, x70, EB9239
- Şekil 10-11: *Pokornyella deformis* minor (Moyes) Eğribük Ölçülü Kesiti, Burdigaliyen-Langiyen
10. Kabuk, sağ yandan görünüm, x53, Eb9233
11. Kabuk, sırttan görünüm, x53, EB9233
- Şekil 12-13: *Tringlymus* sp. Eğribük Ölçülü Kesiti, Alt Oligosen
12. Kabuk, sağ yandan görünüm, x56, EB9230
13. Kabuk, sol yandan görünüm, x56, EB9230
- Şekil 14: *Loxoconcha* sp. Eğribük Ölçülü Kesiti, Üst Oligosen Kabuk, sol yandan görünüm, x76, EB9231
- Şekil 15: *Candona (Pseudocandona) fertilis* fertilis Triebel Haciosman Ölçülü Kesiti, Üst Oligosen Sol kapak, yandan görünüm, x63, HC923

PLATE II

- Figure 1: *Ruggieria sekayensis* Şafak (Tanar) and Gökçen Kayadibi Measured Section, Burdigalian-Langhian Carapace, right side view, x62, KY9210
- Figure 2-3: *Ruggieria dorukae* Bassiouni Eğribük Masuret Section, Burdigalian
2. Carapace, dorsal view, x50, EB9234
3. Carapace, right side view, x51, EB9234
- Figure 4: *Krithe foartonensis* (Jones) Eğribük Measured Section, Burdigalian-Langhian Carapace, right side view, x51, EB9230
- Figure 5: *Krithe papillosa* (Bosquet) Kayadibi Measured Section, Burdigalian-Langhian Carapace, left side view, x56, KY 9210
- Figure 6: *Hermanites haidingeri* minor Ruggieri Eğribük Measured Section, Burdigalian Carapace, left side view, x70, EB9234
- Figure 7-8: *Mutilus (Aurila) freudentali* (Ruggieri) Eğribük Measured Section, Burdigalian-Langhian
7. Carapace, right side view, x60, EB9239
8. Carapace, dorsal view, x60, EB9239
- Figure 9: *Aurila soummamensis* Coutelle and Yassini Eğribük Measured Section, Burdigalian-Langhian Carapace, left side view, x70, EB9239
- Figure 10-11: *Pokornyella deformis* minor (Moyes) Eğribük Measured Section, Burdigalian
10. Carapace, right side view, x53, EB9233
11. Carapace, dorsal view, x53, Eb9233
- Figure 12-13: *Tringlymus* sp. Eğribük Measured Section, Burdigalian
12. Carapace, right side view, x56, EB9230
13. Carapace, left side view, x56, EB9230
- Figure 14: *Loxoconcha* sp. Eğribük Measured Section, Upper Oligocene Carapace, left side view, x76, EB9231
- Figure 15: *Candona (Pseudocandona) fertilis* fertilis Triebel Haciosman Measured Section, Upper Oligocene Left valve, side view, x65, HC923

Yine Karsantı formasyonunun marnlı düzeylerinde yer alan *Ilyocypris* ve *Limnocythere* ile ortamın biraz karasal ortamdaki litoral ortama geçtiği, Cando-na'ların bulunması ile de bu kesimin taban düzeylerinde karasal geçiş özelliğinin araldanmalı olarak görüldüğü anlaşılmaktadır.

Çalışma alanının doğu kesiminde gözlenen Kaplankaya formasyonunun kumlu-killi düzeylerinde *Hemicyprideis* ile *Xestoleberis*, *Cytheretta*, *Miocyprideis*, *Aurila*, *Krithe*, *Euggieria* ostrakod cinsleri bulunmaktadır. Bu cinsler gibi kabuk süsü az, fakat kalın kabuklu, ayrıca genel olarak litoral ortamdaki sığ denizin infraneritik kısmına dek derinlikte yaşayabilen ostrakod cinslerinin aynı düzeylerde birarada bulunması, bu kesimlerde, Burdigaliyen ortalarında ortamın epineritik derinlikte, ayrıca çalkantılı/hareketli olduğunu göstermektedir (Şekil 8).

SONUÇLAR

Çalışma alanı olan Karsantı Bölgesi'nde, ostrakod faunasına dayanılarak yapılan biyostratigrafik ve ortamsal çalışmalarından şu sonuçlar elde edilmiştir:

1 - Çalışma alanında Demirkazık, Karsantı, Kaplankaya formasyonları ayırtlanmış ve Karsantı-Kaplankaya formasyonlarının içerisinde 31 ostrakod türü tanımlanmıştır.

2 - Bu ostrakodların, Miyosen tabanından itibaren gözlenen ve sığ denizel özellikli olanlarından, Burdigaliyen-Erken Langiyen zaman aralığına ait bir ostrakod biyozonu saptanmıştır.

3 - Çalışma alanında yer alan ostrakod faunası ile, başlangıçta gözlenen sığ denizel ortam özelliğinin, özellikle istifin kömür içeren kesimlerinde, karasal-geçiş ortamı karakterinde olduğu, bu birimlerin de üzerinde bulunan ve Miyosen zaman aralığına ait litolojide ise ortamın tekrar sığ denize geçiş gösterdiği ortaya çıkarılmıştır.

KATKI BELİRTME

Yazar, araştırmasının arazi bölümünün yürütülmesinde yardımcı olan MTA Doğu Akdeniz Bölge Müdürlüğüne, aynı kurumdan Sayın Dr. Muzaffer ŞENOL'a ve Çukurova Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölüm Başkanlığına teşekkür eder.

DEĞİNİLEN BELGELER

Abdüsselamoğlu, M.Ş., 1959, Yukarı Seyhan Bölgesinde Doğu Torosların Jeolojik Etüdü, MTA Derleme Rapor No: 2668,5 s., Ankara (Yayımlanmamış)

Bassiouni, M.A., 1979, Brackische und marine Ostrakoden (Cytherideinae, Hemicytherinae, Trachyleberidinae) aus dem Oligozan und Neogen der Türkei. GeolJb.) Reihe B, Heft 31, Hannover, 1-200)

Blumenthal, M., 1941, Niğde ve Adana vilayetleri dahilindeki Torosların Jeolojisine umumi bir bakış, MTA yayını, No: 6 Seri B, 95 s., Ankara

Carbonnel, G. ve Jincek, R., 1977, Superzones et datums a Ostracodes dans le Neogene de la Tethys (bassin du Rhone) et de la Paratethys. Newsl. Stratigr. 6 (1): 23-29, Berlin.

Demirkol, C. Kerey, I.E., Yetiş, C., 1988, Karsantı formasyonu Bingüç kömürlerinin sedimantolojik ve diğer özellikleri (Adana Baseni), Akdeniz Üniversitesi, İsparta Müh. Fak. Derg., 4,420-430, İsparta.

Gökçen, N., 1979, Denizli-Muğla çevresi Neojen istifinin stratigrafisi ve paleontolojisi, Doçentlik Tezi, Hacettepe Univ., 154 s., 8 Lev., 2 Ek., Ankara.

Gökçen, N., 1982, Denizli-Muğla çevresi Neojen istifinin ostrakod biyostratigrafisi, Yerbilimleri Dergisi, 9: 111-132, Ankara.

Gökçen, N., 1984, Neomonocératina helvetica Superzone and Carinocythereis Datumplnae in Neogene sequences of Turkey, Newsl. Stratigr. 13 (2), 94-103-2 Tab, Berlin-Stuttgart

İlker S., 1975, Adana Baseni kuzeybatısının Jeolojisi ve petrol olanakları, TPAO Arşiv No. 973,63 s.

Jincek, R., 1983, Redefinition of the Oligocene and Neogene ostracod zonation Paratethys. Knihovnicka Zemniha plynu a nafty (Nr.4), 195-236/36 Tab, 9 Lev. Hodonin.

Morkhoven, F.P.M. Vaan, 1962, Post Paleozoic ostracoda, Elsevier edit., 1:1-244.

Pampal, S., 1983, Doğu Toroslarda Kadırlı-Kozan-Feke (Adana) ile Çokak (K.Maraş) arasındaki bölgenin stratigrafik ve tektonik özellikleri. S.Ü. Müh. Mim. Fak. Jeoloji Bölümü, Doktora Tezi, 133 s., Konya.

Schmidt, G.C., 1961, Stratigraphic nomenclature for the Adana region petroleum district VII. Petroleum Administration Bull. 6., Ankara.

Şafak, Ü., 1992, Yayladağ-Altınözü (Altınözü) ve civarı Tersiyer istifinin stratigrafik ve mikropaleontolojik incelenmesi, Ç. Ü. Rektörlüğü Araştırma Projesi, MMF 90/5, Adana (Yayımlanmamış).

KARSAKTI YÖRESİ OSTRAKODLARI

- Şafak, Ü. ve Gökçen, R., 1991, Planktik Foraminifer Zonlamasına 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: 21 (baskıda).
- 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.
- Temek, Z., 1957, Adana Baseni Alt Miyosen (Burdigaliyen) Formasyonları ve diğer formasyonlarla ilişkisi ve petrol olanakları, MTA Bülteni, 49,60-80, Ankara
- Ünlügenç, U.C. ve Demirkol, C., 1988, Kızıldağ Yayla (Adana) dolayının stratigrafisi, Jeoloji Mühendisliği Dergisi, Sayı: 32-33,17-25, Ankara
- Ünlügenç, U.C. ve Demirkol, C., 1991, Karsanti-Eğner,Akdam (K-KD Adana) dolaylarının stratigrafik incelenmesi, Ahmet Acar Jeoloji Sempozyumu, Editör: C. Yetiş, 239-254, Adana.
- Ünlügenç, U.C. ve Demirkol, C. ve Şafak, Ü., 1993, Adana Baseni K-KD'sunda yer alan Karsanti Basen Çökellerinin stratigrafik-sedimentolojik nitelikleri, Suat Erk Jeoloji Sempozyumu, Ankara (baskıda).
- Yetiş, C., 1978, Çamardı (Niğde İli) yakın ve uzak dolayının Jeoloji incelemesi ve Ecemiş yanlım kuşağının Maden Boğazı-Kamış arasındaki özellikleri, İst. Üniv. Fen Fak. Doktora Tezi, 164 s., İstanbul
- Yetiş, C. ve Demirkol., 1986, Adana Baseni batı kesiminin detay Jeoloji etüdü, MTA Rapor No: 8037 187 s., Ankara.
- Yürünen, S., Abacı, Ş. ve Gökçen, S.L., 1987, Karsanti Bölgesi (Adana) Miyosen kumtaşlarının sedimentolojisi ve klastik petrofasiyesleri, J.M.O. Dergisi, Sayı: 30-31,21-30, Ankara.

masiflerini konu alan çok sayıda çalışma gerçekleştirilmiştir.

Bölgedeki metamorfik kayalarla intrüzyonların ilk tanımı Ketin (1955) tarafından yapılmış ve Pollak (1958) ile Vache (1963) metamorfizmanın özellikleri konusunda ilk bilgileri vermişlerdir. Pollak (1958) masif içerisinde kuvarsit, mermer, gnays birliğinden oluşan bir temel serisi, bunların üzerinde diskordan olarak yer alan mermer serisi ve en üstte de mikaşit-kuvarsit ardışımından oluşan tavan serisi şeklinde bir ayırımı benimseyerek temelin orta ve yüksek, orta ve üst serilerin de hafif metamorfizma mertebeleri sergilediklerini belirtmiştir.

Bölgede masifin metamorfik karakterleri hakkında ayrıntılı çalışmalar Erkan (1976, 1977, 1980, 1981) tarafından gerçekleştirilmiştir. Metamorfizma mertebelerini tipik mineral izogradlarıyla belirleyen yazar, bölgesel metamorfizma etkilerinin kuzey kuzeydoğuya doğru arttığını ve bu şekilde üç metamorfizma zonunun ayırdedilebileceğini ileri sürmüştür. Ayrıca yazara göre Kırşehir ve Akdağ yöresi metamorfizmaları tek bir masife atırlar.

Tatar (1977) Yıldızeli yöresinde Akdağ masifini oluşturan litofasiyesleri tanıtmıştır. Özer ve Göncüoğlu (1981) Akdağmadeni Yıldızeli arasında masifin mineral parajenezlerini inceleyerek masif kayaların içerisinde yer alan metaperidotitlerin varlığından hareketle metamorfizmanın son yaşının bölgeye ultramafitlerin yerleşiminden sonra olduğu ileri sürmüştür.

Seymen (1981 a, b, 1983, 1984) Kaman ve çevresinde gerçekleştirdiği çalışmalarında Kırşehir masifinin metamorfizması ve yapısal özelliklerini ayrıntılı incelemiş ve mertebesi güneydoğudan kuzeybatıya doğru artan dört metamorfizma zonu ayırtlamıştır. Yazar masifin metamorfik gelişimini ilk kez levha tektoniği kapsamında ele alarak metamorfizmanın bir magmatik yay altında geliştiğini ileri sürmüştür.

Tolluoğlu (1986) Kırşehir yöresindeki çalışmalarında masifin yapısal özelliklerini ayrıntılı inceleyerek metamorfizma evreleri ile yapısal evrelerin ilişkilerini açıklamıştır.

Yılmaz ve Özer (1984) Akdağmadeni Karaçayır arasında masifin temel kayalarını tanıtmışlardır.

STRATİGRAFİ AKDAĞ GRUBU

Çeşitli türde metamorfik kayalar ve bu kayalar içine sokulmuş plütonik yerleşimleri kapsar.

Yıldızeli Metamorfizmaları

Birim Akdağ masifinin metamorfik kayalarını kapsar ve formasyon eşdeğeridir. Üye aşamasında ele alınan kayalar başlıca mermer, çeşitli şist ve kuvarsitlerle temsil edilir.

Seren Irmağı mermerleri: Birim en kalın şekilde (>1000 m) Yıldızeli güneyindeki Seren ırmağı vadisinde görülür (Şekil 2). Yıldızeli ilçesinin güneyinde ve kuzeyinde DKD-BGB uzanımlı geniş bir yüzeyleme oluşturur. Şistlerle ardalanırlar ve granitoid sokulumlarına yakın yerlerde yoğun şekilde tektonize olmuşlardır.

Makroskopik olarak altere yüzeyleri gri, taze yüzeyleri beyaz, grimsi beyaz olup iri kristalli ve çok çatlaklı bir yapıya sahiptirler. Yer yer kompresyonun yol açtığı kataklastik etkiler ve budınaja kadar giden açmalı sıkı yapı örnekleri sunarlar. Bazan kayada katmanlanma (So), çatlaklanma veya klivaj düzlemleri (Sİ) seçilebilmektedir. 5-100 cm. kalınlıklardaki katmanlanma dışında birincil bir sedimanter yapıya rastlanmaz. Özellikle granit dokanıklanma yakın yerlerde pembe renge dönüşen çok büyük (>1 cm) kalsit kristalleri ile birlikte çıplak gözle dahi görülebilen koyu renkli minerallerin gelişimi dikkati çekicidir.

Mikroskopik incelemelerde granitik sokulumlardan etkilenmeyen mermerlerin granoblastik dokulu olduğu ve 0.3-5 mm boyundaki kalsit kristallerinden meydana geldiği saptanmıştır. Kalsit kristallerinin dilinim çizgilerinden bükülmeler izlenmektedir. Bazı örneklerde foliyasyon gelişimi mikroskopik olarak da belirgindir. Opak mineral ve kloritlerin dizilimi bu foliyasyonu belirler. Foliyasyona paralel basınç erimeleriyle kalsit kristallerinde kapanımlar halinde bulunan ksenomorf kuvars oluşumları ve muskovit mineralleri gözlenir. Granit kontağına yakın yerlerde ise idiomorf küçük ojit kristalleri bulunmaktadır.

Katranlıdere Şist-Kuvarsit Ardalanması: Birim adını sahanın güneyindeki Katranlıdere'den alır. Pelitik ve psammitik kökenli bu kayalar yer yer önemli kalınlıklar sergileyecek şekilde yüzeyler (şekil 2).

Gri, mavimsi, gri, siyah ve pas renklerinde, sık kıvrımlı belirgin şistoziteli ve kinkleşmelidir. Bazı kesimlerde 20 m kalınlığa kadar ulaşırlar ve şistoziye dik çatlaklarla katedilirler. Olasılıkla ince tafeH kuvars arenüerden gelişen kuvarsitler şistlerle ardalı olup 5-15 cm kalınlığında katmanlıdırlar. Bazen belirgin foliyasyon gösterirler.

Hem pelitik hem de psammitik kökenli olanlar kvarsça zengindirler. Saha gözlemlerinde kuvarsit olarak tanımlanan kayalar diğerlerine göre daha büyük kuvars kristalleri içerenlerdir. Dalgalı sönme gösteren 0.2 mm ortalama boydaki ksenoblastik kuvars kristalleri foliyasyon yönünde uzamış ve basıklaşmışlardır. Şistler köken kayaya bağlı olarak kuvars egemenliğindeki kuvars şistlerden mikaşitlere ve paragnayslara, oradan da amfibolitlere uzanan bir kaya dizilimi gösterirler. Şistlerde başlıca mineraler olan ksenomorf kuvarslar ile kil mineralleşmesi gösteren albit bileşimli plajiyoklazlar foliyasyonu oluşturan muskovit ve biyotit mineralleri arasında adacıklar halinde bulunurlar. Burada yeşil şist fasiyesinin şu parajenezlerine rastlanmıştır:

YILDIZELİ GÜNEYİNİN STRATİGRAFİSİ

Kuvars + muskovit + albit; kuvars + muskovit + albit + biyotit; kuvars + kalsit + klorit + muskovit; kuvars + kalsit + albit; kuvars + biyotit + muskovit + dişten + tremolit + aktinolit + klorit; kalsit + kuvars.

Kökensel olarak olasılıkla ince orta taneli kumtaşı ile silttaşlarından oluşan bu parajenezlere ek olarak sahanın batısında Konaközü yöresinde kuvars + muskovit + biyotit + granat parajenezindeki şistler de katılır.

Bunlardan başka orta, kaba kumtaşlarından köken alan gnayslar da sahanın çeşitli kesimlerinde görülürler. Bu kayalar az belirgin folyasyonlu olup, hipidiyomorf oluşumlar halinde albit-oligozlaş bileşimli plajiyoklaz, ortoklaz ve ksenomorf oluşumlar halinde kuvars, biyotit, idiyomorf granat, epidotlaşmış ve kloritleşmiş hornblend ile opak mineraller içerirler.

Kuvars egemenliğindeki şistlerde kuvarsların folyasyon yönünde uzadıkları ve dizildikleri izlenir. Genelde granoblastik dokulu kayalarda yer yer kataklastik dokunun ve rekristalizasyonların gelişimi de olağandır.

Sahanın güneybatısında Konaközü ve Yücebaca yöreleri arasında sillimanit-biyotit gnayslara rastlanır. Sillimanit mineralleri lifsel yapıda olup folyasyonla uyumlu şekilde bulunurlar.

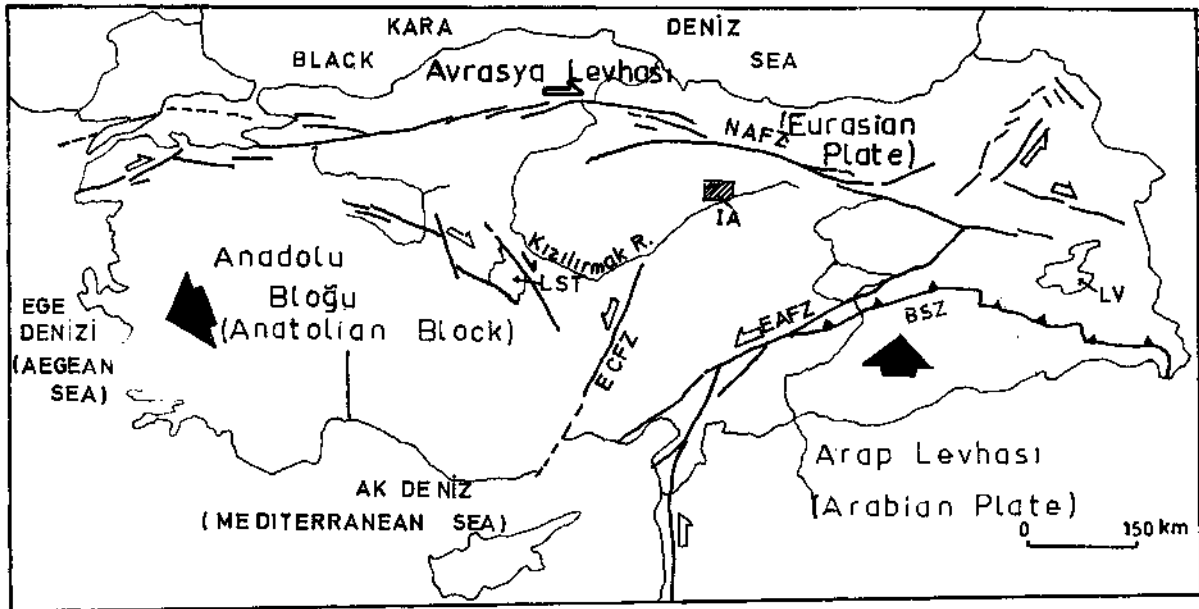
Masifi kateden çeşitli granitoid sokulumlarının içerisinde bazan granitik gnayslara rastlanır. Kataklastik deformasyonların eseri olan bu kayalarda kuvars kristallerinin ezilmiş ve uzamış olmaları hafif folyasyona neden olmuştur.

Gerek masif içerisinde derin gömülen kısımlarda, gerekse sokulumlara yakın yörelerde, yersel olarak yükselen sıcaklığın metamorfizmayı amfibolit fasiyesi mertebesine ulaştırdığını gösteren örnekler de bulunmaktadır. Ayrıca bu tür başkalaşım sokulumlarının iç bölgelerinde de rastlanmaktadır. Bunlardan olası gabro kökenli olanlar plajiyoklaz amfibolit türünde olup, zayıf folyasyonlu ve ince tanelidirler. Hornblend yanında plajiyoklaz, titanit, epidot, çok az kuvars ve opak mineral içerirler.

Yeliboyun Kuvarsitleri: Sahanın güneyine doğru Navruz yaylası doğusunda Yeliboyun mevkiinde 30 m'ye ulaşan kalınlıkta ve 1 km'ye ulaşan yanal devamlılıktaki kuvarsit mostraları da üye aşamasında değerlendirilmiştir (şekil 2). Bunlar mikroskopik olarak metakuvarsit ve kuvarşist özelliğindedirler. İçlerinde az muskovit ve kalsit de bulunmaktadır.

Koîtakt Metamorfizme

İnceleme alanında plütonik sokulumlarla masifi oluşturan litolojilerin kontakta kontakt metamorfik etkilere rastlanır. Bu kontakt etkilere bağlı olarak bir cm.'yi geçen büyüklüklerdeki kalsit mineralleri gelişmiştir. Mermerlerde dokanağa yakın kısımlardaki kızarmalar ve çıplak gözle farkedilebilen mafik segregasyonlar en belirgin özelliklerdir. Gerek tam dokanakta gerekse sokulumların iç kısımlarına doğru belirli uzaklıklarda skarn özelliğindeki değişimler ilginçtir.



Şekil 1: İnceleme alanının buldum haritası; IA: İnceleme alanı, NAFZ: Kuzey Anadolu Fay Zonu, EAFZ: Doğu Anadolu Fay Zonu, ECFZ: Ecemiş Koridoru Fay Zonu, LST: Tuz Gölü, LV: Van Gölü, BSZ: Bitlis Kenet Zonu.

Figure 1: Location map of the investigation area; IA: Investigated area, NAFZ: North Anatolian Fault Zone, EAFZ: East Anatolian Fault Zone, ECFZ: Ecemiş Corridor Fault Zone, LST: Lake Salt, LV: Lake Van, BSZ: Bitlis Suture Zone.

YILDIZELİ GÜNEYİNİN STRATİGRAFİSİ

Mikroskopik incelemelerde başlıca kalsilikat ve hornfels türü iki değişik skamlaşma izlenmiştir.

Kalsilikat türü skarn gelişiminde granoblastik dokulu mermerlerdeki kuvars kapanımları, hornblend, opaklaşmış ve uralitleşmiş piroksen, plajiyoklaz ve kuvars minerallerinin gelişimleri izlenir. Bu tür skarn gelişimi inceleme alanının kuzey kesiminde yer alan Kavaklığindere vadisindeki granit mermer kontaklarında görülmektedir.

Yıldızeli, Kümbet yolu üzerindeki Tozluyurt mevkiinde granitle, mermer-şist aralanmasının kontaklarında ise yine skarn gelişimleri görülür. Örneklerde poikilitik yapıda kahverengi yeşil hornblend ve piroksenler ile plajiyoklaz, kuvars ve aksesuar olarak titanit izlenir. Skapolit oluşumlarının interstitial olarak yer aldığı bu kayalar oldukça dağılgan özelliktedirler.

İnceleme alanının güneyinde plütonik sokulumun ana gövdesinin Pliyosen örtü altından yüzeylendiği Dereköy kuzeyinde masifle dokanağa yakın, fakat sokulum içinde skapolit gelişimleri heliolitik bir doku içinde poikiloblastlar halinde görülmektedir. Bundan başka az epidot ve kalsit yanında idiomorf ve hipidiyomorf oluşumlar halinde ojit bulunmaktadır. Örneklerde ayrıca hipidiyomorf hornblend ve içerisinde diyopsit ve skapolit gelişimleri ile sekonder büyük kalsit mineralleri de olağandır. Değişik örneklerde şu parajenezler saptanmıştır:

Ortoklaz + hornblend + kuvars + apatit; skapolit + hornblend + plajiyoklaz; ojit + plajiyoklaz + skapolit + epidot + kalsit; k. yeşil hornblend + diyopsit + skapolit; skapolit + diyopsit + hornblend + plajiyoklaz + kuvars + zoisit.

Bu mineral parajenezlerindeki kritik mineraller yaklaşık 525-550° C ler arasındaki bir sıcaklıkla 0.5-1 Kb lık bir basınca işaret etmektedirler (Winkler, 1979). Bu da granitin yerleşme derinliğinin yaklaşık 4000 m kadar olduğunu belirtmektedir.

Şekil 2: İnceleme alanının jeoloji haritası; 1: Akdağ Masifi Yıldızeli Metamorfitleri, 2: Dereköy Granitoidleri, 3: Çağlayan formasyonu (Lütesiyen), 4: Kiremitli formasyonu (Geç Miyosen), 5: Emirler formasyonu (Pliyosen), 6: Traverten, 7: Alüvyon, 8: Normal fay, 9: Bindirme, 10: Dokanak, 11: Antiklinal eksen.

Figure 2: Geological map of the investigated area; 1: Yıldızeli metamorphics of Akdağ Massive, 2: Dereköy granitoides, 3: Çağlayan formation (Lutetian), 4: Kiremitli formation (Late Miocene), 5: Emirler formation (Pliocene), 6: Travertine, 7: Alluvium, 8: Normal fault, 9: Thrust, 10: Contact, 11: Anticline axis.

Dereköy Granitoidi

Genel Özellikler: Akdağ Grubu kapsamındaki metamorfitlerin içerisine sokulmuş olan Dereköy intrüzyonunun mostralalarına Yıldızeli'nin güneyinde derin kazılmış vadilerde rastlanır. Adını güneyde en geniş mostralalarının bulunduğu Dereköy'den alır. Siller, dayklar halindeki sokulumların yanısıra sahanın güneybatısındaki Tozluyurt mevkiinde olduğu gibi geç faylanmalarla ana gövdeden bir horst şeklinde yükseltilmiş mostralaları da bulunmaktadır. Intrüzyon yapan kütlelerin ana gövdesi ise güneyde Bedel, Dereköy yerleşmelerinin kuzeyinde ince Pliyosen örtü altında görünmektedir (şekil 2). Burada intrüzif gövdenin masife ait mermerleri zorlayarak yükselttiği ve mermerlerin plütonik sokulum üzerinde bir örtü gibi bulunduğu görülür.

İntrüzyonda derinliğine doğru değişik diferansiyasyon evreleri gözlenir. Buna bağlı olarak rengi, mineral içeriği, alterasyon durumu yerden yere değişiklik gösterir. İnceleme alanının orta kesimlerinde yer alan Tozluyurt mevkiinde yoğun şekilde aplitik dayklarla kat edilmiş durumdadır. Bu dayklardan çıkan apofizlerle de ana kütle bir ağ gibi örülmüştür. Bunu yanında pegmatitik dayklar da olağandır. İnceleme alanının kuzeyinde ve Yıldızeli ilçesinin güneyinde yer alan Kavaklığindere vadisinde zayıf folyasyonlu altere granitlerin yeşil renkli diyoritik dayklarla da kesildiği görülür.

İnceleme alanında granitoidler açık griden pembe ve koyu griden siyaha kadar renklerde bulunur. Bileşim olarak da granitten kuvars diyorit ve gabroya kadar uzanan diferansiyasyon ürünleri verirler. Çoğu granit örneklerinde milonitik yapı izlenir.

Granit: İnceleme alanının batısında Yücebaca köyü dolayında, Kavak köyü güneyinde, güneyde Bedel ve Karakoç köyleri arasında, inceleme alanının orta kesimlerinde Tozluyurt mevkiinde ve kuzeyde Kavaklığindere vadisinde yüzeylemeler verir.

Çoğu örneklerde rekristalizasyon verileri bulunmaktadır. Holokristalen kayada bu şekilde iki faz ayırtedilir. Pertitik yapıdaki hipidiyomorf potasik feldspat, ksenomorf büyük kuvars kristalleri, az miktarda biyotit, post-magmatik dönüşüm ürünü olarak da kloritler görülür. Bazı örneklerde mafik mineral neredeyse hiç yoktur. Bir miktar opak mineral olağandır. Rekristalizasyon görülen granitlerde ince taneli kısımlarda plajiyoklaz daha fazladır. Bazı örneklerde büyük fenokristaller halinde idiomorf granat da bulunur. Az miktarda idiomorf apatit bir diğer aksesori mineraldir. Bazı örneklerde yazı graniti dokusu izlenir. Feldspatlardaki kil mineralleşmesi ve karbonatlaşmalar en çok görülen alterasyon türleridir.

Kuvarsdiyorit: Sahanın batısında Geyikpınarı mevkiinde yüzeyleyen sokulum kuvarsdiyorit özelliğinde olup %5 den az potasyumlu feldspat içerir. Plajiyoklazları derecede alterasyon gösterirler ve kataklastik doku

kuvarlardaki dalgalı sönme ile belirlenir. Holokristalen kayaçta kuvars ksenomorf oluşumlar halinde bulunur.

Gabro: Siyah renkli bu kayaçlar sahanın güneyinde intrüzyon ana gövdesi üzerinde ve Kaletepe, Kozantepe güney eteklerinde görülürler. Koyu renkli minerallerdeki segregasyonlar kayaca bantlı yapı kazandırır. Konu edilen kesimde kütle 15-100 cm kahlıklardaki apilit damarlarıyla katedilmiştir, Bazı örneklerde çok az plajiyoklaz görülür. Diyopsit ve hornblend başlıca minerallerdir.

Apiit: Sahanın ortalarında Tozluyurt mevkiinde ve güneyinde Kozantepe eteklerinde yüzeylerler. Dinamo-

metamorfik etkiyi belirleyen tipik blastomilonitik dokuludur. Kayaçta folyasyoo görülür. Holokristalen dokulu örneklerde hipidiyomorf feldspat ile ksenomorf oluşumlar halinde kuvars bulunur.

Diyoritik dayk: Kavaklığmdere vadisinde yüzeylemeleri olan bu litoloji tipik damar kayacı dokusundadır. Ofitik dokuda feldspat çubuklarının engellemeli dizilimi izlenir. Camsı matriks ileri derecede altere ve devitrifiye olup kalsit ve klorite dönüşmüştür.

Şimşekvuran Tepe Serpantiniti

Bu birim inceleme alanının batısında, Şimşekvuran

KUV YAŞ (Age)	FORMAS (Format.)	KALIN (Thickn.)	SEMBOL (Symbol)	AÇIKLAMALAR (Explanations)
PLIYOSEN (Pliocene)	EMİRLER	50		Traverten (Travertine)
UMİYO. (L. Mioc)	KİREMIT-LL.	200		Allüvyon (Alluvium)
				Üstte yerel göl sel kireçtaşı (Local limnic limestone)
EOSEN (Eocene)	ÇAĞLAYAN	300		Serbest çakıllı konglomera (Loose conglomerate)
				Karbonatça zengin silttaşı (Siltstone)
PALEOZOYİK (Paleozoic)	YILDIZLI METAMORF (Yıldızlı Metamorphics)			Kumtaşı (Sandstone)
				Yerel jips oluşumları (Local gypsum)
				Üstte göl sel kireçtaşı (Limnic limestone)
				Kumtaşı (Sandstone)
				Polijenik karbonat cimentolu kong. (Polygenic cong. carbonate cemented)
				Bazalt bazen andezit (Basalt and andesite)
				Vulkanik breş (Volcanic breccias)
				Vulkanik breş ve yanal eşdeğeri filiş türü sedimantasyon (Flyschoid sedimentation)
				Nummulites'li yerel kireçtaşı (Local Nummulitic limestone)
				Mermer, şist ve kuvarsit ard. Bunları kesen granitten gabroya uzanan intrüzyonlar, Stok, dayk, sil ve apofizler şeklinde sokulumlar. (Alternation of marble, schist and quartzites. Intrusives from granite to gabbro.)

Şekil 3: İnceleme alanında genel istiflenmeyi gösteren dikme kesit

Figure 3: General stratigraphic columnar section of the investigated area

YILDIZELİ GÜNEYİNİN STRATİGRAFİSİ

tepe eteklerinde granit mermer kontağında ve çok küçük bir alanda ortaya çıkmaktadır. Bu yüzden bir litostratigrafik kademe belirlenmemiştir. Hem mermerlerle, hem de onları kateden granitlerle faylı dokanakiara sahip olan bu birim olasılıkla masif üzerine Geç Kretase'de üzerleyen bir ofiyolit yaygısının daha sonraki bir kompresif dönemde mermer ve granitler arasına sıkışmış bir dilimidir. Sıkışmalar bu ofiyolitlere foliyasyon kazandırmıştır. Mikroskopik incelemede tipik örgü dokusu gösteren serpantinleşmiş olasılıkla dunitten oluşmaktadırlar. Kayaçta az miktarda mikrooluşumlar halinde kromit ve magnetit de izlenmektedir.

ÖRTÜ KAYALARI

Masif, onu kateden magmatik sokulumları ve masif içerisinde sıkışmış ofiyolit dilimini örten Lütésiyen ve ondan daha genç kaya birimleridir. Bunların masifle dokanakları çoğunlukla faylıdır. Örtü birimleri başlıca Lütésiyen yaşlı Çağlayan formasyonu ile Üst Miyosen yaşlı Kiremitli formasyonu ve Pliyosen yaşlı Emirler formasyonlarıdır. Bu formasyonlara ait değişik kaya birimleri üye aşamasında ele alınmışlardır.

Çağlayan Formasyonu

Lütésiyen yaşlı kaya birimlerini kapsayan formasyon adını inceleme alanının orta kesimlerinde yer alan Çağlayan köyünden almaktadır. Altta bir taban konglomerası ile başlayan formasyon üste doğru önce denizel daha sonra da yörede en geniş yayılıma sahip çoğu parçalı volkanik kayalar ve lavlardan oluşan serilerle devam eder. Birim dört üyeye ayrılabilir litoloji farklılıklarını gösterir.

Ketırlıdere Konglomera Üyesi: Birim adını Yıldızeli ilçesinin güneyinde yer alan Kehrızdere'den alır ve tip yeri derenin yamaçlarıdır (Şekil 2). Lütésiyen serilerinin en alt düzeylerini kapsar.

Birim alt sınırında Akdağ masifinin mermer-şist ardışımı üzerine aşılmalı uyumsuzluk gelir. Üst sınırında ise Çağlayan formasyonunun denizel kireçtaşlarından oluşan Kümbet üyesi ile uyumludur (şekil 3). Yanal devamsız olan kireçtaşlarının bulunmadığı kesimlerde doğrudan formasyonun daha üst seviyeleri ile geçişlidir. Yıldızeli ilçesinin güneyinde yer alan dere vadilerinde ve inceleme alanının güneybatısındaki Kümbet köyü yöresinde yüzeylemeler verir.

Birim altta 20 m kalınlıkta, 50 cm katman kalınlığına sahip, karbonat çimentolu, orta-iyi yuvarlaklaşmış, kötü boylanmış 0,5-2,5 cm arasındaki boylarda başlıca şist ve mermer çakıllarından oluşan konglomeralarla başlar. Katmanlarda iç yapı görülmez. Yanal devamlı olan katmanlarda üst seviyelere doğru çakıl oranı azalır ve karbonat egemen olmağa başlar. Bu 20 m lik seviyenin üzerine kırmızı renkli 3-4 m kalınlığında breşik bir seviye yer alır.

Bu birim Kümbet köyü güneyinde yine Akdağ masifi üzerinde açılı uyumsuz yer alan konglomeralarla başlar. Konglomera katmanları fay düzlemlerinde oldukça dik eğimler kazanmışlardır. 20 m kalınlığa ulaşan ve düzgün katmanlar oluşturan konglomeralarda çakıllar Yıldızeli güneyindeki mostralara göre daha çeşitlidirler. Granit ve mermer çakılları yanında Jura kireçtaşı ve radyolarit çakılları da bulunur. Alt düzeylerde 0,3-20 cm arasındaki çakıl çapları üste doğru küçülür ve seriler çakıllı kaba kumtaşı haline gelirler. Ofiyolit türevli bileşenler açıkça zengindirler. Kümbet yöresinde üyenin üst düzeylerinde volkanik etki süratle artar ve volkanik kumtaşı veya tüfitik kumtaşı niteliğindeki serilerde az belirgin megaripiller bir sahil çökeline de işaret ederler.

Birimin üst kesimlerine doğru Kümbet yöresinde hakim olmaya başlayan volkanik kumtaşları zayıf bir Nummulites faunasını kapsarlar. Fosiller volkanik etki yüzünden yüzey süslerini kaybetmişlerdir. Buna karşın tanımlanabilen *Nummulites uroniensis*, *Nummulites atacicus* gibi fosiller birimin Lütésiyen yaşında olduğunu gösterir.

Birim volkanizmanın yavaş yavaş etkinlik kazandığı litoral bir ortamda çökelmiş olup, yörede daha önce çalışmış olan Yılmaz ve Özer (1984) tarafından tanımlanan Tokuş Formasyonu'nun Susuzdağ üyesi ile denestirilebilir.

Kümbet Kireçtaşı Üyesi: Birim adını inceleme alanının güneybatısında yer alan Kümbet köyünden alır. Tip yer Kümbet köyünün 500 m batısında Dikenli sırtı dolaydır. Birim tip yeri dışında inceleme alanının Kehrızdere dolaylarında da yüzeyler.

Alt sınırında formasyonun Kehrızdere konglomera üyesi, üst sınırında ise Soğukpınar üyesi ile uyumludur. Arazide yanallıklardan bir kaç yüz metre ve kalınlıkları 5-6 m'yi geçmeyen seviyeler halinde bulunurlar.

50 cm kalınlıklarda katmanlı ve sarı renkli kireçtaşları, biyomikrit ve biyopelsparit mikrofasiyasyonlarında bulunurlar. Az miktarda terijen malzeme içerirler.

Bu kireçtaşlarında *Nummulites millecaput*, *N. aturicus*, *N. atacicus*, *Assilina exponens*, *Alveolina* sp. gibi fosillerle Lamellibranchiata ve Echinoidea'ya ait kabuk parçaları ve algler bulunur. Bu fosillere göre üye Lütésiyen yaşında olmalıdır.

Bu kireçtaşları sığ bir deniz ortamını simgelerler. Yanal devamsız oluşları deniz tabanının asortamlar oluşturacak şekilde engebeli olduğuna kanıttır. Birim Yılmaz ve Özer (1984)'in Tokuş Formasyonu Asar üyesi ile denestirilebilir.

Soğukpınar Üyesi: Adını sahanın orta kesimlerinde yer alan Çağlayan köyünün batısındaki Soğukpınar mevkiinden alır. Birim kumtaşı şeyi ardalanması ile üst

kesimlere doğru volkanik kumtaşı ve volkanik breş yığınlarından oluşur. Toplam kalınlığı 70 m. kadardır.

Birimin alt seviyeleri Kehrizindere üyesinin üst düzeyleri ile geçişli olacak şekilde sahanın batısındaki Suözü deresi vadisinde Eyrek tepe eteklerinde görülür. İstif burada volkanik katkılı 20 cm kalınlığındaki silişleşmiş silttaşı ve şeyi ardalanmasıyla filiş benzeri bir sedimantasyon sergiler. 30 m kalınlığındaki bu kesimin üzerinde 3-4 m kalınlığında masif bir kumtaşı seviyesi yer alır. Bu seviyenin belirgin özelliği küresel ayrışmalardır. İstif bundan sonra üste doğru üç metre kalınlığında şist çakıllı bir breş ve daha sonra da koyu renkli bileşenleri fazlalaşan orta kumtaşlarıyla devam eder. Mikroskopik incelemeler bunların litik tuf olduklarını gösterir. Bu kesimde yerel istifin üzeri bir kaç akma evresi halindeki toplam dört metre kalınlığında bir bazalt örtüsüyle kaplanmıştır. 20-30 cm çaplı yastık lav yapılarının gelişimi bazaltların su altında oluştuğunu açıklar.

• Üyenin üst kesimlerini özellikle Ankara-Sivas karayolunun kuzey kesimlerinde ve alanın batısında geniş alanlar kaplayan volkanik breşler oluşturur. Çoğu bir yarık volkanizmasının baca malzemesi olan sıcak yerleşimli volkanik breşler çok az tuf matrisli bazalt çakıllarından oluşurlar. İçlerinde kiremitleşmiş kırmızı çamurtaşı parçalan sıklıkla görülür.

Bol volkanik breşler çoğu yerlerde de loblu, yan al devamsız, laharik karakterlerde bulunurlar. İçlerinde çoğu kez epiklastik malzemeye rastlanmaz. Üst üste yığılmalarla bazan oldukça kalın istifler haline gelirler. Kümbet köyü kuzeyinde bu laharik breşlerde güneye doğru akma yapıları görülür. İnceleme alanının kuzey ve kuzeydoğusunda geniş alanlar kaplayarak kuzeydeki ofiyolitli melanja dayanırlar ve Pliyosen tarafından örtülürler.

Birim oransal olarak derin bir deniz çökeline işaret eder. Yılmaz ve Özer (1984)'in tanımladıkları Boğazköy Formasyonu ile denestirilebilir.

Danaveran Üyesi: Eosen serilerinin en üst kesimlerini oluşturan ve parçalı volkaniklerin oluşumundan sonraki basıncın azalmış olduğu dönemde taşmalarla sınırlı alanlara yayılan bimodal karakterli lavlardır. En iyi inceleme alanının kuzeydoğusundaki Danaveran köyü çevresinde tepe üstlerini kaplar şekilde görülürler (şekil 2).

Bazaltlarda akımsal doku yaygın olarak görülür. Fenokristaller halinde idiomorf plajiyoklaz mikrolitleri içeren devitrifiye bir volkanik cam içinde yer alırlar. Kayaçlarda az miktarda mikrofeno-kristaller halinde ojit de bulunur. Bazı örneklerde sferolitik klorit oluşumları tipiktir.

Andezitlerde ise porfirik bir doku ile oligozlaz-andezin türü plajiyoklaz fenokristalleri ve idiomorf hornblend görülür. Bunlar çoğunlukla kristalleşme gösteren camı bir matris içinde yer alırlar.

Kiremitli Formasyonu

Bu formasyon inceleme alanının orta kesimlerinde yer alan ve KD-GB doğrultusunda bulunan Öz deresi vadisini meydana getiren ve aslında KB ve GD da bu vadiyi sınırlayan yükseltilerle bir graben yapısında olun çukurluğu doldurur. Bu şekilde KD-GB uzanımlı bir mostra sergiler. İki üyeye ayrılacak özellikler sunan formasyonun yaşını belirleyebilecek kesin bir veriye rastlanmamıştır. Bölgesel korelasyondaki yeri ve stratigrafik ilişkileri dikkate alınarak birime olası Geç Miyosen yaşı verilmiştir (şekil 2).

Sırıklitepe Konglomera Üyesi: Yatay durumlu 1.5-2 m. kalınlığında katmanlar halindeki konglomeralardır. Eosen serilerini açılı uyumsuz olarak örterler ve Pliyosen klastikleriyle de yine açılı uyumsuz olarak örtülürler. Yuvarlaklaşmış 0.3-20 cm. boylarındaki çakılların çoğu ofiyolit türemelidir. Radyolarit çakıllarının çokluğu üyeye bej bir renk kazandırır. Çakılları mercek şekilli gövdeleriyle bir akarsu kökenine işaret ederler. Çakıllar yoğun bir karbonat çimento ilebağlanırlar. Bu karbonatın oranı üst seviyelere doğru artar. Toplam 130 m kalınlığa ulaşan bu üyenin üst seviyeleri bir kaç metrelik bir düzey halindeki gri kumtaşlarıyla kapanır. Orta kaba taneli bu kumtaşlarında her hangi bir fosile rastlanmaz. Yaşı oransal olarak Geç Miyosen'dir.

Fırımlitepe Kireçtaşı Üyesi: Sırıklitepe konglomera üyesi üstünde uyumlu olarak yer alan yan al devamsız gölsel kireçtaşlarıdır. Boşluklu yapıda mikritik karakterli bu kireçtaşları akarsu rejiminin araziye düzeltmesiyle taşınmaların yavaşladığı evrede birbirine komşu alanlarda çökelmişlerdir. Bu yüzden aynı topoğrafik kotu koruyarak alanın değişik kesimlerinde rastlanırlar.

Emirler Formasyonu

Bütün birimleri açılı uyumsuzlukla örten yatay konumlu akarsu kökenli konglomera, silttaşı, kumtaşı ardışımıyla en üst seviyelerde yer alan travertenimsi ve bazan fosilli gölsel kireçtaşlarıdır. Yaşı stratigrafik olarak verilebilmekte olup Pliyosen'dir. İki üyeye ayrılacak litoloji farklılığı gösterir.

Gökçeli Konglomera Üyesi: İnceleme alanının güneyinde Bedel, Demircik, Kavakdere ve Gökçeli köylerini birleştiren hatla Kızılırmak arasında yer alır. Daha kuzeyde masifin üstünde erozyondan korunmuş mostralara varsa da en iyi stratigrafi kesitler bu alanda yer alırlar. Pliyosen yaşlı bu serilerde 300 m. 'ye ulaşan kalınlıklar görülür. Birimin yaşını paleontolojik olarak belirleyebilecek bir veri bulunmamıştır. Her ne kadar üst seviyelerde yer alan kireçtaşları gölsel fosiller içerirlerse de bunların tayinleri yapılamamıştır.

Sahanın güneydoğusunda Kalın köyü güneyinde >cr alan Kaletepe'de kumtaşlarıyla ardalı kanal dolguları halindeki konglomera katmanları 50 cm. kalınlığa ulaşan mercekler halinde görülürler. Kanallarda yan al yönde

YILDIZELİ GÜNEYİNİN STRATİGRAFİSİ

yiğışmalar (lateral accretion) tipiktir. Çapraz katmanlanma olağan olarak görülür. Konglomeraların bileşenleri 0.3-5 cm boylardaki radyarit, çört, volkanik ve mermer çakıllarıdır. Kötü buylanmalı ve iyi yuvarlaklaşmalardır. Çamurtaşı, konglomera ardışımı üst seviyeler doğru gri kumlu kireçtaşı ve bej renkli çamurtaşı ardışımı haline gelir. Çakıl imbrikasyonları güneydoğuya doğru bir taşınmaya işaret eder.

Direkli kireçtaşı üyesi: Bu kireçtaşları Emirler formasyonunun üst düzeylerine doğru bir kaç seviye halinde tekrarlanır. Bazan traverten yapısında görülen bu birim yanıl devamsız mostralır oluşturur. Çok boşluklu, gri beyaz, altere yüzeyleri bej renkli olan bu kireçtaşlarında geç faylanmaların yol açtığı tiltleşmeler görülür. Üst seviyelere doğru tüfimsü özellikler kazanan kireçtaşlarında görülen oldukça zengin gastropod faunası gösel bir çökeline işaret eder. Bunlar da Pliyosen düzlüklerinde birbirlerinden ayrı az derin çukurlarda oluşmuş göller olarak Pliyosen sonu penepren seviyesini işaretlerler. Birimin yaşı stratigrafik durumuna göre Pliyosen olarak kabul edilmektedir.

Kuvaterner

Kuvaterner zamanı akarsu yatarlanndaki taraça ve alüvyonlarla, bunlarla eşzamanlı olarak oluşun yerel traverten oluşumlarıyla temsil edilir. Yörede çoğu taş ocağı olarak işletilen bu doğa harikası traverten oluşumları sahanın güneydoğusundaki Tepeçermik yöresinde toplam 50 m kalınlığa erişen yanıl devamsız oluşumlar halindedirler. Bu yörede travertenlerde gelişen kuzey güney doğrultusundaki faylanmalarla bloklardaki tiltleşmeler açıkça görülürken travertenleri oluşturan K-G yönelimli yarıklar ve içlerinde oluşturulan ince dik katmanlar halindeki oniks oluşumları ilginç görüntüler sunar.

YAPISAL JEOLJİ

Bu gün Akdağ masifi Yıldızeli yöresinde KD-GB yönelimli tektonik hatların kontrolünde büyük bir horst yapısındadır.

Masif bu kesimde iç yapısında DKD-BGB yöneliminde bir birincil kıvrımlanmaya sahiptir. KKD-GGB doğrultulu sıkışmaların eseri olan bu kıvrımlanma yönelimi (F1) daha sonra yaklaşık K-G doğrultulu eksen düzlemi kıvrımlanmalarına da uğratılmıştır (F2). Kökensele olarak pelitik, psammitik ve karbonat tortullardan meydana gelen masifte, mermerler şisüere oranla daha açık kıvrımlanmalar meydana getirmektedirler. Geniş anlamda bir disharmonik kıvrımlanma olarak nitelendirilebilecek bu plastik deformasyonda, şistlerde görülen yoğun kıvrımlanma bir gerilme yönelimi belirlenmesinde kullanılamaz özelliktedir. Bu yüzden daha dayanımlı kayaç olan mermerlerdeki kıvrım geometrisi dikkate alındığında masifte yukarıda verilen yönelimlerde asimetrik ve devrik bir kıvrımlanmanın bulunduğu görülmektedir.

Mermerlerde K70D genel kıvrımlanma yönelimi yanında yine aynı doğrultuda daha küçük genlikli kıvrımlanmalar (2-3 m) sürüme kıvrımlarının varlığını da ortaya koyar.

Şistlerde görülen buruşma klivajına karşılık mermerlerde kıvrımlanmayla eş kökene sahip herhangi bir klivaja rastlanmamakta ancak zayıf bir katmanlanma folyasyonu gelişimi görülmektedir (S1).

Granitoidlerin masif içersine intrüzyonu sırasında meydana gelen zorlama ile antiklinoryum benzeri bir yapı kazanan masifte gelişen tansiyon etkisi geç evrede değişik yönelimli kırılanmalar sonuçlanmış, bu da ana intrüzyonu takip eden daha küçük sokulumların izleyeceği tektonik hatlan oluşturmuştur.

Masifin örtüsü durumundaki Tersiyer yaşlı kayaçlarda yoğun kıvrımlanmalar görülmez. Çok açık ve simetrik karakterli DKD-BGB doğrultulu kıvrımlanma yönelimi masifin sergilediği tektonik çizgiselliğe uymaz. İnceleme alanının batı kesiminde kümbet yöresinde olduğu gibi Lütesiyen yaşlı volkanik malzemeli konglomeralarda görülen ve 45°'ye ulaşan eğimlenmeler fay sarpıklığında kazanılan eğimlerdir.

Lütesiyen üzerinde açılı uyumsuz olarak yer alan Üst Miyosen yaşlı akarsu ve gösel kökenli birimler de yoğun kıvrımlanmalar göstermez. Zayıf bir sıkışma etkisini yeni fabrik oluşturarak kendi içersinde karşılayabilecek nitelikteki bu birimler Geç Miyosen sonrası genişlemeli tektoniğin izlerini taşırlar. Bunlar altlandaki Lütesiyen oluşukları ile birlikte masife ait birimlerle normal faylı dokanaklara sahiptirler. İnceleme alanının hiç bir yerinde masifin en azından Lütesiyen birimleriyle birlikte kompresif bir deformasyon geçirdiğini gösteren bir veri bulunmamaktadır. Bu yüzden Lütesiyen sonrasındaki çok şiddetli olmayan sıkışmalar ancak Lütesiyen örtünün hafif kıvrımlanması şeklinde geçmiştir. Geç Miyosen yaşlı birimler de masifle olan faylı dokanaklarında inceleme alanının batısında yer alan Sırıklitepe kuzeyinde görüldüğü üzere eğimler kazanmışlardır. Bunun dışında bu birimlerin düzensiz oturmalar ve blok faylanmalar yüzünden kazandıkları eğimler 10° yi geçmez.

Lütesiyen yaşlı birimlerin masifle olan faylı dokanaklarında fay düzlemlerinin Kümbet köyü kuzeydoğusunda, Çağlayan köyü kuzeyinde ve Yıldızeli güneyinde olduğu gibi korunduğu gözlenir. KD-GB durumlu bu fayların fay düzlemlerindeki kayma çiziklerinin 78 GB ve 40 KB olarak ölçülen yan yatımlan bunların verev atımlı normal faylar olduklarını göstermektedir. Bu genişlemeli veya transtansiyonel etkilenmelerin eseri olan faylanmaların yaşı Geç Miyosen sonrasındadır.

Pliyosen yaşlı birimler daha çok inceleme alanının güneyinde ve masifin bugün oluşturduğu yükselimin eteklerinde yüzeylerken masifle herhangi bir faylı ilişki göstermezler. Pliyosen sırasında egemen olan genişlemeler Pliyosenin akarsu kökenli birimlerini ve gösel

kireçtaşlarını etkileyen D-B yönelimli normal faylanmalar meydana getirmiştir. Pliyosen sonrasında önceki çekim faylarının canlanması ile KB-GD doğrultuğu serbestleme etkisi ine inceleme alanının ortasında yer alan KD-GB uzanımlı Çağlayan grabeni meydana gelmiştir. Geç Miyosen'den sonra genel olarak bütünüyle genişlemeli, karakterde süren tektonik Neotektonik dönem başlangıcının yöre için Geç Miyosen olduğunu da gösterir.

İnceleme alanında güncel gerilme düzeni K-G doğrultuğu bir sıkışma ve D-B doğrultuğu bir genişleme şeklinde sürmektedir. Kuzey güney doğrultuğu yarıklardan çıkan sıcak sular ve oluşturdukları travertenler ve bunlarda meydana gelen yine K-G uzanımlı çekimli faylanmalar bu konudaki göstergelerdir.

TARTIŞMA ve SONUÇLAR

Yıldızeli yöresinde Akdağ masifinde başlıca iki farklı metamorfizma olayı ile bunun sonucu ve göstergesi olan mineral parajenezleri gelişmiştir.

Bunlardan ilki masifli oluşturan ve kökensel olarak olasılıkla bir şelf ve derin deniz arasında geçiş gösteren sedimantasyonun uzun zaman süresince derin gömülme ile ortaya çıkan orta basınç ile yüksek sıcaklığın karakterize ettiği bölgesel metamorfizmadır. Erkan (1980) masifin metamorfüzmasının Kırşehir yöresinde olduğu gibi bir orta basınç/yüksek sıcaklık türünde ve bir örnek olduğunu belirtmiştir. Özer ve Göncüoğlu (1981) ise özellikle dişten + muskovit ve stavrolit + sillimanit parajenezlerine dikkati çekerek masifteki metamorfizmanın değişkenliğine değinmişlerdir. Bu çalışmada saptanan fasiyeler ve bunların yanal ve düşey doğrultudaki değişimleri havzada bölgesel metamorfizma sırasında gömülme derinliği, sıkışma ve sıcaklık yükselmelerinde lokal değişiklikler olduğunu görmektedir.

Masifin metamorfizmasındaki ikinci evre grani toyların intrüzyonları ile gelişmiştir. Bu aşamada masif-plüton kontaklarında meydana gelen kontakt metamorfizmanın sokulumla yaşıt olması yanında gerek mermerlerde gerekse intrüzyon içinde verdiği parajenezler ile orta derinlikte bir yerleşmeye işaret ettiği ileri sürülebilir. Granitlerde görülen kataklastik etkilenmeler ve yersel rekristalizasyonlar hem sıcaklık hem de dinamik etkilenmeye bağlı progresif deformasyonların intrüzyondan sonra da bir süre etkili olduğunu göstermektedir.

Saha yayılımında metamorfik gelişmeye bakıldığında mekansal olarak belirgin bir zonlaşma, Akdağmadeni yöresinde Erkan (1980) tarafından ve Kırşehir yöresinde Seymen (1984) tarafından belirtilen aksine çalışma alanı içinde görülmemiştir.

İnceleme alanında Akdağ masifinin metamorfizma dönemlerinin yaşını belirleyecek kesin jeolojik göstergeler yoktur. Genel olarak Mesozoyik öncesine yorumlanan

(Ketin, 1955, 1966) Orta Anadolu masiflerinin kuzey uzantısında yer alan bu kesimde masifli oluşturan kayalarla örtü birimleri arasında büyük bir zaman farkı bulunmaktadır. Bu yüzden masifteki kıvrımlanma, granitoidik sokulumlar, metamorfizma olayları Lütisiyen öncesini ilgilendirir. Yalnızca bu alanda, Şimşekvuran tepe dolayında masif ile granitoid sokulum arasına sıkışmış serpantinler, intrüzyonun ve bunun yol açtığı son metamorfizma evresinin Geç Kretase öncesinde tamamlanmış olabileceğini gösterir. Masifin bölgesel metamorfizma süreci bundan eski fakat sürekli bir olay olmalıdır. Erkan ve Ataman (1981 için Kırşehir masifinde saptadıkları ve granodiyoritik kayaların yerleşme ve soğuma yaşları olarak yorumladıkları 69 ve 74 my.'lık ölçümler bu sahadaki yorumlamalar için de fikir verici mahiyettedir. Seymen (1982, 1983, 1984) ise Kırşehir m etam örfi ilerinin yükselmesiyle bugün gözlenen iç yapısının Jura öncesinde kazanılmış olduğunu ileri sürmektedir.

İnceleme alanında masifte gözlenen birincil kıvrımlanma DKD-BGB doğrultuludur. Permo-Triyas'dan beri Telis okyanusu içindeki sıkışmalı rejimlerin genelde doğu batı doğrultuğu tektonik çizgisellikler bıraktığı dikkate alındığında, Mesozoyik öncesine atfedilen masifteki bu birincil deformasyonun Liyas öncesindeki levha hareketleriyle meydana getirilmiş olabileceği düşünülebilir. Tetis okyanusu içerisinde Geç Kretase'den itibaren yay-hendek ilişkili olarak meydana gelmeye başlayan havzalar kısmen bu tür masifler üzerinde açılmışlar ve masif kayaları bu şekilde, içlerinde aktarılmış ofiyolit dilimlerini de içeren Geç Kretase-Tersiyeer tortullarına temel oluşturmuşlardır (Gökten, 1983, 1986). Akdağ masifinin bu kesiminde Lütisiyen'e kadar olan zamanı simgeleyen bir oluşuğun bulunmayışı, masifin Geç Kretase sonrasında yükselerek uzun süre erozyona uğramış olduğunu gösterir. Bu özellik yüzünden, bu alanla sınırlı kalmak üzere, tüm metamorfizma süreçlerinin Geç Kretase ile birlikte tamamlanmış olduğu ileri sürülebilir. Metamorfizma gelişiminde belirgin bir zonlaşmanın görülmeysi yüzünden deformasyon evreleri ile metamorfizma evreleri arasında bir ilişki kurulamamıştır.

Masifin örtüsü durumundaki Tersiyer yaşlı yoğun kıvrımlanmaların bulunmayışı ile Lütisiyen sonunda denizin bölgeyi terkedişi izostasik bir yükselmeye de bağlanabilir. Bu birimlerin Lütisiyen sonunda masifle birlikte kompresif karakterli bir deformasyon geçirdiklerini belgeleyen veri bulunmamaktadır. Malzeme nitelikleri de dikkate alındığında Lütisiyen sonunda olası bir sıkışma yalnızca Lütisiyen örtüyü etkilemiş olması gerekir.

Bölge Geç Miyosen sonundan itibaren genişlemeli bir tektonik rejimin etkisinde olup, önceleri KB-GD doğrultuğu genişlemeler bugün doğu batı doğrultuğu durumda etkilerini sürdürmektedir.

YILDIZELİ GÜNEYİNİN STRATİGRAFİSİ

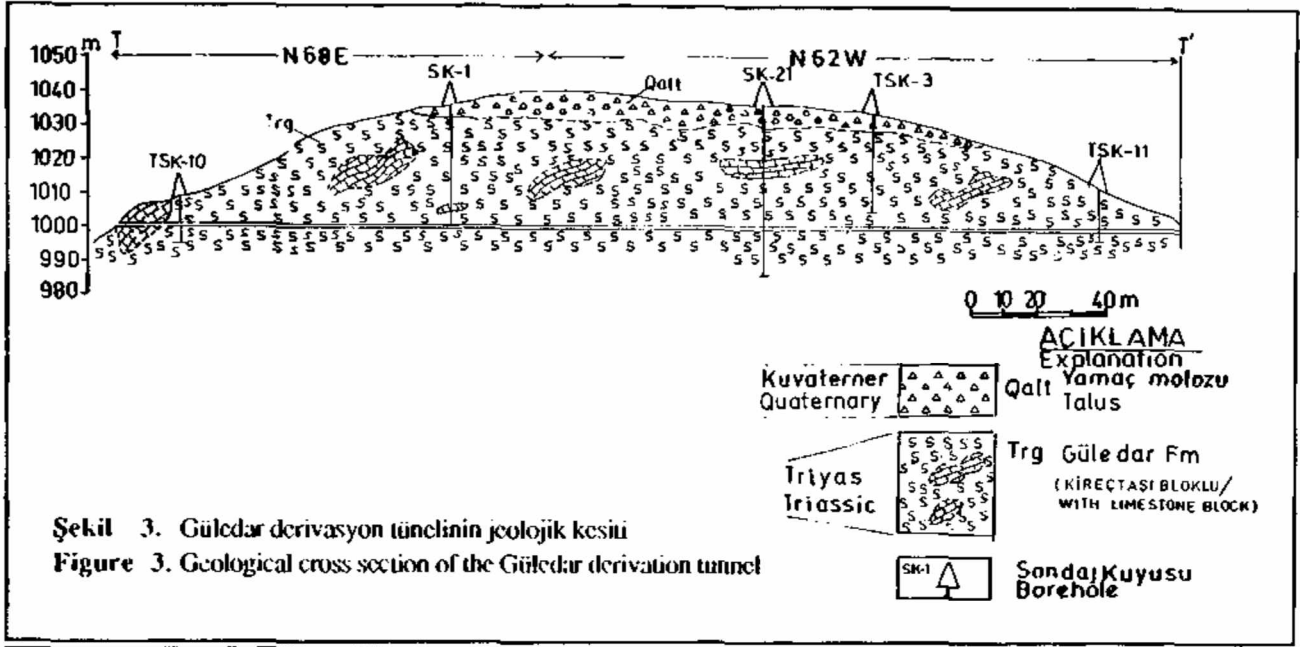
KATKI BELİRTME

Bu çalışma Türkiye Petrolleri Genel Müdürlüğü'nün maddi katkıları ile gerçekleştirilmiştir. Yazar Genel Müdürlük ilgililerine ve çalışmalar sırasında katkıları bulunan Sn. Okan Tekeli ve Sn. Volkan Özaksoy'a teşekkürlerini sunar.

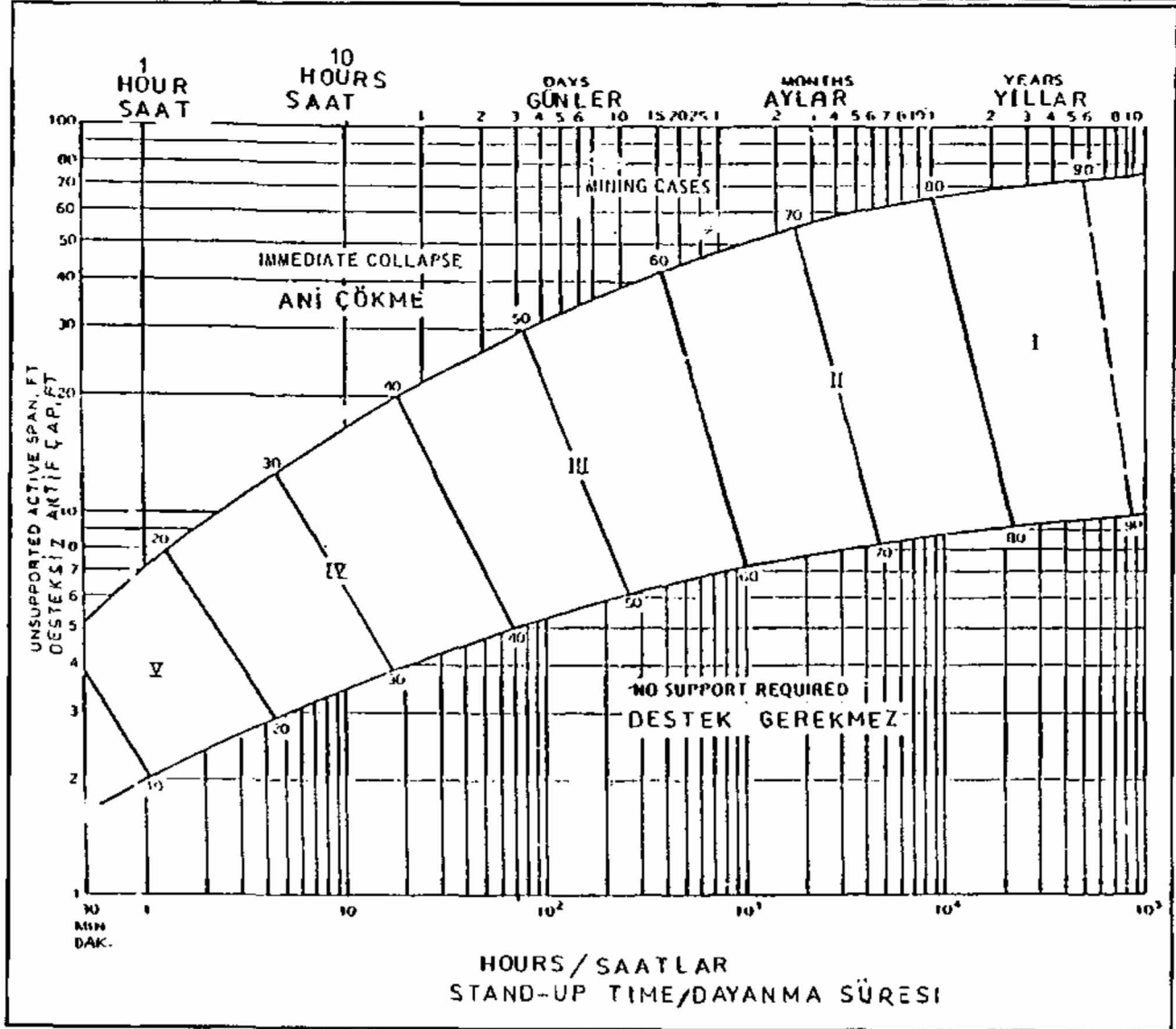
DEĞİNİLEN BELGELER

- Erkan, Y., 1976, Kırşehir çevresindeki rejyonal metamorfik bölgede saptanan isogradlar ve bunların petrolojik yorumlanmaları: *Yerbilimleri*, 2,1,23-54.
- Erkan, Y., 1977, Orta Anadolu masifinin güneybatısında (Kırşehir bölgesinde) etkili rejyonal metamorfizma ile amfibol minerallerinin bileşimi arasındaki ilişkiler: *Yerbilimleri*, 3,1-2,41-46.
- Erkan, Y., 1980, Orta Anadolu masifinin kuzeydoğusunda (Akdağmadeni-Yozgat) etkili olan bölgesel metamorfizmanın incelenmesi: *Türkiye Jeol. Kur. Bül.*, 23/2,213-218.
- Erkan, Y., 1981, Orta Anadolu'nun metamorfizması üzerine yapılan çalışmalarda varılan sonuçlar: İç Anadolu'nun jeolojisi simpozyumu: T. J. K. 35. Kurultayı, 9-11.
- Erkan, Y. ve Ataman, G., 1981, Orta Anadolu masifi (Kırşehir yöresi) metamorfizma yaşı üzerine K-Ar yöntemi ile bir inceleme: *Yerbilimleri*, 8,27-30.
- Gökten, E., 1983, Şarkışla güney-güneydoğusunun stratigrafisi ve jeolojik evrimi: *Türkiye Jeol. Kur. Bül.*, 26, 167-176.
- Gökten, E., 1986, Paleocene carbonate turbidites of the Şarkışla region; Their significance in an orogenic basin: *Sediment. Geol.*, 49-143-165.
- Ketin, L., 1955, Yozgat bölgesinin jeoloji ve Orta Anadolu masifinin tektonik durumu: *Türkiye Jeol. Kur. Bül.*, VI/1,1-40.
- Ketin, İ., 1966, Anadolu'nun tektonik birlikleri: *Maden Tet. Arama Derg.* 66,20-34.
- Özer, S. ve Göncüoğlu, C., 1981, Orta Anadolu masifinin doğusunda (Akdağmadeni-Yıldızeli) ilginç metamorfik parajenezler: *Maden Tet. Arama Derg.*, 93-94,173-174.
- Pollak, A., 1958, Über eine geologische Bestbachtungen im Zentr Anatolischenmassiv: *Notiz 61, hess. 1.-Amt. Badenforshung*, 87- 239-245.
- Seymen İ., 1981 a, Kaman (Kırşehir) dolayında Kırşehir masifinin metamorfizması: İç Anadolu'nun jeolojisi simpozyumu: T. J. K. 35. Bilimsel ve Teknik Kurultayı, 12-15.
- Seymen, L., 1981 b, Kaman (Kırşehir) dolayında Kırşehir masifinin stratigrafisi ve metamorfizması: *Türkiye Jeol. Kur. Bül.*, 24/2,101-108.
- Seymen, L., 1984, Kırşehir masifi metamorfizmasının jeolojik evrimi: *Ketin Simpozyumu 1984: T. J. K. Yayını*, 133-148.
- Tatar, Y., 1977, Ofiyolitli Çamlıbel (Yıldızeli) bölgesinin stratigrafisi ve petrografisi: *Maden Tet. Arama Derg.*, 88,56-72.
- Tolluoğlu, Ü., 1986, Orta Anadolu masifinin güneybatısında petrografik ve petrotektonik incelemeler: Hacettepe Univ., Doktora Tezi, 237 s. (yayımlanmamış).
- Vache, R., 1963, Akdağmadeni kontakt yatakları ve bunların Orta Anadolu kristalinine karşı olan jeolojik çerçevesi: *Maden Tet. Arama Derg.*, 60,22-36.
- Winkler, H. G. F., 1979, *Petrogenesis of metamorphic rock: Springer Verlag*, 5 th Ed., New York, 348 p.
- Yılmaz, A. ve Özer, S., 1984, Kuzey Anadolu bindirme kuşağının Akdağmadeni (Yozgat) ile Karaçayır (Sivas) arasındaki bölümün temel jeoloji incelemesi ve Tersiyer havzasının yapısal evrimi: *Ketin Simpozyumu 1984: T. J. K. Yayını*, 163-174.

GÜLEDAR BARAJI



Şekil 3. Güledar derivasyon tünelinin jeolojik kesiti
Figure 3. Geological cross section of the Güledar derivation tunnel



Şekil 4. Jeomekanik sınıflama - Dayanma süresi ile desteksiz aktif tünel genişliği arasındaki ilişki (Bicniawski, 1979)
Figure 4. Geomechanics Classification-output of stand-up time versus unsupported span (After Bicniawski, 1979)

ve dağılgandır. Matriksin içinde çeşitli boylarda bloklar halinde görülen kireçtaşı birimi tünel güzergahının sağ ve sol tarafında yüzlek vermektedir. Bu kireçtaşı blokları masif, sert, dayanımlıdır. RQD yüzdeleri oldukça yüksek olan bu kireçtaşı bloklarında eklem aralıkları sık ve çok sıktır (1 cm ile 10 cm arasında). Genellikle sarı, boz ve krem renklerde dirler.

Sirkeli Formasyonu

Bu Formasyon kırmızı, boz ve gri renklerde dir. Az tutturulmuş, tutturulmamış çakıltası, kumtaşı, miltaşı ve kil ara seviyelerinden ibarettir. Bu formasyon genelde tabakasız olup, kısmen yatay tabakalı olduğu yerler gözlenmiştir. Tünel güzergahı boyunca herhangi bir yüzlek vermeyen Sirkeli Formasyonu derivasyon tünel çıkış yerinde yüzlek vermektedir.

Tünel güzergahı boyunca Güledar Formasyonunu oluşturan kaya birimleri (matriks, kireçtaşı blokları) yüzlek vermektedir (Şekil-3). Güledar barajı derivasyon tünelinin çapı 3 metre olup 310 metre uzunluğundadır. Tünel güzergahının doğrultusu; 0.00 m- 125 m arası N 68E, 125 m- 310 m arası N62 W yönünde olup 0.00 m- 14.00 m. arası kireçtaşı birimi, 14.00 m-310.00 m arası matriks birimi kesilecektir.

Derivasyon tünelinin açımı esnasında çıkabilecek sorunlara yaklaşım sağlamak amacıyla yapılan jeoteknik çalışmalar sonucu bulunan veriler jeomekanik -RMR ve Q-sistemi sınıflamalarında kullanılmıştır.

DERİVASYON TUNEL GÜZERGAHINDAKİ KAYA BİRİMLERİNİN JEOMEKANİK - RMR SINIFLAMASI

Jeomekanik sınıflama veya Kaya kütlesi oranı (RMR) sistemi Bicniawski (1973) tarafından geliştirilmiş olup altı parametreye dayanmaktadır (Tablo 1).

- Kayanın tek eksenli basınç dayanımı (Kg/cm²)
- Kaya kalitesi belirlemesi (RQD)
- Eklemlerin sıklığı (Ara uzaklığı)
- Eklemlerin yönelimi.
- Eklemlerin durumu
- Yeraltı suyu şartları

KİREÇTAŞI BİRİMİNDE YAPILAN JEOMEKANİK-RMR SINIFLAMASI

Güledar Barajı derivasyon tünelinin çapı 3 metredir. Jeomekanik RMR sınıflaması genişliği 5-12 metre arasında olan tüneller için geçerli olduğundan burada RMR değeri ile bulunan kaya kalitesi için alınacak destek önlemleri Q değeri ile bulunan destek önlemlerinden farklı olacaktır.

Tünel güzergahındaki kireçtaşı birimine ait tek eksenli basınç dayanımı ortalama 600 kg/cm² dir, bulunan bu değer RMR sınıflamasındaki derecelendirmesi 7'dir.(Tablo-1),RQD değeri 85 olup derecelendirmesi 17'dir

(Tablo-1). Kireçtaşında görülen eklem ara uzaklığı 50-300 mm arasındadır, derecelendirmesi 10 dur. (Tablo-1) Tünel, eklemlerin yönelimine göre çok uygundur. (Tablo-2), ve derecelendirmesi 0'dır. Tünel güzergahındaki kireçtaşındaki eklemlerin durumu; sürtünme izli yüzler veya fay kili< 5mm veya 1-5 mm açık eklemler şeklindedir, ve derecelendirmesi 6'dır (Tablo-1). Tünelde çoğu yerde 25-125 litre/dak. veya orta basınçta su beklenmektedir. (Derecelendirmesi 4) (Tablo-1)

a. Kayanın tek eksenli basınç dayanımı.....	7
b. RQD.....	17
c. Eklem sıklığı.....	10
d. Eklemlerin yönelimi.....	0
e. Eklemlerin durumu.....	6
f. Yeraltı suyu şartları.....	4
	RMR..... 44

Kaya Kütle Sınıfı: 111-Orta Kaya

RMR= 44 için desteksiz tünel genişliği 5-12 metre arasında olan derivasyon tünelinin ayakta kalma süresi 19 saattir (Şekil-4).

Önerilen tünel desteği kemerde 1,5-2 m. aralıklı 3-4 metre uzunlukta sistematik bulonlar, tavan kemerinde 50-100 mm, yan duvarlarda 30 mm. kalınlıkta püskürtme betonu (Tablo-3) gerekmektedir.

MATRİKS BİRİMİNDE YAPILAN JEOMEKANİK-RMR SINIFLAMASI

Güledar Formasyonunun matriksini oluşturan metadetritik kayalar ve metavolkanitler, genelde dayanımsız, bozmuş ve kırılğan olduklarından çok zayıf kaya özelliğindedirler.

RMR<20 kaya kütle sınıfı: V çok zayıf kaya
Sonuç: RMR< 20 için önerilen tünel desteği; tel kafesli duvarlarda ve kemerde 1-1,5 m. aralıklı 5 m. uzunluklu sistematik bulonlar gereklidir. Tavan kemerinde 150-200 mm., yan duvarlarda 150 mm, aynada 50 mm patlatmadan hemen sonra püskürtme betonu uygulanmalıdır. Ayrıca çelik iksalı 0,75 m. aralıklı ağır traversler gereklidir. (Tablo-3)

DERİVASYON TUNEL GÜZERGAHINDAKİ KAYA BİRİMLERİNİN Q - SİSTEMİ SINIFLAMASI

Kaya kütle sınıflamasına ait Q-Sistemi, Barton ve Diğ., (1974) tarafından geliştirilmiş olup, altı parametreye dayanmaktadır.

- 1) RQD = Kaya kalitesi belirlenmesi
- 2) J_n = Eklem takımı sayısı
- 3) J_r = Eklem pürüzlülük sayısı
- 4) J_a = Eklem alterasyon sayısı
- 5) J_w = Eklem su indirgeme sayısı
- 6) SRF = Gerilme İndirgeme sayısı

$$Q = \text{Kaya kütle kalitesi} = \frac{RQD}{J_n} \times \frac{J_r}{J_a} \times \frac{J_w}{SRF} \times \frac{1}{k} \times \frac{1}{J_r}$$

A. SINIFLAMA PARAMETRELERİ VE DERECELERİ

1	Sağlam kayanın mukavemeti	Uç-yük mukavemeti endeksi	> 8 MPa	4-8 MPa	2-4 MPa	1-2 MPa	Yaşlınen tek eksenli basınç deneyini kulunan		
		Yük eksenli basınç mukavemeti	> 200MPa	100-200MPa	50-100 MPa	25-50MPa		0-25 MPa	3-10 MPa
	Derecelendirme		15	12	7	4	2	1	0
2	Sondaj Karot Kalitesi RQD		% 90- %100	% 75 - % 90	% 50- %75	% 25- % 50	< % 25		
	Derecelendirme		20	17	13	8	3		
3	Eklemlerin sıklığı		> 3m	1-3 m	0,3-1 m	50-300mm	< 50mm		
	Derecelendirme		30	25	20	10	5		
4	Eklemlerin durumu		Çok kaba yüzler Sürekli değil Ayrılma yok Eklemler sert duvar kayası	Az kaba yüzler Ayrılma < 1mm Eklemler sert duvar kayası	Az kaba yüzler Ayrılma < 1mm Eklemler yumuşak duvar kayası	Sürtünme izli yüzler veya fay kili < 5mm veya 1-5cm açık eklemler sürekli eklemler	Yumuşak fay kili > 5mm kalınlık veya açık eklemler > 5mm sürekli eklemler		
	Derecelendirme		25	20	12	6	0		
5	Yardıllı suyu	Tünelin 10 m. lik kısmından geçen su	Yak		< 25 litre/dak.	25-125 litre / dak.	> 125 litre/dak.		
		Eklemlerdeki su Lasansı Oran Ana usul gurülme	0		0,0-0,2	0,2-0,5	> 0,5		
		Genel Koşullar	Tamamen kuru		veya Yalnızca nemli (karlılarındaki su)	veya Orta basınç altında su	veya Önemli su problemleri		
	Derecelendirme		10		7	4	0		

B. EKLEM YÖNLENİMİNE GÖRE DÜZELTME

Eklemlerin doğrultu ve eğim yönlenimi		Çok uygun	Uygun	Orta	Uygun değil	Hiç uygun değil
Derecelendirme	Tüneller	0	- 2	- 5	- 10	- 12
	Yamaçlar	0	- 2	- 7	- 15	- 25
	Yamaçlar	0	- 5	- 25	- 50	- 60

C. KAYA SINIFLAMALARI ve DERECELERİ

Sınıflama No.	I	II	III	IV	V
Tanımlama	Çok iyi kaya	İyi kaya	Orta kaya	Zayıf kaya	Çok zayıf kaya
Derecelendirme	100-81	80-61	60-41	40-21	< 20

D. KAYA SINIFLAMA YORUMLARI

Sınıflama No.	I	II	III	IV	V
Ortalama dayanma süresi	5m. açıklıkta 10 yıl	4 m. açıklıkta 6 ay	2m açıklıkta 1 hafta	1,5m. açıklıkta 5 saat	0,5m. açıklıkta 10 dakika
Kaya kütleinin kohezyonu	> 300 kPa	200-300 kPa	150- kPa	100- 150 kPa	< 100 kPa
Kaya kütleinin sürtünme açısı	> 45°	40°-45°	35°-40°	30°-35°	< 30°
Cevherin kazılabilirliği	Çok zayıf	Kalaylıkla büyük parçalar çıkar	Orta	Kalaylıkla küçük iyi parçalanma	Çok iyi

Tablo 1 Eklemlerli kaya kütlelerinin Jeomekanik sınıflaması (Bieniawski, 1979)

Table 1 Geomechanics classification of jointed rock masses (After Bieniawski, 1979)

Tünel eksenine dik doğrultu				Tünel eksenine paralel doğrultu		Doğrultuya bakılmaksızın eğim 0°-20°
Eğim yönünde açım		Eğime dik açım				
Eğim 45°-90°	Eğim 20°-45°	Eğim 45°-90°	Eğim 20°-45°	Eğim 45°-90°	Eğim 20°-45°	
Çok uygun	Uygun	Orta	Uygun değil	Hiç uygun değil	Orta	Uygun değil

Tablo 2 Eklemler doğrultu ve eğim yönlerinin tünele etkisi (Bieniawski, 1979)

Table 2 Effect of joint strike and dip orientations in tunneling (After Bieniawski, 1979)

Yapının tipine göre kazı destek oranı, Güledar barajı derivasyon tüneli için 1.6 dır. Tünel genişliği (B), tünel yüksekliği (H) aynı tutulduğu için B/ESR veya H/ESR değerleri ordinat ekseninde, Q değerleri absis ekseninde olmak üzere destekleme göstermeyen değerleri ile bunun yanında 38 çeşit destek kategorisi Şekil-5 de gösterilmiştir.

KİREÇTAŞI BİRİMDE YAPILAN Q-SİSTEMİ SINIFLAMASI

Kireçtaşlarındaki ortalama RQD yüzdesi 85 tir. Tünel güzergahı girişindeki kireçtaşında iki eklem takımı ve gelişigüzel eklemeler bulunmaktadır (Jn=6). Eklem pürüzlülüğü sürtünme izli ve dalgalıdır (Jr=1,5). Eklem yüzeyleri altere olmamış sadece yüzeysel paslanma vardır. (Ja=1). Eklemeler dolgusuz olup dayanımlı olan kireçtaşlarında çok miktarda su gelişi ve yüksek basıncı beklenmektedir. (Jw=0.5). Dayanımlı olan kireçtaşında tek bir makaslama zonu vardır (Kazı derinliği ≤50 m) SRF=2.5).

$$Q = \frac{85}{6} \times \frac{15}{1} \times \frac{1}{2.5} = 425 \text{ (Orta kaya)}$$

$$B = 3m. ESR=1,6$$

$$B/ESR = 1.875$$

Q = 4,25 için: Destek kategorisi = Destekleme gerekmez (şekil-5).

MATEİKS BİRİMİNDE YAPILAN Q-SİSTEMİ SINIFLAMASI

Güledar Formasyonunu matrisini oluşturan meta-detritikler ve metavolkanitler çok bozuşmuş ve dayanımsız olduklarından olağanüstü zayıf kaya özelliği gösterirler (Q < 0.01)

$$Q < 0.01 \text{ (olağanüstü zayıf kaya)}$$

$$B/ESR = 1.875$$

$$Q / 0,01 \text{ için: Destek kategorisi} = 37$$

Devamlı destek: Çelik kafes takviyeli 20-60 cm. aralıklı püskürtme betonu ile 0,5-1 m aralıklı gerdirmeli sistematik bulonlar gerekir.

KAYA KÜTLESİ SINIFLAMASI	KAZI	BİRİNCİL İKSA		
		Kaya bulonları * (10 m. genişlikteki) tünel için uzunluk	Şakrit	Çelik takımlar
I	Tam kesit 3 m. ilerleme	Bazı bulonların haricinde genellikle iksa gerektirmez.		
II	Tam kesit 1,0-1,5 m. ilerleme	Kemerin 2-3 m. sinde yer yer bulonlar, tel kafeslerle 2-2,5 m. aralıklı, aynaya 20 m. ye kadar gereklidir.	Su geçirmezlik için tavan kemerinde 50 mm.	Yok
III	Tavan kemeri ve tabandan ilerleme Tavandan 1,5-3 m. ilerleme	3-4 m. uzunlukta sistematik bulonlar, kemerde tel kafesli duvarlar ve kemerde 1,5-2 m. aralıklı, aynaya 10 m. ye kadar gerekli.	Tavan kemerinde 50-100 mm. yan duvarlarda 30 mm.	Yok
IV	Tavan kemeri ve tabandan ilerleme Tavandan 1,0-1,5 m. ilerleme	Tel kafesli duvarlarda ve kemerde 1-1,5 m. aralıklı, 4-5 m. uzunluklu sistematik bulonlar. Aynaya 10 m. ye kadar gerekli	Tavan kemerinde 100-150 m. ve yan duvarlarda 100 mm. Kazı ilerledikçe iksa yerleştirilmelidir	Gereken yerde 1,5 m. aralıklı yer yer hafif traversler (ribs)
V	Tavan ve taban müşterek ilerleme Tavandan 0,5-1 m. ilerleme	Tel kafesli duvarlarda ve kemerde 1-1,5 m. aralıklı, 5 m. uzunluklu sistematik bulonlar. Aynaya 5 m. ye kadar gerekli	Tavan kemerinde 150-200 mm. yan duvarlarda 150 mm. Aynada 50 mm. Patlamadan hemen sonra şakrit uygulanmalı.	Çelik iksalı 0,75 m. aralıklı ağır traversler.

Tablo 3 Kaya tünellerindeki destek ve kazıların jeomekanik sınıflama rehberi (Bieniawski, 1979)

Table 3 Geomechanics classification guide for excavation and support of rock tunnels (After Bieniawski, 1979)

GÜLEDAR BARAJI

SONUÇLAR

Güledar barajının yapımı sırasında açılacak derivasyon tünelinin çapı 3 metredir. Tünel güzergahındaki kaya birimlerinde alınacak destek önlemlerinin saptanmasında Jeomekanik-RMR ve Q- Sistemi sınıflamaları uygulanmıştır. Jeomekanik-RMR sınıflaması 5-12 metre çapındaki tüneller için olduğundan ve Güledar barajı derivasyon tüneli bu genişlikte açılmış olduğu düşünüldüğünde RMR değeri ile bulunan kaya kalitesi ve gerekli destek sınıfı önerilmiştir.

3 metre genişlikte olan derivasyon tüneli için yapılan Q-sistemi sınıflaması daha ayrıntılı ve geçerlidir. Güledar barajı derivasyon tüneli açılırken her kaya birimi için gerekli destekleme önlemlerinin alınması koşulu ile Güledar barajı derivasyon tünel güzergahı, tünel yapımı için uygundur.

DEĞİNİLEN BELGELER

Akyürek, B., Bilginer, E., B., Hepsen N., Pehlivan, Ş., Sunu, O., Soysal, Y., Dağ, Z., Çatal, E., Sözen, B., Yıldırım, H., Hakyemez, Y., 1984, Ankara-Elmadağ-Kalecik dolayının temel jeoloji özellikleri: Jeoloji Mühendisliği, 20,3146.

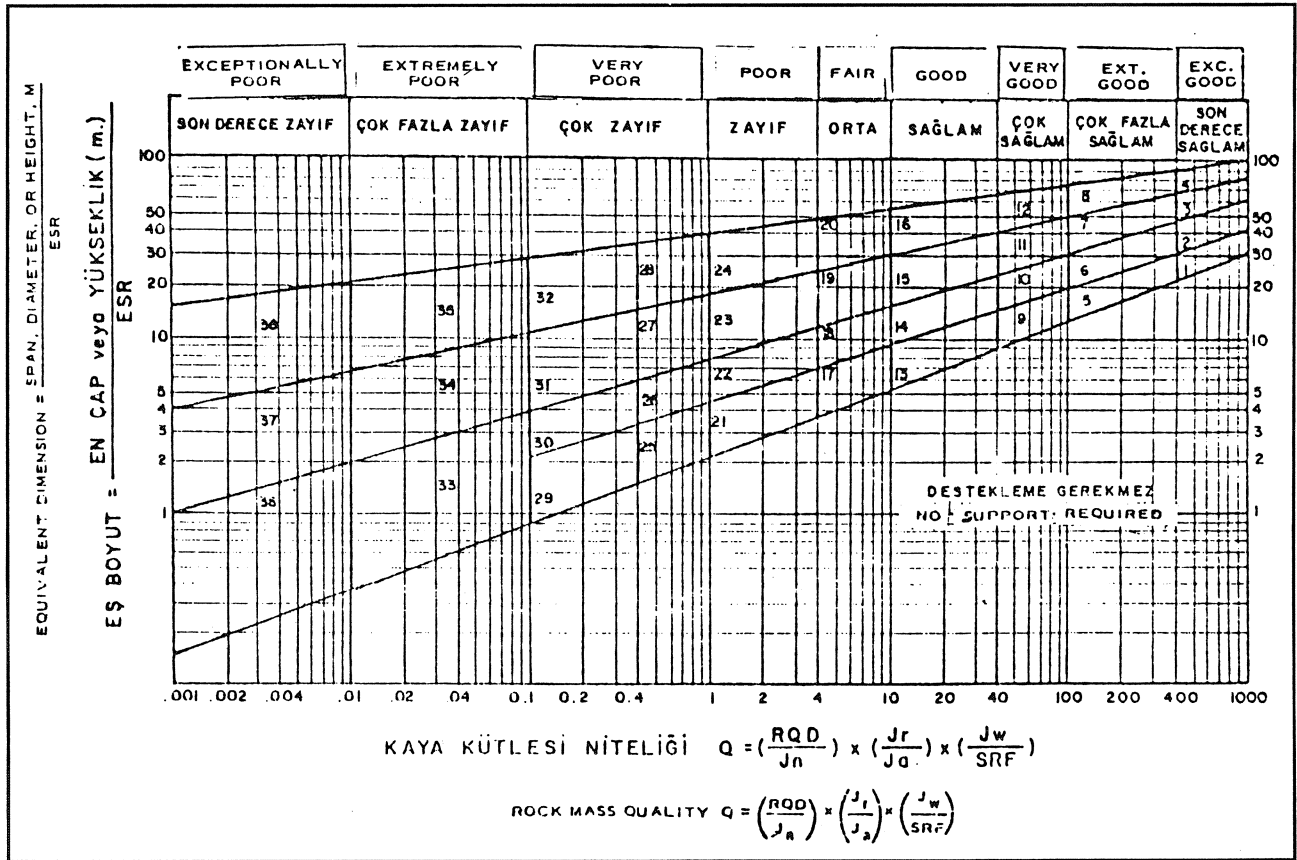
Barton, N., 1976, Recent Experiences with the Q-System for tunnel support. Proceedings, Symposium Exploration for Rock Engineering, ed. Z. T. Bieniawski, A.A. Balkema Press, Rotterdam, 1976, Vol 1, pp 107-114.

Barton, N., Lien, R., and Lunde, J., 1974, Engineering Classification of Rock Masses for the Design of Tunnel Support: Rock Mechanics, Vol 6, No. 4, pp 183-236.

Bieniawski, Z. T., 1973, Engineering Classification of Rock Masses: Transactions of South African institution of Civil Engineers Vol 15, No. 12, pp 335-344

Bieniawski, Z.T., 1974, Geomechanic Classification of Rock Masses and its Application in Tunneling: Proceedings, Third International Congress Rock Mechanics, International Society For Rock Mechanics, Denver, Colo., Vol 1! A pp 27-32.

Bieniawski, Z.T., 1979, Tunnel design by rock mass Classifications: Technical report, 61-79-19, Office Chief of Engineers, U.S. Army Washington, D.C.20314.



Şekil 5. Q Sistemi-Eşboyut ile kaya kütle kalitesi arasındaki ilişki (Barton, 1976)

Figure 5. Q-System-equivalent dimension versus rock mass quality (After Barton, 1976).

Karaaslan, N., Taner, O., 1987, Çubuk projesi mühendislik Jeolojisi ön inceleme raporu: DSİ V. Bölge (Yayımlanmamış).

Özsan, A., 1992, Güledar barajı ve göl alanının (Çubuk, Ankara) mühendislik jeolojisi: Geosound (Baskıda), Adana

GİRİŞ

Hüyük-Şarkikaraağaç arasında KB-GD doğrultusunda yaklaşık 25 km. kadar bir uzanımına sahip olan barit yatakları bulunur (Şekil 1). Bu cevherleşmeler gerek rezervleri ve ekonomik potansiyelleri ve gerekse de, oluşumları bakımından Türkiye'nin önemli barit yataklarıdır.

Ülkemizin bilinen muhtemel-mümkün 30 milyon ton barit rezervinin 17 milyon tonunun (%57) Şarkikaraağaç (Isparta)-Hüyük (Konya) arasında yer alması, bu çevredeki barit yataklarının önemini daha da artırmaktadır. Bölgede Etibank, Başer, Mayaş ve bazı özel şahıslara ait sahalarından yıllık barit üretimi 200.000 ton kadardır. Bu üretimin büyük bir kısmı Rusya, Amerika gibi ülkelere ihraç edilirken bir kısmı da yurt içinde çeşitli amaçlarla kullanılmaktadır.

Bölge barit yataklarında coğrafik konuma bağlı olarak mineralojik farklılıklar izlenir. Hüyük dolaylarında bulunan barit cevherleşmeleri daha basit bir mineralojiye sahip ve sülfidli minerallere fazla rastlanmazken, Şarkikaraağaç'a doğru sülfidli minerallerde artış ve parajenezde de bir zenginleşme görülür. Bölgedeki barit yatakları bu nedenle, oluşumlarıyla da önemli ve ilginçtirler.

Çalışma alanı ve dolayında 1931 yılında beri değişik amaçlarla jeolojik araştırmalar yapılmıştır. Son yıllarda Toroslar'm gerek jeolojik, gerekse ekonomik yönden önem kazanması bu tektonik kuşağa olan ilgiyi artırmış ve bu kuşak yıllardan beri geniş çaplı araştırmalara konu olmuş bugün de artan bir ilgiyle konu olmaya devam etmektedir.

Bölgeyi jeolojik açıdan Blumenthal (1947), Brennich (1954), Abdüsselamoğlu (1958), Brunn ve diğerleri (1971), Desprales ve Gutnic (1972), Haude (1972), Özgül ve Gedik (1973), Demirkol (1977), Öztürk, Ayaroglu ve Acar (1977) incelemiştir. Yöredeki boksitli demir ve demirli boksit yataklarını Bulur ve Çetin (1979), Ayhan ve Karadağ (1985) araştırmıştır.

İnceleme alanının yakın çevresinde Hüyük (Beşşehir) dolayında bulunan barit yataklarını Ayhan (1986) incelemiş ve aşağıdaki sonuçlara ulaşmıştır. Ayhan; şistler, kuvarsit, dolomit, kireçtaşı ve kalkıştiller içerisindeki baritlerin genellikle tabaka şekilli olduğunu ve yan kayaçlarıyla sürekli bir ardalanıma gösterdiğini belirtir. Üst Kambriyen-Devoniyen zaman aralığında çökeldiğini söylediği baritlerin ekshalatif-sedimanter ve/veya hidrotermal sedimanter olduğu da aynı çalışmacının ulaştığı diğer bir sonuçtur.

Üstün ve Özbek (1974)'in yaptığı çalışmada cevherleşmenin parajenezi, barit, kalkopirit, spekülirit, li-

monit ile eser miktarda psilomelan ve rutil olarak ortaya konmuştur. Bu araştırmacılar cevherleşmenin kökeni konusunda belirgin bir yaklaşımda bulunamamışlardır.

Araştırılan barit yatakları, Toros kuşağında Sultan-dağı Masifinin güneybatı kesiminde Isparta ili, Şarkikaraağaç ilçesi, Çarıksaraylar kasabasının kuzeybatısındaki Muratbağı ve Dedeçam kasabaları, arasında yer almaktadır (Şekil 1). Bu makale kapsamında bölge barit yataklarından biri olan Çankarayı* kurşunlu barit yataklarının özellikleri ele alınmış ve oluşum biçimi üzerinde tartışmaya gidilmiştir.

Bu incelemede, anılan yatakların jeolojik ve tektonik konumu belirlemek amacıyla bölgenin 1/25.000 ölçekli jeolojik haritası yapılmıştır. Bununla birlikte sahadan derlenen seçilmiş örnekler üzerinde ince kesit ve maden mikroskopisi araştırmaları yürütülmüştür. Ayrıca yan kayaçları türleri ve yan kayaç cevher ilişkisi, cevher yataklanma şekli, cevher parajenezi ve süksesyonu ortaya konmaya çalışılmıştır. Bütün bu araştırmalar sonucunda ortaya çıkan verilerden yararlanılarak cevherleşmenin kökeni hakkında yorumlara gidilmiştir.

GENEL JEOLJİ

İnceleme alanı içinde Kambriyen ile Jura arasında değişen metamorfik ve sedimanter kaya birimleri gözlenir. Bunlar alttan üste doğru; Sultandede formasyonu ve bunun üzerine transgressif olarak gelen Hacılabaz formasyonudur (Şekil 3). Bu formasyonların özellikleri ve birbirleriyle ilişkileri aşağıda özetlenmiştir.

Sultandede Formasyonu (es)

Formasyon ismi, Demirkol ve diğerleri (1977) tarafından isimlendirilmiş ve bu araştırmada da aynen benimsenmiştir.

Sultandede formasyonu, inceleme alanının kuzeydoğusunda yaygın bir biçimde bulunur (Şekil 2).

Formasyon tabandan tavana doğru; egemen olarak metasedimanter kayalardan ve rekristalize kireçtaşı arakatlılarından oluşmaktadır. Metasedimanter kayalar, pembemsi, morumsu, bejimsi, sarımsı, yeşilimsi ile koyu grimsi arasında değişen ince-düzgün yanımli şeyi, sleyt ve şistlerden yapıldır. Ayrıca yersel olarak formasyon içinde metakumtaşı, metaçakıltaşı, sarımsı bej renkli ve ince şistoziteli kalkışt ve pembemsi beyaz renkli kuvarsit aradüzeyleri de yer almaktadır (Cengiz, 1991). Bu bileşenlerin dışında birim içinde iki farklı düzeyde alttan üste doğru; Subaşı ve Kocakızıl kireçtaşı üyeleri ayırdedilmiştir (Şekil 3).

ÇARKSARAYLAR KUZEYİNİN JEOLJİSİ

Birimin tabanı inceleme alanı içerisinde gözlenmemiştir. Tavanı ise, Hacılabaz formasyonu ile açısal uyumsuzdur. Sultandede formasyonunun yaşı Alt (?) - üst Kambriyen olarak verilmiştir (Dean ve Monod, 1970).

Sultandede formasyonunun mineral topluluğunu oluşturan kuvars, klorit, serizit, albit, muskovit, epizonda yeşil şist fasiyesi için olağandır.

Subaşı Kireçtaşı üyesi (e ss)

Üye, adını en fazla yüzeylendiği Subaşı mevkiinden almıştır.

Subaşı kireçtaşı üyesi, inceleme alanında bulunan Kızıllık tepe, Ardıçlı tepe, Subaşı ocağı çevresi, Küçük ve Büyükekiz tepe ve Dikmen tepe'de yüzeylenmektedir (Şekil 2).

Birimi alttan üste doğru; gri, bej ve kahverengimsi, düzensiz katmanlı olan dolomitik kireçtaşları ile yer yer masif, yer yer de katmanlı olan grimsi kireçtaşları ve ince-orta katmanlı, kuvars içerikli, mikritik dokulu, pembemsi-kırmızımsı kireçtaşları oluşturur (Şekil 3). Ayrıca, karbonatlı kayaların kırıklarında ve katman aralarında, küçük çaplı karstik boşluklar ve bunların dolgular gelişmiştir.

Subaşı kireçtaşı, altındaki ve üstündeki birimlerle uyumludur. Sultandede formasyonu içerisindeki diğer çökellerle geçişli olarak bulunduğu için Kambriyen yaşlıdır. İnceleme alanının güney ve kuzeyinde Subaşı üyesine ait karbonatlı kayaların litolojik açıdan bazı farklı özelliklere sahip olması, bölgenin güneydoğusundan kuzeybatısına doğru gelişen bir fasiyes değişiminin olabileceğini düşündürülebilir.

Kocakızıl Kireçtaşı üyesi (e sk)

Üye, adını tipik olarak gözlendiği Kocakızıl tepe'den almıştır.

Kocakızıl kireçtaşı üyesi, inceleme alanında, Andığıntaş tepe, Dikanlıpınar tepe ve Tilkini tepe dolaylarında yüzeylenmektedir (Şekil 2).

Birim, Sultandede formasyonunun üst düzeylerinde mercekli konumlu olarak, çok sert, yer yer kalın katmanlı, yer yer de masif bir görünüm göstermektedir. Kocakızıl kireçtaşları, genellikle koyu gri renkli olmakla birlikte, yer yer alterasyondan dolayı kahverengimsi, sarımsı ve kırmızımsı renklerde de gözlenmektedir.

Kocakızıl kireçtaşının içerisinde tayin edilecek fosil izine rastlanmamıştır. Sultandede formasyonunun içerisinde formasyonu oluşturan litolojilerle uyumlu bulunduğu için birimin yaşı Kambriyen olarak kabul edilmiştir.

Hacılabaz Formasyonu (Jh)

DemirkoFa (1977) göre birim, adını en iyi gözlendiği Hacılabaz dağı'ndan almış ve taralıımızdan da

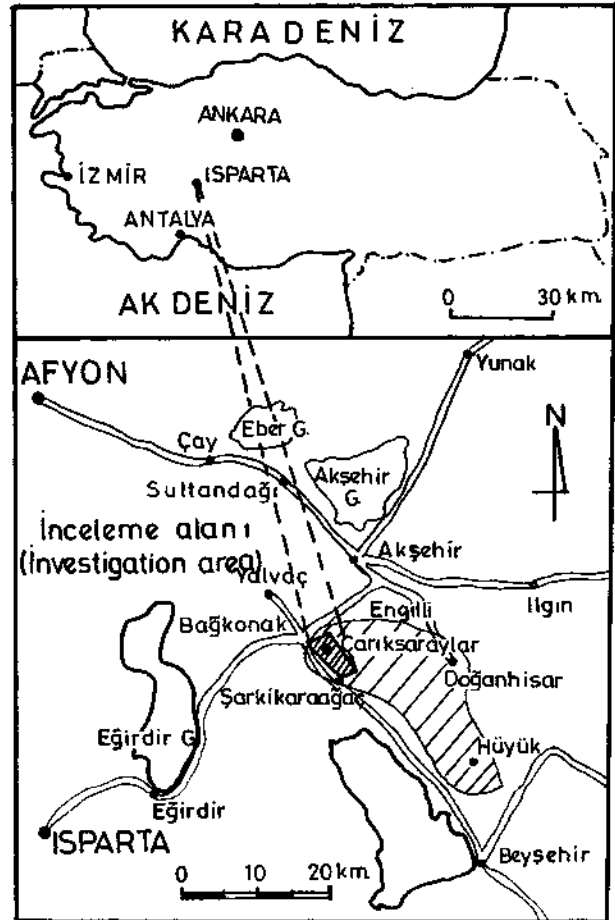
aynı isim benimsenmiştir.

İnceleme alanının kuzeybatısında gözlenen bu birim kesiksiz olarak Dedeçam'a kadar devam etmektedir (Şekil 2). Formasyonun kalınlığı, yaklaşık olarak 280 m. dolayındadır (Demirkol, 1977).

Hacılabaz formasyonu, kaya topluluğu olarak dolomit ve kireçtaşlarından meydana gelmektedir. Birim tabanında; koyu grimsi, düzensiz katmanlı dolomitler, bunlar üzerinde de uyumlu olarak gri renkli, dolomit arakatlı, orta-kalm katmanlı, sert fosil içerikli kireçtaşları bulunmaktadır (Şekil 3).

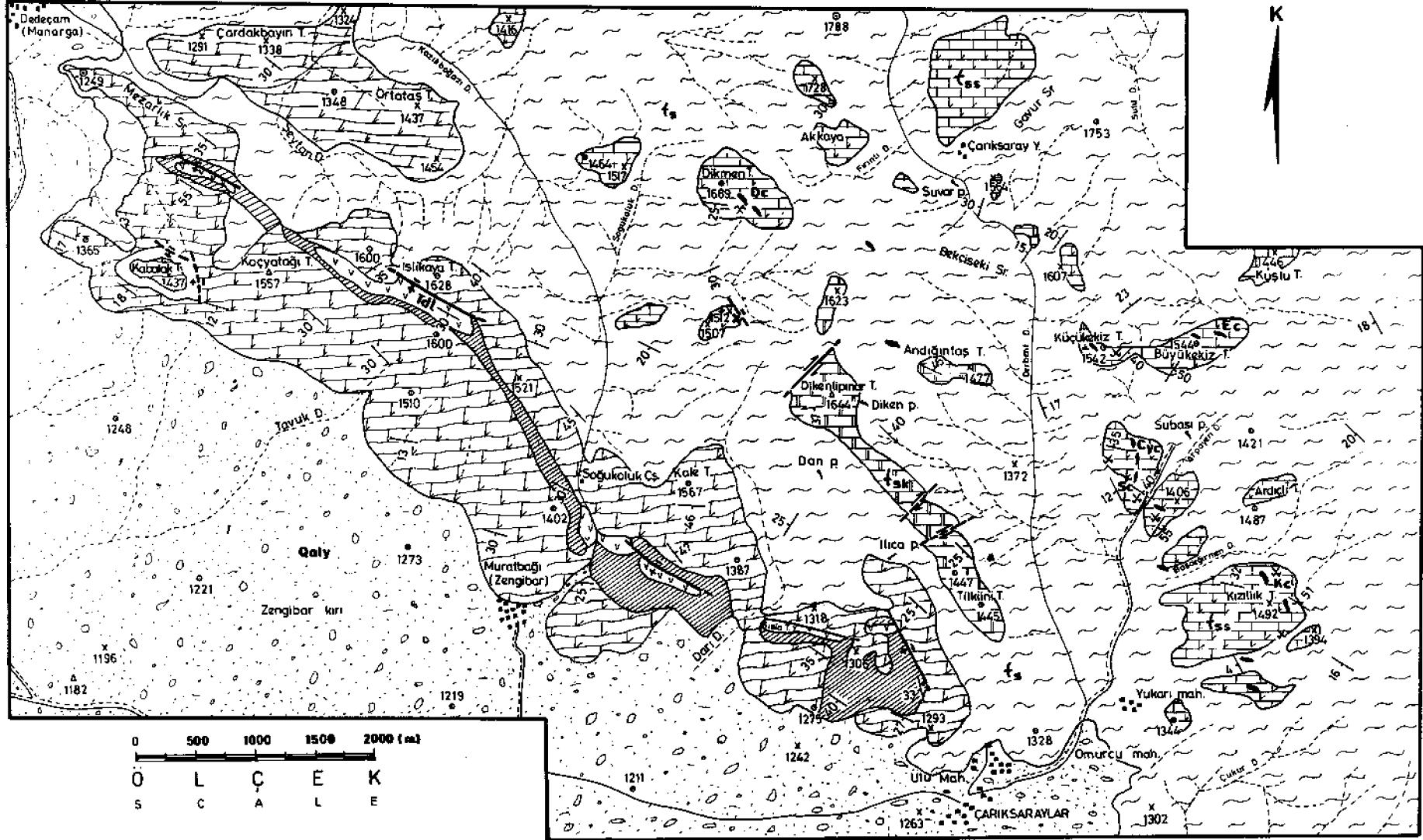
Formasyonunun yaşı, içerisinde rastlanılan çeşitli fosillere göre Orta-üst Jura olarak tespit edilmiştir (Dağ, MTA Paleontoloji servisi).

Hacılabaz kireçtaşı, tümüyle karbonat şelfinde durmuş, ancak çökme ortamının düzensizlikleri nedeniyle istifler değişik ve hatta eksik olabilmektedir. Karbonat şelfinde yer alan killi mikrit düzeyi su derinliğinin 40 m'den çok olduğu düşük enerjili bir kesimi göstermektedir (Demirkol, 1977).



Şekil 1. Yer bulduru haritası

Figure 1. Location map



Şekil 2. Çarıkсарайlar kuzeyinin jeoloji haritası ve kurşunlu barit yatakları

Figure 2. Geological map of the Çarıkсарайlar northern part and location of the lead-bearing barite deposits

ÇARIKSARAYLAR KUZEYİNİN JEOLJİSİ

Dolerit ve Laterit (Tdl)

Birim, Çarıkсарайlar kasabasının kuzeybatısından başlayıp, Muratbağı ve Dedeçam'a kadar kesiksiz devam eden bir dayktır (Şekil 2).

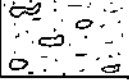



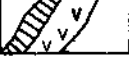

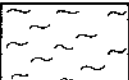
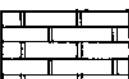
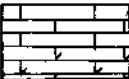
Araştırılan alanda KB-GD doğrultusunda, 15-20 kmlik bir uzam ve 30-40 m kadar kalınlığa sahip olan bu dolerit dayığı, arazide açık yeşil, yeşilimsi, siyah renkli, bol kalsit damarlı ve çok fazla ayrılmış olarak izlenir. Dolerit dayığı Sultandede formasyonunu keserek yerleşmiştir. Doleritlerin gözlendiği her kesimde lateritler de bu birimin ayrışmasına bağlı olarak ortaya çıkar.


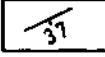




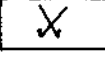
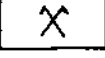

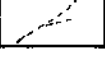
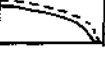


Lateritler, kahverengimsi-kırmızımsı ve bordo renkli, yersel katmanlı, yer yer kırık ve çatlaklı, yer yer de dağılgan ve kısmen yumuşak bir özellik gösterirler. Silis içeriğine göre, farklılık sunan lateritlerin silis oranı fazla olanları sert ve köşeli kırıklı bir yapı gösterirken, demir ve alüminyum oranının fazla olduğu durumlarda ise, çok dağılgan ve kısmen yumuşak bir özellik gösterirler.

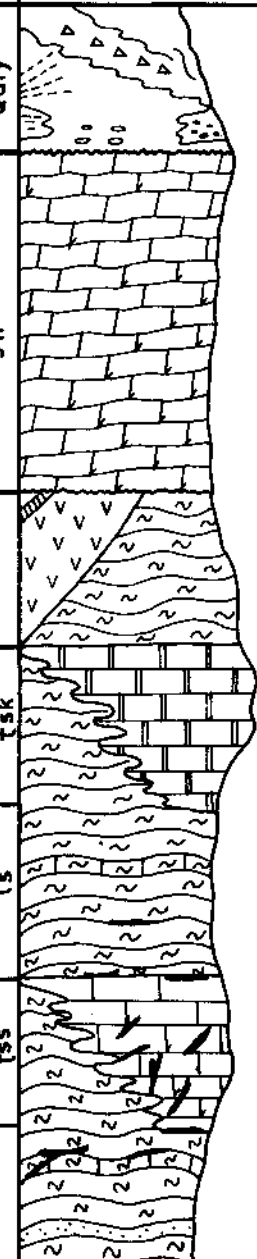
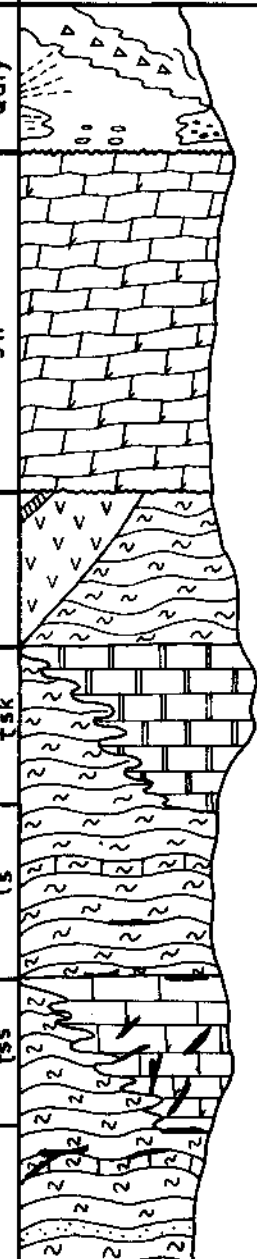
Doleritlerin yaşı; çevre kayalar ile olan ilişkilerine ve Jura yaşlı Hacılabaz formasyonunun tabanındaki konglomeralarda bulunan dolerit çakılları nedeni ile olası Triyas olarak düşünülmüştür. Nitekim, Eren (1990) 'de doleritlerin Triyas yaşlı olduğunu belirtir.

AÇIKLAMALAR (Explanations)

SİMGELER (Symbols)

(Senozoik) SENOZOYİK	Kuvaterner (Quaternary)		Alüvyon (Qaly) Alluvium
			UYUMSUZLUK Unconformity
(Mesozoik) MESOZOYİK	Triyas Orta-Üst Jura (Triassic) (Middle-Upper Jurassic)		Hacılabaz Formasyonu (Jh) Hacılabaz Formation Kireçtaşı ve dolomit Limestone and dolomite
			UYUMSUZLUK Unconformity
			Dolerit ve Silisçe zengin demirli lateritler (Tdl) Dolerite and silica-rich iron-bearing laterites
			UYUMSUZLUK Unconformity
(Paleozoik) PALEOZOYİK	Alt-Üst Cambriyen (Lower-Upper Cambrian)		Sultandede Formasyonu (ts) Sultandede Formation Metasedimentler, kireçtaşı ve kalsist Metasediments, limestone and calcisist
			Kocakızıl kireçtaşı üyesi (fsk) Kocakızıl limestone member
			Subaşı kireçtaşı üyesi (fss) Subaşı limestone member Kırmızı renkli kireçtaşı Red coloured limestone Gri renkli kireçtaşı ve Dolomit Gray-coloured limestone and dolomite

	Dokanak Contact
	Tabaka doğrultu ve eğimi Strike and dip of beds
	Düsey fay Vertical fault
	Muhtemel düsey fay Interred vertical fault
	Doğrultu atımlı fay Strike-slip fault
	Muhtemel doğrultu atımlı fay Interred strike-slip fault
	Terkedilmiş barit ocağı Abandoned barite mine
	İşletilen galenli barit ocağı Working galena-bearing barite mine
	Kurşunlu barit zuhuru Lead-bearing barite occurrence
	Dere yatağı Stream
	Stabilize yol Stabilization road
	Pınar Spring
	Yerleşim merkezi Settlement place

S İ S T E M (System)	S E R İ (Series)	FORMASYON (Formation)	ÜYE (Member)	KALINLIK (m.) (Thickness)	SİMGE (Symbol)	LİTOLOJİ (Lithology)	AÇIKLAMALAR (Explanations)
KAMBRİYEN-SİLÜRİYEN (Cambrian-Silurian)	ALT(?) - ÜST KAMBRİYEN (Lower(?) - Upper Cambrian)	SULTANDEDE FORMASYONU (Sultandede Formation)	Subaşı Kir.Ü. (Subaşı lim. member)	?	tss		Gri-bej yada açık renkli, yer yer masif yer yer de tabakalı Kireçtaşı ve dolomit Gray-beige or light coloured locally massive and bedded limestone and dolomite Bej, yeşil renkli metakumtaşları Beige, green coloured metasandstones.
			Kocakızıl Kir.Ü. (Kocakızıl lim. member)	?			
JURASSIC (Jurassic)	ORTA - ÜST JURA (Middle-Upper Jurassic)	HACIALABAZ FORMASYONU (Hacialabaz Formation)	280	Jh	Jh		AÇISAL UYUMSUZLUK (Angular-Unconformity) Açık yeşil-kırmızı, bordo renkli dolerit ve lateritler. Light green, red coloured dolerite and laterites.
KUV. (Quaternary)							AÇISAL UYUMSUZLUK (Angular-Unconformity) Gri-Siyah renkli, dolomit ara katkılı kireçtaşı. Gray-black coloured limestone with intercalated dolomite. Gri renkli, bol çatlaklı dolomit ve dolomitik kireçtaşı. Gray coloured, very fractured dolomite and dolomitic limestone.

0 50 100 150m

Ö L Ç E K
S c a l e

Şekil 3. İnceleme alanının genelleştirilmiş dikme kesiti

Figure 3. Generalized columnar section of the investigated area

ÇARIKS ARAYLAR KUZEYİNİN JEOLJİSİ

YAPISAL JEOLJİ

İncelem alanı, Batı Toroslar'ın kuzey kesiminde bulunan Sultandağları'nın güneybatısı, Şarkikaraağaç ovası ile Anamasdağ arasında yer alır. Bölge Kaledoniyen, Hersiniyen ve Alpin orojenik fazlarının etkisinde kalmıştır, bu orojenik hareketlerle Sultandağları'nın temelini oluşturan Paleozoyik'e ait formasyonlar bir taraftan kırılmış, diğer yandan da bölgesel metamorfizmaya uğramışlardır. Ayrıca fay sistemleri de bu orojenezlerin etkisiyle oluşmuştur.

Bölgede belirgin olarak KD-GB yönlü bir sıkışma izlenir. Bu sıkışmanın sonucunda sahadaki faylar ortaya çıkmıştır.

İnceleme alanındaki egemen faylar, genellikle KB-GD gidişlidir ve çoğu yerde KD-GB doğrultulu fayları kesmişlerdir. KB-GD gidişli faylar, Hacılabaz formasyonu içerisindeki kireçtaşları ile doleritler arasındaki dokanağı oluştururlar. Dikenlipınar tepe mevkiindeki faylar, sağ yönlü doğrultu atımlı faylardır. Bu faylar, Sultandede formasyonu içerisinde bulunan Kocakızıl kireçtaşı ile bunları çevreleyen düşük dereceli metamorfikler arasındaki dokanağı karşılamaktadır.

Cevherlerin yerleşimi genellikle KB-GD yönlü faylara bağlı olup, cevher bu faylar nedeniyle oluşan kırıklarda damarlar şeklinde gelişmiştir. Diğer fay sistemleri, cevherleşmeden sonra oluşmuşlardır. Bu nedenle cevher çok kırıklı ve ezikli bir yapı kazanmıştır. Ayrıca cevher kütleleri parçalarak eğim yönünde düşmüş olup, ocaklarda gözlenen faylar olasılıkla eğim atımlı normal faylardır.

Araştırılan bölgede, Sultandede formasyonu'nun içerisinde küçük çaplı kıvrımlar gözlenir. Kıvrımlar genellikle sahada belirgin değildir ve ancak saha ölçümleriyle saptanabilir. Kıvrım eksenleri genellikle KB-GD gidişli, GD'ya dalımlıdır. Cevher, antiklinallerin kıvrım eksenlerine ve kanatlarına semer damarlar şeklinde yerleşmiştir. Mesozoyik yaşlı birimler ise, kıvrımlı yapılara rastlanmamıştır.

BARİT CEVHERLEŞMELERİ

Araştırma alanında; değişik birimlere genellikle damar şeklinde, daha az olarak da merceksi ve katmansız yerleşen barit cevherleşmeleri birincil yataklardır. Bu cevherleşmelerden gelişmiş elüvyal barit birikimleri de sahadaki ikincil barit oluşumlarıdır. Barit tenörü damar tipli birincil yataklarda %75-90 arasında değişirken, elüvyal baritlerde bu tenör %35 ile 40 arasındadır.

Bölgede, özel ve kamu sektörüne ait çok sayıda barit ruhsat sahaları ve işletmeleri mevcuttur. Bunlardan Eti-bank ve Başer A.Ş. barit cevherinin %90'ını üreten iki

önemli kuruluştur. Diğerleri ise, zaman zaman küçük çaplı üretim yapan şahıslar ve firmalardır.

Çarıksaraylar cevherleşmelerinin genel özelliklerini yansıtan saha gözlemleri ve laboratuvar çalışma sonuçları zuhurlara göre aşağıda verilmiştir.

Kızılılık Tepe Cevherleşmeleri (Kc)

Bu cevherleşme, Çarıksarıyılar'ın kuzeydoğusunda bulunan Kızılılık Tepe'de mostra verir (Şekil2). Cevherleşme üzerinde onun doğrultusu (KB-GD) ve eğimi boyunca açılmış galeri ve yarmalar bulunur. Alt (?) - üst Kambriyen yaşlı Sultandede formasyonu ve Subaşı kireçtaşı içerisinde yataklanmış barit cevheri, genellikle 1000 m'lik bir uzanımda, yer yer 2-3 m uzunluğunda ve 20-50 cm arasında kalınlıklar gösteren mercekle dizilimleri biçimindedir. Kurşunlu baritler, Sultandede formasyonu içerisinde yer alan metasedimentler, kalşistler ve kireçtaşlarının dokanaklarında ve bu birimlerin içerisinde genellikle damar ve mercekle şeklinde yer yer katmansız şekillerde yataklanır. Cevherin konumu, K80B, 34GB'dir.

Kızılılık tepe'deki cevherler oluşumlarından sonra faylardan etkilenmiştir. Faylanmayla birlikte oluşan killeşme ve breşleşme, fay izleri olarak cevher üzerinde açık biçimde gözlenir. Faylanma ve atmosferik etkenlerle parçalanıp ayrışan ve terrarosalar karışmış bir şekilde yamaçlarda biriken elüvyal barit birikimleri Kızılılık tepe'deki cevherleşmelerin tipik diğer bir özelliğidir. Ayrıca, cevher ve yan kayaçlarda meydana gelen alterasyonda limonitleşme, sideritleşme ve ankeritleşme izlenir.

Genellikle beyazımsı renkli olan barit, yer yer içindeki kirliliklerden dolayı duman renginde olup, çatlak yüzeylerindeki demir ve mangan boyamaları nedeniyle de kırmızımsı ve siyahımsı renkler gösterir.

Subaşı Cevherleşmesi (Sc)

Subaşı cevherleşmesi (Şekil 2), incelenen alanda küçük mostralar halinde ve Subaşı pınarına yakın bir kesimde bulunur. Cevher, yarma ve galerilerle yoklanmıştır.

Kurşunlu barit cevheri, Sultandede formasyonu içerisinde geçişli olarak bulunan Subaşı kireçtaşları içerisinde ve kireçtaşı-kalkşist dokanağında yer alır. Cevherin kalınlığı 15-30 cm, uzunluğu ise, 250 m'lik bir zonda 2-3 m boyundaki barit mercekle dizimleri biçimindedir. Cevher ve yan kayaçlardaki alterasyonlar ankeritleşme, limonitleşme ve dolomitleşmedir. Barit sülfüdlü minerallerle birlikte damar ve katmansız şekillerde yataklanır. Cevherleşme oluşumundan sonra faylanmaya uğramış bunun sonucunda da cevherleşme üzerindeki oksidasyon ve ayrışma hızlanmıştır. Oksidasyon ve ayrışmayı kalkopirit ve tetraedrit'in ikincil mineralleri olan malahit, azurit ve limonit gibi minerallerin varlığı açık bir biçimde gösterir.

Cemil Yaşar Cevherleşmesi (CYc)

Bu bölgede beş tane ocak açılmış olup, bu ocaklar Subaşı ocağı'nın kuzeybatısında yer alır (Şekil 2). Barit cevheri, Sultandede formasyonu içerisindeki Subaşı kireçtaşı içerisinde izlenir. Damar ve merccek şeklinde yataklanmış cevher, beyaz, gri ve sarı renklerde gözlenir. Barit damarı, K65B, 30KD konumunda, 500 m'lik bir uzanımında ve 30-60 cm arasında bir kalınlıktadır. Barit ve yan kayaçlarında sülfürlü minerallerin yanı sıra, malakit ve azurit gibi oksidasyon mineralleri de izlenir.

Büyükekiz ve Küçükekiz Tepe Cevherleşmesi (Ec)

Bu cevherleşme, Büyükekiz ve Küçükekiz tepe'de yer alır (Şekil 2). Cevher, Subaşı kireçtaşı içerisinde katmanlı ve ince damarlar şeklinde gözlenir. Kireçtaşlarının kırık ve çatlaklarında kılcal damarlar şeklinde yaklaşık 1200 m'lik bir zonda yanall olarak devamlı 50 cm, kesikli olarak da 60-100 cm devam eden barit cevheri, süt beyazımsı renkte izlenir.

Cevherin konumu K35D, 40GD uzanımlı olup, 40-70 cm arasında bir kalınlık gösterir. Bu cevherleşmedeki baritler, tektonizmadan geniş ölçüde etkilenmiş olup, kırıklı ve çatlaklı bir yapı kazanmıştır. Cevher yüzeylerinde malakit ve limonit sıvamaları izlenir.

Dikmen Tepe Cevherleşmesi (De)

Bu cevherleşme, Muratbağı (Zengibar)'m kuzeydoğusunda Dikmen tepe'de (Şekil 2) yer alır. Kurşunlu barit cevheri, Subaşı kireçtaşının içerisinde daha çok damar ve merccek şeklinde yataklanır. Cevherin konumu K80B, 15GB, uzanımı 750 m olup, kesikli olarak 2-3 m, kalınlığı da yaklaşık olarak 20-60 cm arasında değişir. Cevher, faylanma nedeniyle kırıklı ve çatlaklı bir yapı kazanmıştır. Galen en fazla bu cevherleşmede gözlenir.

MİNERALOJİ

İnceleme alanındaki kurşunlu baritlerden derlenen örneklerin parlatma ve petrografik kesitlerinin mikroskopta incelenmesi sonucu, bolluk sırasına göre; barit, galen, sfalerit, kalkopirit, pirit ve tetraedrit birincil mineral olarak, kalkosin-kovellin, neodijenit, serüzit-anglezit, limonit, malakit ve azurit oksidasyon ve sementasyon mineralleri olarak belirlenmiştir. Gang mineralleri olarak ise yataklarda, kalsit, dolomit, siderit, ankerit ve kuvars gözlenir.

Birincil Mineraller

Barit. Baritler, polarizan mikroskopta genellikle ince ve iri taneli olup, öz şekilli, yan öz şekilli ve öz şekilsiz kristaller şeklindedir. Porfiroblastik dokulu ve polisentetik ikizlenmeli olan barit kristallerinde bir yönlenme gözlenir. Barit minerallerindeki polisentetik ikizlenmeler ve dalgalı yanma sönme cevherleşmenin oluşumundan sonra tektoniğin etkisinde kaldığının bir göstergesidir. Yer yer barit kristalleri kenarlan ve kırıkları boyunca diğer cevher minerallerinin alterasyonu sonucu gelişen ikincil minerallerce (limonit vb.) kirletilmiştir.

Galen. Galen cevherleşme içerisinde damar ve öz şekilsiz mineraller, çok az olarak da öz şekilli kristaller halinde bulunur. Kendisinden önce gelişen sfalerit, pirit, kalkopirit ve barit minerallerini sarar ya da onları kesen damarlar biçiminde bulunur (Levha 1, Şekil 1). Galenin kenar ve kırıkları boyunca kolloform çökelimli serüzit ve anglezitin gelişimi gözlenir (Levha 1, Şekil 2).

Sfalerit. Sfalerit cevherleşmede damarlar, öz şekilsiz taneler ve kütle biçiminde gözlenir. Yer yer kalkopirit kapınımları içerir (Levha 1, Şekil 3) ve bunun yanı sıra, kalkopirit damarından da sfaleriti sıkça kateder.

Kalkopirit. Cevherleşmede kalkopirit gelişimi iki evreli olarak izlenir. İlki, öz şekilsiz taneler halinde sfalerit içerisinde kapınımlar şeklinde bulunur. Diğeri ise, sfaleritten sonra gelişen kalkopirit damarları şeklinde gözlenir ve sfalerit, galen ve gang minerallerini keserek yerleşmiştir. Ayrıca süksesyonda daha genç olan bu kalkopiritler, pirit tanelerinin aralarını doldurulmuş olarak da izlenir (Levha 1, Şekil 4).

Pirit. Pirit çok az öz şekilli, yan öz şekilli genellikle öz şekilsiz kristaller halinde kalkopiritle kuşatılmış şekilde izlenir (Levha 1, Şekil 5). Galen, kalkopirit, sfalerit, barit ve diğer gang minerallerinin arasında ve içinde gözlenir ve yer yer okside olarak limonite dönüşmüştür.

Tetraedrit. Tetraedrit, sfalerit, kalkopirit ve galenin kenar ve kırıkları boyunca öz şekilsiz kütleler ve damarlar şeklinde ve gang içinde saçınımlı olarak bulunur (Levha 1, Şekil 6).

Gang Mineralleri

Kalsit. Kalsit 1, barit yerleşiminden önce gelişmiş olarak yan öz şekilli ve öz şekilsiz kristaller halinde bulunur. Cevherleşme sonrası gelişen kalsitler, bütünüyle önceki mineralleri kesen damarlarda yerleşmiş biçimde izlenir.

Dolomit. Dolomitler öz şekilli kristaller halinde, temelde ana kayacın kalıntısı olarak gözlenmekte ve cevher, özellikle barit, galen, sfalerit, pirit ve kalkopiritler dolomitlerin boşluklarını ve kırıklarını doldurarak yerleşmişlerdir.

Siderit. Genellikle zonlu, yarı öz şekilli olarak diğer gang mineralleri ile birlikte bulunur.

ÇARIKSARAYLAR KUZEYİNİN JEOLJİSİ

Kuvars. Kuvars kristalleri öz şekilli ya da Öz şekilsiz olarak kireçtaşlan içerisinde diyajenetik süreçler ile gelişmiş gözlenirken, diğer bir kuvars gelişimi cevherleşmeye bağlı olarak damarlar biçiminde gözlenir.

İkincil Mineraller

Kalkosin-Kovellin. Kovellin sementasyon minerali olarak gang içerisinde ya da kalkopiritin kenarları boyunca gelişmiş bir şekilde izlenir. Kalkozine göre kovellin çok daha fazla gözlenir.

Serüzit-Anglezit. Bu ikincil mineraller galenin kenar ve kırıkları boyunca galenden itibaren kolloform dokulu olarak gelişmişlerdir.

Limonit. Çoğunlukla pirit ve kalkopirit ile diğer sülfütlü minerallerin ayrışması ve oksidasyonu sonucu mineral çatlakları ve gang içerisinde gelişmiş olarak izlenir. Yer yer limonitler içerisinde ayrışmadan kalan pirit kalıntıları bulunmaktadır.

Malakit-Azurit. Malakit ve azurit genellikle gang mineralleri, yan kayaç ve barit üzerinde kalkopirit ve tetraedrit'in ayrışması ve oksidasyonu sonucu oluşmuşlardır.

Cevher Parajenezi ve Süksesyon

Çarıksaraylar kurşunlu baritlerinin mikroskobik incelemeleri sonucu mineral parajenezi ve süksesyonu Çizelge 1'deki gibi belirlenmiştir:

Kalsit-1
Dolomit
Siderit
Ankerit
Kuvars-1
Pirit
Barit-1
Kuvars-2
Kalkopirit-1
Sfalerit
Kalkopirit-2
Barit-2
Galen
Tetraedrit
Neodijenit
Kalsit-2
Kovellin-Kalkosin
Anglezit
Azurit
Serüzit
Malakit
Limonit

Çizelge 1. Çarıksaraylar cevherleşmesi parajenezinde bulunan minerallerin olası oluşum sırası
Table 1. Mineral assemblage and approximate paragenetic sequence in the Çarıksaraylar lead-bearing barite deposits

KÖKEN

Araştırılan alanda yer alan kurşunlu barit cevherleşmelerinin epigenetik olması, yan kayaçlarda gelişen silisleşme, dolomitleşme, sideritleşme ve ankeritleşme gibi hidrotermal alterasyonların varlığı, cevherleşmenin parajenezi üzerinde çalışılan yatakların mezozotermal karakterli hidrotermal bir yatak olduğunu düşündürmektedir.

Ancak inceleme alanının çok yakınında herhangi bir mağmatik faaliyetin bulunmadığı da bilinen bir gerçektir. Yatakların oluşumunu sağlayan elementlerce yüklü hidrotermal çözeltilerin derinlerde gömülü bir mağmatik intrüzyondan kaynaklanmış olması büyük bir olasılıktır. Bütün bunlarla birlikte; daha geniş alanların jeolojisinin yapılması, izotop çalışmaları, sfalerit, galen ve diğer opak mineraller üzerinde yapılacak iz element incelemeleri sonucu elde edilecek verilerle cevherleşmenin kökeni daha sağlıklı olarak ortaya konulabilir.

Yazarlarca Hüyük-Doğanhisar-Şarkıkaraağaç üçgeni içerisinde konuyla ilgili araştırma ve incelemeler sürdürülmektedir.

SONUÇLAR

Çalışma sahası, Toroslardaki Sultandağ Masifinin güneybatı kesiminde bulunur.

Çarıksaraylar'ın kuzeyinde iki tür barit cevherleşmesi gözlenir. Birincisi, sülfütlü barit yatakları olup, ikincisi birincil olanlardan dış etkenlerle gelişmiş elüvyal barit oluşumlarıdır.

Kurşunlu barit cevherleşmesi, genellikle Alt (?) - üst Kambriyen yaşlı Sultandede formasyonu içerisinde mercer şeklinde yer alan Subaşı kireçtaşlan ve dolomitlerde ve daha az olarak da aynı formasyondaki metasedimentler, kalkistler içerisinde ve bu birimlerin dokanaklarında izlenir. Genellikle kireçtaşlan ve dolomitlere yerleşen kurşunlu baritler, bu birimlerde çatlak, kırıklar ve çözeltili kanallarında damar dolgusu şeklinde; ayrıca katmanlanma düzlemleri boyunca katmansı ve mercer şeklinde yataklanır. Çeşitli kalınlıklarda (10-70 cm) yataklanan cevherleşmeler KB-GD doğrultulu, GB ve KD'ya eğimlidir. Kurşunlu barit cevherinin yerleşimi genellikle KB-GD yönlü faylara bağlı olup, faylanma nedeniyle meydana gelen kırık ve çatlaklar ile ezik zonlarda damar ve ayrıca metasedimentlerde gözlenen kıvrım eksenlerine paralel oluşan boşluklarda katmansı gelişmişlerdir.

İnceleme alanındaki mineral parajenezinde; sülfüüerden daha çok galen ve sfalerit, daha az olarak kalkopirit, pirit ve tetraedrit mineralleri bulunur. Birincil sülfütlü oksidasyon ve sementasyon ürünü olarak ikincil kalkosin-kovellin, neodijenit, serüzit-anglezit, limonit,

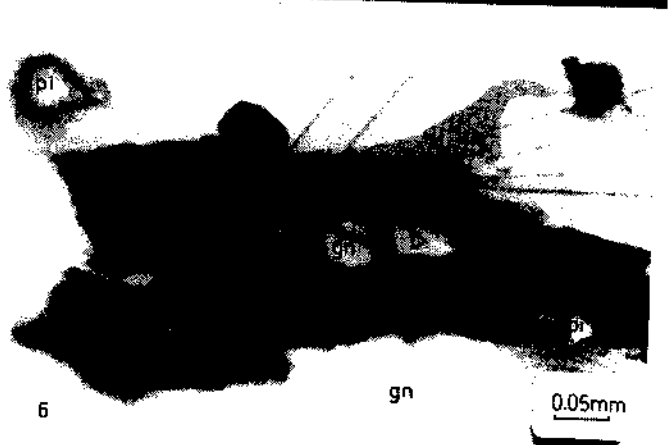
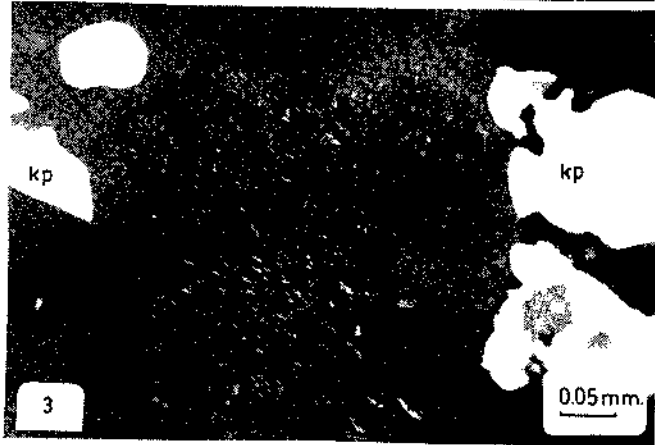
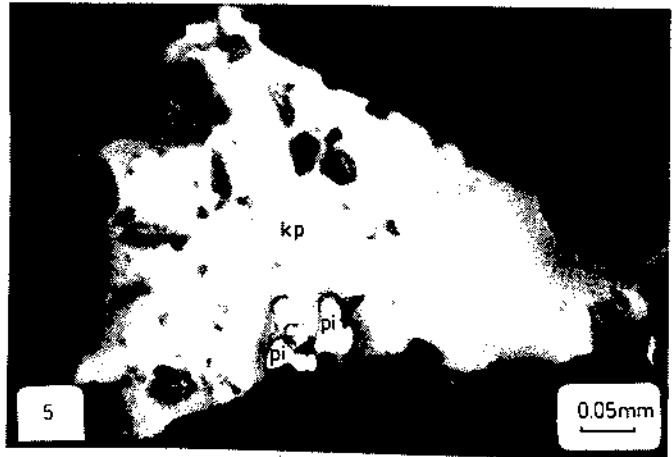
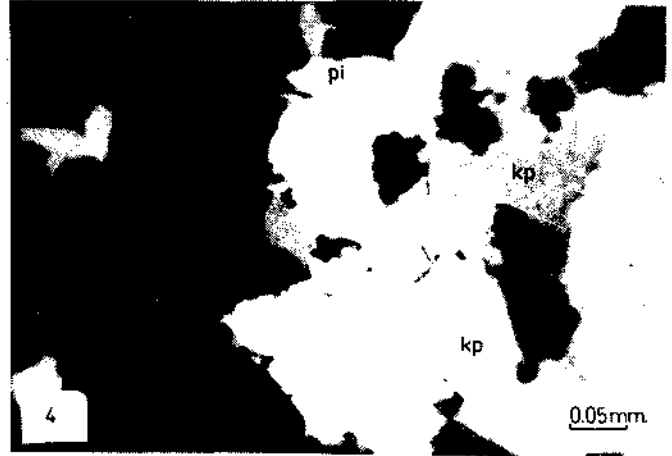
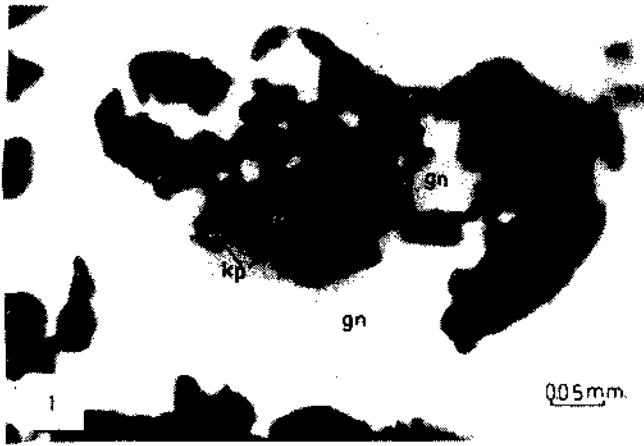
malakit ve azurit mineralleri gelişmiştir. Kalsit, dolomit, siderit, ankerit ve kuvars yataklarda bulunan gang mineralidir.

Cevherleşmelerin yan kayaçları damar çeperlerinden itibaren cevher getiren eriyiklerle değişmiş olup, bu değişim silisleşme, dolomitleşme, sideritleşme ve ankeritleşme olarak kendini gösterir.

Barit cevherleşmeleri oluşumlarından sonra tektonik ve atmosferik etkenlerle parçalanıp ayrı ayrı bölgenin bir diğer cevherleşme tipi olan elüvyal yatakları oluşturmuşlardır. Ancak bugün için elüvyal oluşumların ekonomik bir değeri yoktur.

Araştırma sahasında yapılan gerek saha, gerekse laboratuvar çalışmalarının ışığı altında incelenen kurşunlu

LEVHA 1- PLATE 1



ÇARIKSARAYLAR KUZEYİNİN JEOLJİSİ

barit cevherleşmelerinin orta ısılı hidrotermal çözeltilerden çözelmiş bir yatak olduğu düşünülmektedir. Ancak inceleme alanında herhangi bir mağmatik faaliyet gözlenmemiştir. İleride yapılacak ayrıntılı arazi incelemeleri, izotop çalışmaları ve cevher ortam ilişkilerinin değerlendirilmesiyle daha doyurucu yargılara ulaşmak mümkün olacaktır.

KATKI BELİRTME

Araştırmacılar, çalışmayı kısmen maddi olarak destekleyen Başer Maden A.Ş.'ne ve cevher mikroskobisi çalışmalarındaki desteğinden dolayı Dr. İbrahim Çopuroğlu'na (MTA) teşekkür ederler.

DEĞİNİLEN BELGELER

Abdüselamoğlu, S., 1958, Sultandağların 1/100000 ölçekli jeolojik löveleri hakkında rapor, M.T.A. Rapor no: 2669, (yayınlanmamış).

Ayhan, A. , ve Karadağ, M., 1985, Şarkikaraağaç (İsparta) güneyinde bulunan boksitli demir ve demirli

boksit yataklarının jeolojisi ve oluşumu, Türkiye Jeol. Kur. Biüt., 28,2,137-146

Ayhan, A. , 1986, Hüyük (Beyşehir) yöresinin Alt-Orta Kambriyen yaşlı birimlerde bulunan barit zuhurlarının özellikleri, S.Ü.Müh.Mim Fak. Dergisi, 1.

Blumenthal, M., 1947, Seydişehir-Beyşehir hinterlandındaki Toros dağlarının jeolojisi, MTA yayınlan Seri D. no:2,242 s.

Brennich, G., 1954,1/100000 ölçekli genel jeolojik harita izahnamesi. Akşehir (90/1-2-3-4) ve Ilgın (91/1 ve 91/3) paftaları, MTA. Derleme Rapor no: 2514, (yayınlanmamış).

Brunn J.H. ve diğ., 1971, Outline of the Western Taurides, in Geology and Histoy of Turkey (Ed. A. S. Campbell, Petroleum Exploration Societu of Libya, Tripoli), 225-255 s.

Bulur, k., ve Çetin, H., 1979, Yalvaç-Şarkikaraağaç (İsparta) bölgesi demirli boksit yatakları jeoloji raporu, MTA. Enst., Arşivi, 6594,54767, 96 s., (yayınlanmamış).

LEVHA 1-PLATE 1

- Şekil 1. Daha sonra oluşan galence (gn) kuşatılmış öz şekilsiz sfalerit (sf) ve kalkopirit (kp) taneleri. Subaşı cevheri. Parlatma//N, yağ ortamı.
- Figure 1. Anhedral sphalerite (sf) and Chalcopyrite (cp) grains enclosed in later galena (gn). Subaşı ore. Polished section, // N, oil immersion.
- Şekil 2. Galenin (gn) serüzit (se) ve anglezite (an) dönüşümü. Dikmen tepe cevheri. Parlatma, //N, yağ ortamı.
- Figure 2. Galena (gn) replaced by cerussite (se) and anglezite (an). Dikmen tepe ore. Polished section, // N, oil immersion.
- Şekil 3. Sfalerit (sf) içerisinde yönlenmiş kalkopirit (kp) taneleri ve çubukları ve kalkopirit (kb) içerisinde sfalerit (sf) taneleri. Kızıllık tepe cevheri. Patlama, // N, yağ ortamı.
- Figure 3. Grains and rods chalcopyrite (cp) oriented within sphalerite (sf), and sphalerite (sf) grains within chalcopyrite (cp). Kızıllık tepe ore. Polished section, // N, oil immersion.
- Şekil 4. Pirit (pi), sfalerit (sf) ve kalkopirit (kp)'in ilişkisi. Kızıllık tepe cevheri. Parlatma, // N, yağ ortamı.
- Figure 4. Relation of pyrite (pi), sphalerite (sf), and chalcopyrite (cp). Kızıllık tepe ore. Polished section, // N, oil immersion.
- Şekil 5. Kalkopiritle (kp) kuşatılmış öz şekilsiz pirit (pi) taneleri. Cemil Yaşar cevheri. Parlatma, // N, yağ ortamı.
- Figure 5. Anhedral pyrite (pi) grains surrounded by chalcopyrite (cp). Cemil Yaşar ore. Polished section, // N, oil imersion.
- Şekil 6. Galen (gn) tarafından çevrelenmiş yan öz şekilli sfalerit (sf) ve öz şekilsiz pirit (pi) taneleri ve tetraedrit (td)'in galeni (gn) ornatımı. Kızıllık tepe cevheri. Patlatma, // N, yağ ortamı.
- Figure 6. Subhedral sphalerite (sf) and anhedral pyrite (pi) grains surrounded by galena (gn), and galena (gn) replaced by tetraedrite (td). Kızıllık tepe ore. Polished section, // N, oil immersion.

- Cengiz, O., 1991, Çarıksaraylar (Şarkikaraağaç-Isparta) Kuzeyinin jeolojisi ve kurşunlu barit yatakları, Yüksek Lisans Tezi, Akd. Üniv. Fen. Bil. Enst., 75 s.
- Dean, W. T. and Monod, O., 1970, The Lower Paleozoic stratigraphy and fauna of the Taurus Mountains near Beyşehir (Turkey), 1. Stratigraphy, Bull. Brit. Mus. Nat. Hist. Geol., 19/8, 41, 1-426 s.
- Demirkol, C., 1977, Yalvaç-Akşehir dolayının jeolojisi, Doçentlik Tezi, S. Ü. Yerb. Böl., Konya, 114 s., (yayınlanmamış).
- Demirkol, C. ve diğ., 1977, Sultandağın Stratigrafisi ve Jeoloji Evrimi, M.T.A. Enst., Jeoloji Dairesi.
- Desparies, A., and Gutnic, M., 1972, Les gres rouges au sommet du Paleozoique du massif du Sultandağ et les niveaux ferrugineux de la couverture Mesozoique (NE du Taurus occidentale, Turquie), Bull. de la Soc. Ge'ol. de France, ser. 7, Tom, 12, no:3, 505-514 s.
- Eren, Y., 1990, Engili (Akşehir) ve Bağkonak (Yalvaç) köyleri arasındaki Sultandağları Masifinin tektonik özellikleri, TJK Bült., 33, 36-50
- Gedik, İ., 1989, Batı Toroslar Kambriyeninde Hadimopanellid biyostratigrafik Zonlanma, T.J.K. Bült., 32, 65-78
- Haude, H., 1972, Stratigraphie und Tektonik des Südlichen Sultandağ (SW Anatolien), Zeit. Deutsch. Geol. Ges., 123, 411-421
- Özgül, N., ve Gedik, İ., 1973, Orta Toroslarda Alt Paleozoyik yaşta Caltepe Kireçtaşı ve Seydişehir Formasyonu'nun stratigrafi ve konodont faunası hakkında yeni bilgiler, T. J. K. Bült., 16, 2
- Öztürk, E.M., Öztürk, Z., Ayaroglu ve Acar, S., 1977, Şarkikaraağaç (İsparta) ve dolayının jeolojisi, M. T. A. Enst. , Derleme no: 7045, 190 s. (yayınlanmamış).
- Üstün, Z., Özbek, B., 1974, Beyşehir-Hüyük-İlmen köyü ve civarındaki barit zuhurlarının detay jeolojisi, M. T. A. Enst., Derleme, (yayınlanmamış).

GİRİŞ

Çalışma alanı Doğu Toroslann kuzeybatısında yer alır. Doğu Toroslar tanım olarak geniş bir alanı kapsamakta olup, Özgül (1984)'ün belirlenmesine göre Ecemiş fayının doğusu ile Güneydoğu Anadolu bindirmesinin kuzeyinde kalan alan Toros Bölümü olarak tanımlanmıştır. Aynı zamanda bu alan Ricou ve diğ. (1975)'nin tanımladığı Toros Kalker Ekseni'nin doğu ucunu teşkil eder (şekil 1). Söz konusu çalışma alanı Sivas ili, Gürün ilçesinin 30 km batısında bulunmaktadır.

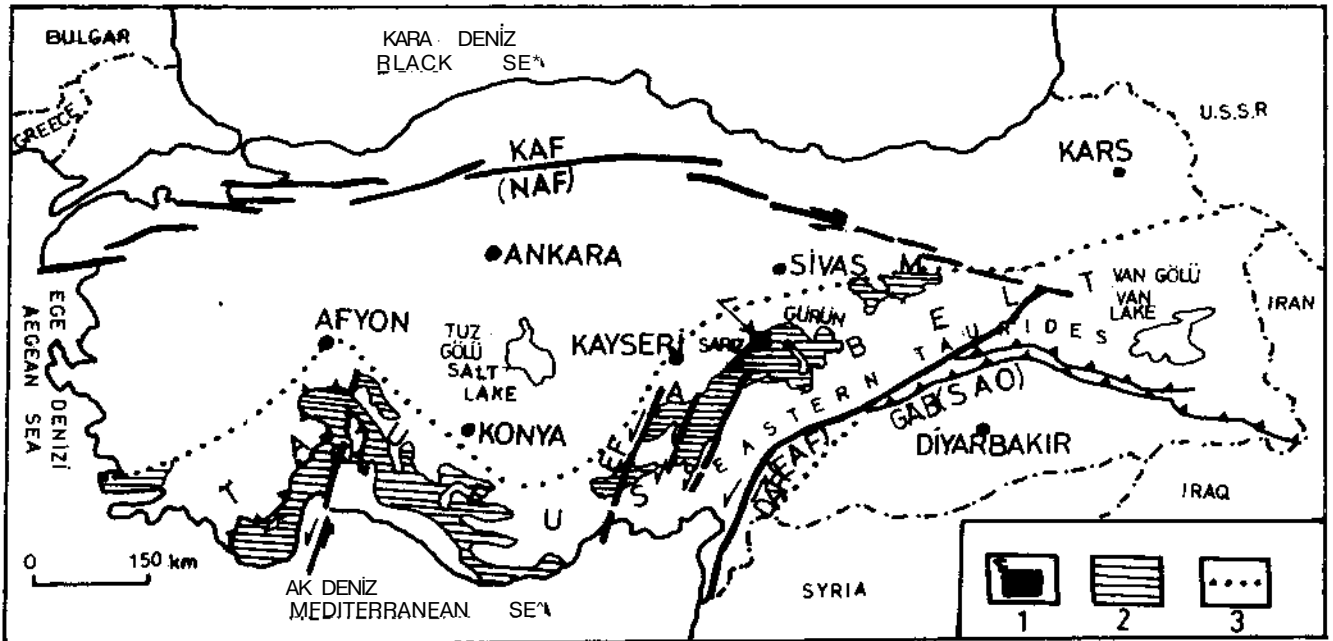
Doğu Torosların batı kesimiyle ilgili olarak uzun yıllardan beri yapılan jeolojik araştırmalar son yıllarda jeoloji-jeodinamik özelliklerin ortaya çıkartılması yönünde önemli gelişmeler sağlamıştır. (Tekeli, 1980; Ricou, 1980; Tekeli ve diğ., 1984; Perinçek ve Kozlu, 1984; Varol ve diğ., 1987; Kozlu ve diğ., 1990). Bununla birlikte bu karbonat platformu üzerinde gelişmiş olan havzaların evrimine ilişkin araştırmalar henüz başlangıç aşamasındadır. İnceleme konusu seçilen Akdere havzası oldukça ilginçtir. Çünkü önülke-dağarası havza (Hagen ve diğ., 1985; İngersoll, 1988) karakteristiklerinin çoğunu burada görmek mümkündür.

İtki fayları ilerlemesi sırasında kabuğun aşağıya bükülmesi sonucu oluşan önülke havzaların (Robertson, 1987) gelişimiyle son zamanlarda yoğun bir ilgi vardır (Jordan, 1981; Beaumont, 1981; Spead ve Sleep, 1982

Hagen ve diğ., 1985; Stockmal ve diğ., 1986; Roberstson, 1987). Önülke-dağarası havzalar daralma kökenli olup, kabuk kalınlaşması sonucunda gelişen litostatik yük nedeniyle litosferin elastik veya viskoelastik bükülmesi sonucu oluşabilirler. Örnek olarak Powder Riwer ve Appalachian Havzaları (Klein, 1990), Green River Havzası (Hagen ve diğ., 1985) verilebilir. Akdere havzası; breşik çökeller, denizaltı yelpaze çökelleri gibi fay tektoniği kontrollü olarak depolanan karmaşık fasiyeslere sahiptir.

Bu çalışmanın amacı bir önülke-dağarası havza olan Akdere havzasının stratigrafik, tektonik ve paleocoğrafik özelliklerini ortaya koymaktır. Burada hedeflenen önülke-dağarası havzanın kendine özgü bazı özellikleri vardır. Diğerlerinden farklı olan en önemli özelliği tektonik hareketlerin zıt iki yönlü olmasıdır. Bu özelliğiyle Norhern Green River Havzası (Hagen ve diğ., 1985) ile deneştirilebilecek özellikte olup, derin, asimetric, yapısal deprasyona uğramış, her iki taraftan allokon birimlerle sınırlandırılmıştır. Batıya doğru daralan ve doğuya doğru genişleyen bir geometri gösterir.

Bu makale yazarın 1991 yılında Gürün Otoktonu'nun jeolojik-sedimentolojik incelemesine ilişkin Doktora tezinin bir bölümünü oluşturmaktadır. Burada sunulan Akdere havzasının tektonik-sedimentoloji ağırlıklı çalışma, aynı çalışmacının hazırlamış olduğu stratigrafi çalışmalarıyla da bir başka yayında desteklenecektir.



Şekil 1: Toros kuşağı ve çalışma alanını gösteren harita (Ricou ve diğ., 1975'den alınmıştır):

1- Çalışma alanı, 2-Toros kireçtaşı eksenini, 3- Toros kuşağı yaklaşık isinin, A-Aladağlar, M-Munzur Dağları, EF-Ecemiş fayı, KAF-Kuzey Anadolu Fayı, DAF-Doğu Anadolu Fayı, GAB-Güneydoğu Anadolu Bindirmesi.

Figure I: Map showing Taurus Belt and location of the study area (Simplified from Ricou et al., 1975).

1-Study area, 2-Taurus carbonate axis, 3-Approximately boundary of Taurus Belt, A-Aladağlar, M-Munzur Mountains, EF-Ecemiş fault, NAF-North Anatolian Fault, EAF-East Anatolian Fault, SAO- Southeastern Anatolian overthrust.

JEOLOJİ

Bölgeyi temsil eden kaya birimleri alloktan ve otokton olmak üzere ikiye ayrılır. İnceleme alanında Özgül (1976) tarafından tanımlanan alloktan konumlu Bozkır birliği ve Aladağ birliği ile otokton konumlu Geyikdağı birliği yüzeyler. Akdere havzası bugünkü konumunda kuzeyden ve güneyden alloktan birimlerle sınırlanmış bulunan Geyikdağı otokton birliği içerisinde yer alır. (şekil 2A).

Otokton birimler içerisinde gelişen tektonik yapıların genel gidişi kuzeydoğu-güneybatı ve doğu -batı yönünde, havzanın geometrisi ile uyumludur. Kıvrım eksenleriyle birlikte doğrultu ve eğimleri de bu yönde gelişmiştir. Fayların bir kısmı eğim atımlı ve doğrultu atımlı olup, bir kısmı da bindirme ve ters fay karakterindedir.

STRATİGRAFİ

Geyikdağı birliği içerisinde yer alan Akdere havzasında Orta Jura-Tersiyer yaş aralığında çökeltmiş farklı litostratigrafi birimleri yüzeyler (Şekil 2B ve 3).

Yüceyurt formasyonu (Aziz ve diğ., 1979) Orta Jura-Senomaniyen; Yanıktepe formasyonu ise (Özgül ve diğ., 1973) Santoniyen-Kampaniyen yaş aralığındaki birimleri kapsar (şekil 3).

Yüceyurt formasyonu yaklaşık 700 m. kalınlığında olup, alttan üste doğru gri-esmer kireçtaşı, dolomitik kireçtaşı, dolomit şeklinde ardalanmalı bir dizilim sunar (şekil 3 ve 4C). Üst Jura/Alt Kretase geçişinde 100-150 m kalınlığındaki dolomitleşme olağandır. Yüceyurt formasyonunda *Lypeina jurassica*, *Praeckrasallidina infracretacea*, *Salpingoporella dinarica*, *Orbitolina* sp., *Debarina* sp., *Prfenderina* sp., *Cuneolina* sp., *Glomospira* sp., *Nezzezata* sp., *Dicyclina* sp. türü bentik foraminifer içerir.

Yanıktepe formasyonu yaklaşık 250 m kalınlığında olup, sarımsı-gri, orta-kalın ve masif tabakalanmalı rudisüi kireçtaşlarıyla temsil edilir (şekil 3 ve 4D). Birimin tabanında Liyas yaşlı çakıllar kapsayan polijenik konglomera/breşler yer alır (şekil 4D). Üstte ise yarı pelajik ve pelajiklerle giriklidir (şekil 5A). Rudistli kireçtaşlarının ağırlıklı olduğu bu birim platform kenarlarında belirgin bir röliyef oluşturur. Üstte Akdere formasyonu ile yanıl ve düşey yönde geçişli olup, eş zamanlı fay tektoniğinin etkili olduğu yerlerde bu geçiş görülmemektedir. Yanıktepe formasyonu; bol miktarda Hippurites ile *Globotruncana bulloides*, *Globotruncana lapparenti*, ve *Globotruncana stuartiformis* gibi bazı planktonik foraminifer kapsar.

Yalnız bu bölgeye özgün bir litostratigrafi birimi olan Akdere formasyonu (Aziz ve diğ., 1979) Üst Kampaniyen-Paleosen-Alt Eosen aralığındaki yan pelajik ve pelajik çökellerle temsil edilir, (şekil 2b,3 ve 5D).

Bu birim tabanda 20 m kalınlıktaki kalkarenitlerle başlar. Bunlar yer yer breşik bir görünüm sunarlar. Bu kalkarenit ve breşlerin yayılımı daha çok rudist resiflerinin

(Yanıktepe formasyonu) paleocoğrafyası ile kontrol edilmiş olup, tümüyle bu alanlardan beslenmişlerdir. Kalkarenitler arasındaki killi kireçtaşları ise pelajik karakterlidir. Kıvrımlı karbonatların egemen olduğu bu taban bölümünü yaklaşık 270 m kalınlıktaki radyolyaralı çamurtaşı ve killi kireçtaşı düzeyleri örter. Üçyüzüncü metreden sonra ise yeniden konglomera/breş, killi kireçtaşı, kalkarenit ve laminalı kireçtaşı ardalanmalı bir dizilim başlar (şekil 3). Bunlar içerisindeki konglomera/breşler sınırlı bir alanda yüzeyler. Bu litoloji 600 metreye kadar devam ettikten sonra, çört yumrulu marn, killi kireçtaşı, kalsitürbidit karakteri gösteren 250 metrelik bir istifile son bulur.

Akdere Formasyonu;

Globotruncana calcarate, *Globotruncana stuarti*, *Globotruncana gr. Linneiana*, *Globotruncanella* sp., *Globotruncana stuartiformis*, türü bol miktarda planktonik foraminiferler ve *Morozovella velacoentus*, *Miscellanea misce ila*, *Assilina plecentula*, *Assilina pus t ulasa* türü bentik foraminifer kapsar.

İnceleme alanında Orta Eosen (Lütesiyen) yaşlı Demiroluk formasyonu (Özgül ve diğ., 1973) yaklaşık 280 m. kalınlığında olup, Akdere formasyonu üzerinde açılı uyumsuzlukla yer alır (şekil 3).

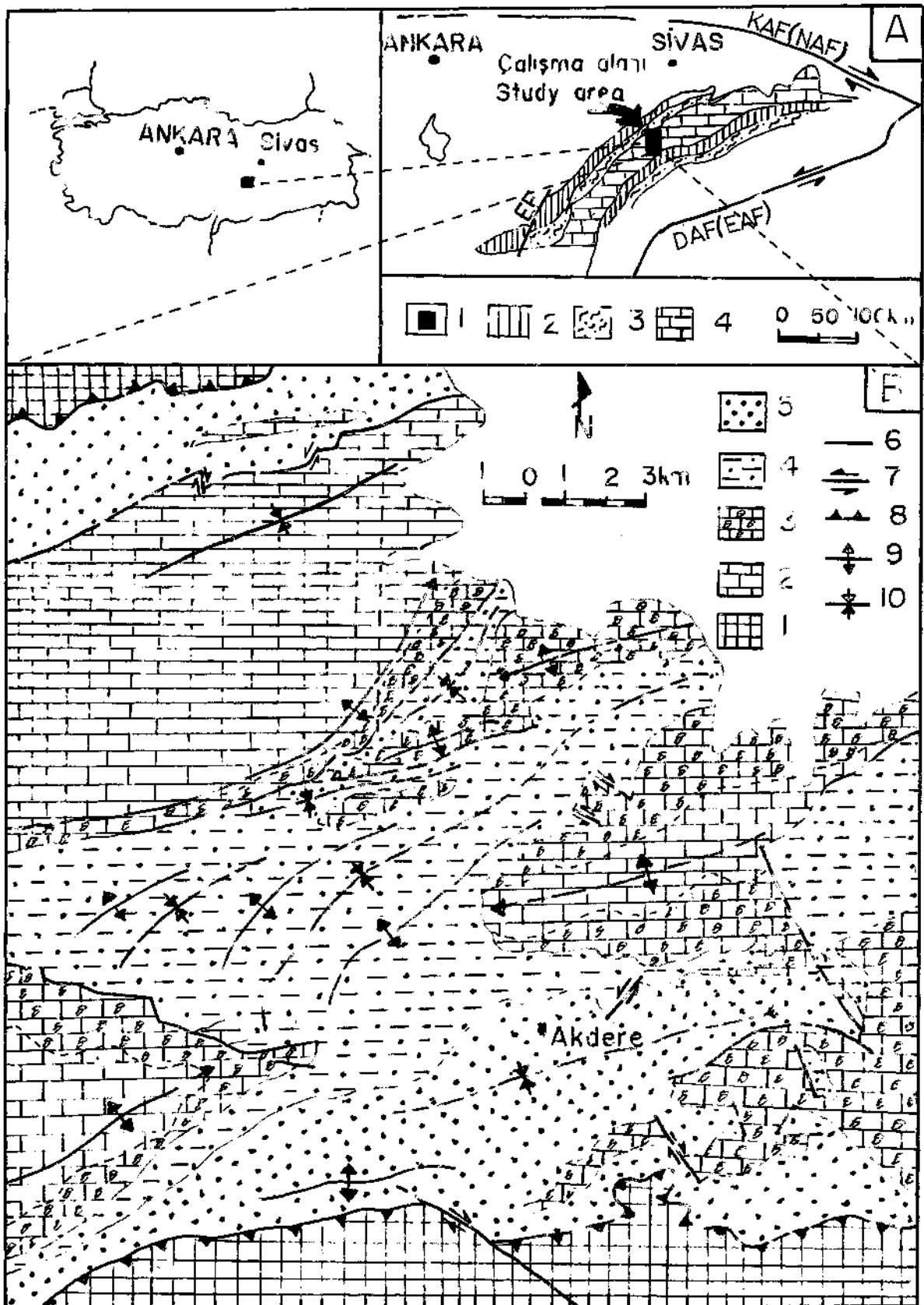
Bu birim tabanda polijenik konglomera ve breş ile başlar ve daha sonra üste doğru çakıllı kumtaşı, Nummülitli kireçtaşı ve marn olarak devam eden bir istifile temsil edilir (şekil 2B, 3 ve 5D). Bu litoloji birimlerinin her biri Aziz ve diğ., (1979)'nin çalışmalarında ayrı bir üye olarak tanımlanmıştır.

Demiroluk Formasyonu;

Assilina exponens, *Assilina spira*, *Nummulites ethelvicus*, *Fabiania cassis*, *Alveolina* sp., *Nummulites* sp., *Nummulites cf. laevigatus*, *Assilina aspera*, *Lockhartia cf. cushmani*, *Discosyclina* sp., *Rotalia* sp., *Halkyardia* sp., türü fosiller içerir.

SEDİMENTOLOJİ

Akdere havzasında yer alan Orta Jura-Tersiyer yaşlı litostratigrafi birimleri havzanın evrimi ile uyumlu olarak farklı sedimentolojik özellikler gösterir. Orta Jura-Senomaniyen'e kadar olan ve Yüceyurt formasyonuna dahil edilen kireçtaşı, dolomitik kireçtaşları ve dolomitler sığ bir karbonatlı platformun ürünüdürler. Toros platformu olarak adlandırılan (Özgül, 1976; Monod, 1977; Koçyiğit, 1981; Tekeli ve diğ., 1984; Varol ve diğ., 1987) bu depolanma ortamı bir iç platform özelliğindedir. Gelgitarası ve gelgitalü kuşakta depolanmış kireçtaşları büyük bölümüyle foraminiferli-algeli, pelletli-intraklastlı çamurtaşa, vaketası, istiftaşı özelliğindedir. Dolomitleşmeye uğrayan litolojinin önemli bir kısmını bu fasiyes grubu oluşturur. Oolitli taneli ve bağlamtaşı gibi tipik platform fasiyesleri çok az gelişmiştir. Ayrıca stromatolitik çamurtaşları Jura



DOĞU TOROS KARBONAT PLATFORMU

Şekil 2: A - Doğu Toroslann tektonik birlikleri (Özgül, 1976'dan yalınlaştırılmıştır.)

1-Çalışma alanı, 2-Aladağ Birliği, 3-Bozkır Birliği, 4- Geyikdağı Birliği, EF-Ecemiş Fayı, KAF-Kuzey Anadolu Fayı, DAF-Doğu Anadolu Fayı.

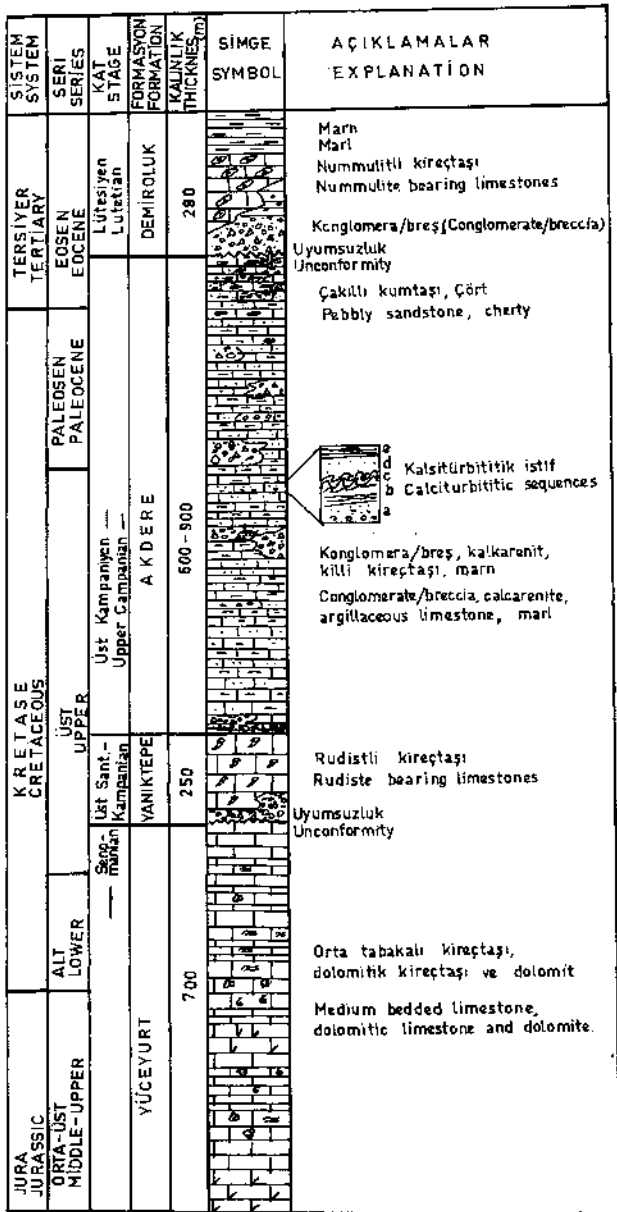
B- Çalışma alanının genelleştirilmiş jeoloji haritası: 1-Allokton birimler, 2-Yüceyurt fm. (Orta Jura-Senomaniyen), 3-Yanıktepe fm. (Üst Santoniyen-Kampaniyen), 4-Akdere fm. (Üst Kampaniyen-Alt Eosen), 5-Demiroluk fm. (Lütesiyen), 6-Düşey fay, 7-Doğrultu atımlı fay, 8- Bindirme fayı, 9- Antiklinal eksenini, 10- Senklinal eksenini.

Figure 2: A - Tectonic units of the Eastern Tauride (Simplified from Özgül, 1976):

1- Study area, 2- Aladağ Unit, 3-Bozkır Unit, 4- Geyikdağı Unit, EF, Ecemiş Fault, NAF-North Anatolian Fault, EAF-East Anatolian Fault.

B-Generalized geological map of the study area:

1- Allochthonous units, 2-Yüceyurt fm. (Middle Jurassic-Cenomanian), 3-Yanıktepe fm. (Upper Santonian-Campanian), 4-Akdere fm. (Upper Campanian-Lower Eocene), 5-Demiroluk fm. (Lutetian), 6- Vertical fault, 7- Strike slip fault, 8-Thrust fault, 9- Anticlinal axis, 10-Synclinal axis.



Şekil 3: Genelleştirilmiş Stratigrafi Kesiti
Figure 3: Generalized Stratigraphic Section

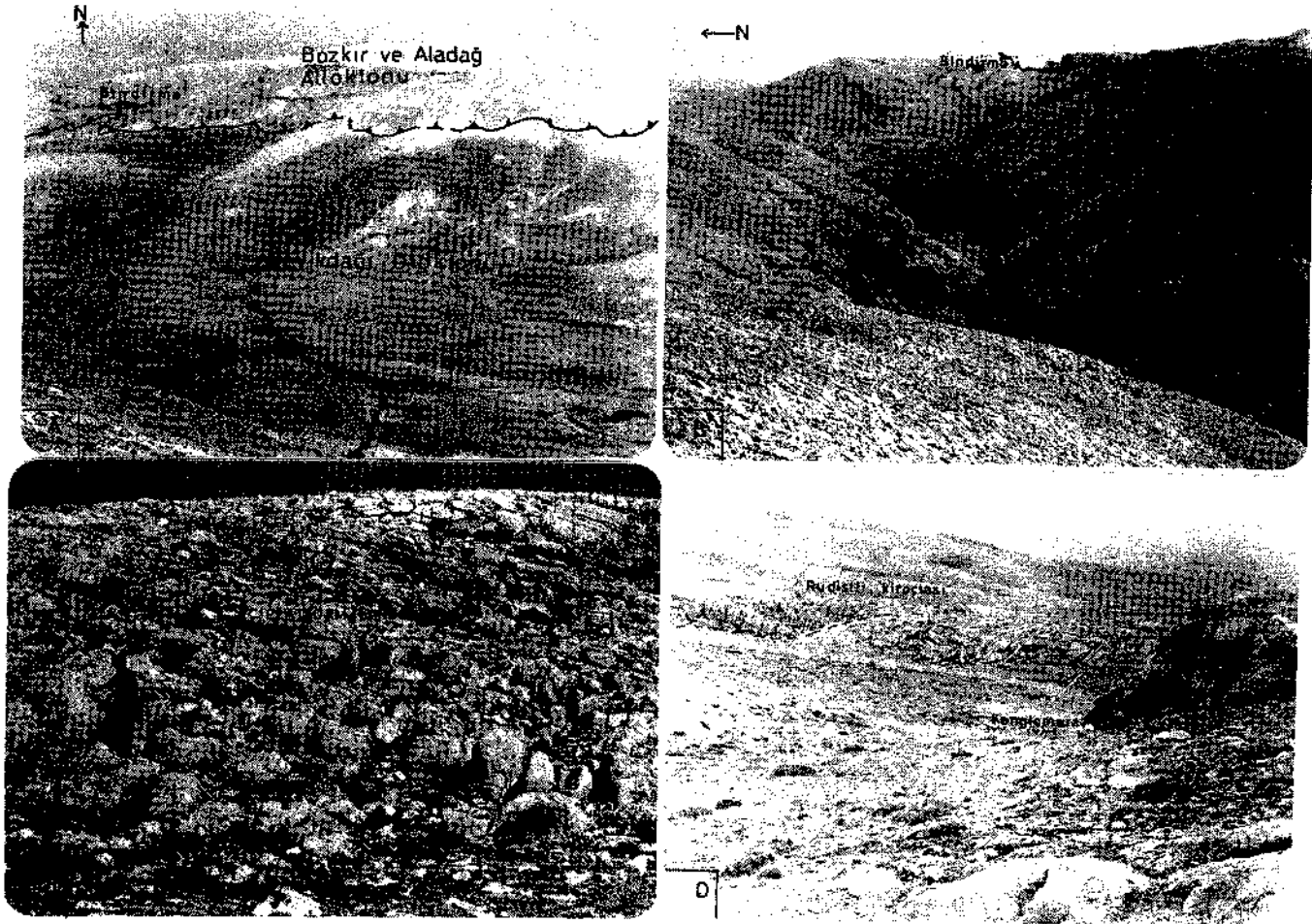
içerisinde sınırlı oranda, buna karşın Alt Kretase'nin Apsiyen-Albiyen zaman aralığında yaygın olarak (250 m) depolanmıştır. Dolomitleşme daha çok masif görümlü olup, yanal yönde kireçtaşı ile geçişlidir. Dolomitler arasında yer yer dolomitleşmemiş kireçtaşı ve didolomitleşmeli seviyeler bulunur. Buna karşın dolomitler arasında evaporit oluşumu veya bunların kalıntılarında rastlanmamıştır. Bu tekdüze platform tipi karbonat istifi Türoniyen'e kadar devam eder. Bunları üstleyen resifal kireçtaşları bol rudistli olup, Üst Santoniyen-Kampaniyen yaş aralığını işaret eder (Yanıktepe formasyonu).

Alt ve orta seviyelerde (250 m) bağlamtaşı ve pakettaşı şeklinde litoloji ile temsil edilen bu birim üste doğru dereceli olarak yan pelajik ve pelajik fasiyese (Akdere formasyonu) geçiş oluşturur. Bu geçişin olmadığı yerlerde rudistli kireçtaşlarının yayılımına ve eş zamanlı faylara bağlı olarak gelişmiş, rudist klastik kireçtaşı breşleri /konglomeraları yer alır. Bunlar 1-2 m kalınlığında, 10-30 m uzunluğunda olup, mercekse geometriye sahiptir.

Yan pelajik ve pelajik fasiyes (Akdere formasyonu) genellikle ince-orta tabakalı olup (şekil 5A), havzanın batısında daralan ve doğusunda genişleyen bir geometri sunar. Pelajikler içinde ince (10-15 cm) mikrobreş yapıları tabakalar ile pelajik foramlı türbiditler, ince tabakalı çakıllı çamurtaşları, kalkarenit, kanal dolgusu kireçtaşı gelişmiştir, (şekil 5C). Bu tür fasiyesler yamaç-havza ortamını temsil ederler, (Gawthorpe, 1986; Read, 1985) (şekil 5B ve 5C). Mikrobreşler pelajiklerle aratabakalı olup, çapraz ve konvolut laminasyonlar ve kalkarenit seviyelerinde derecelenme gelişmiş olup, bunlar Bouma istifinin Ta-e bölümlerini sunarlar. Konglomera/breşler pelajiklerle belli aralıklarda tekrarlanmaktadır ve yanal yönde pelajiklerle geçişlidir. Bunlar, resedimente özellik gösteren ve tümüyle rudist resiflerinden türemiş klastik destekli karbonat kırıntılarını içerir. Bu kalsiklastik denizaltı kanal depolarının belli aralıklarla tekrarlanması, osilasyon yapan bir denizi işaret etmektedir. Yamaç-havza aralığında yer yer eş zamanlı kayma çökeltileri gelişmiştir.

Eş zamanlı faylanma geniş ölçüde sediment birikimini kontrol etmiştir. Pelajik ve yarı pelajik denizaltı yelpaze istifi üst Kampaniyen'den başlayarak Paleosen'i içine alacak şekilde Alt Eosen'e kadar devam eder. Üst Kampaniyen-Paleosen-Alt Eosen yaşlı pelajik istifi uyumsuzlukla Orta Eosen (Lütesiyen) yaşlı konglomera/breş, çakıllı kumtaşı, nummulitli kireçtaşı ve marnlardan oluşan litoloji topluluğu örter. Konglomera/breşlerin malzemesinin büyük bir

bölümü taban kireçtaşlarından türemiştir, (şekil 5Da). Bunların alt yüzeyi erozyonel olup, masif ve kaba klastlardan oluşurlar. Merceksi bir yayılıma sahiptirler. Konglomera/breşlerin tane boyu üste doğru incelererek çakıllı kumtaşı ve nummulitli kireçtaşına geçer. Kireçtaşı nummulitli ve alveolinli tanetaşı istifiaşı özelliğindedir. Bunlann arasında bağlamtaşıyla temsil edilen ufak yama resiflerine sıkça rastlanır. Daha üstte istif marn ile son bulur.

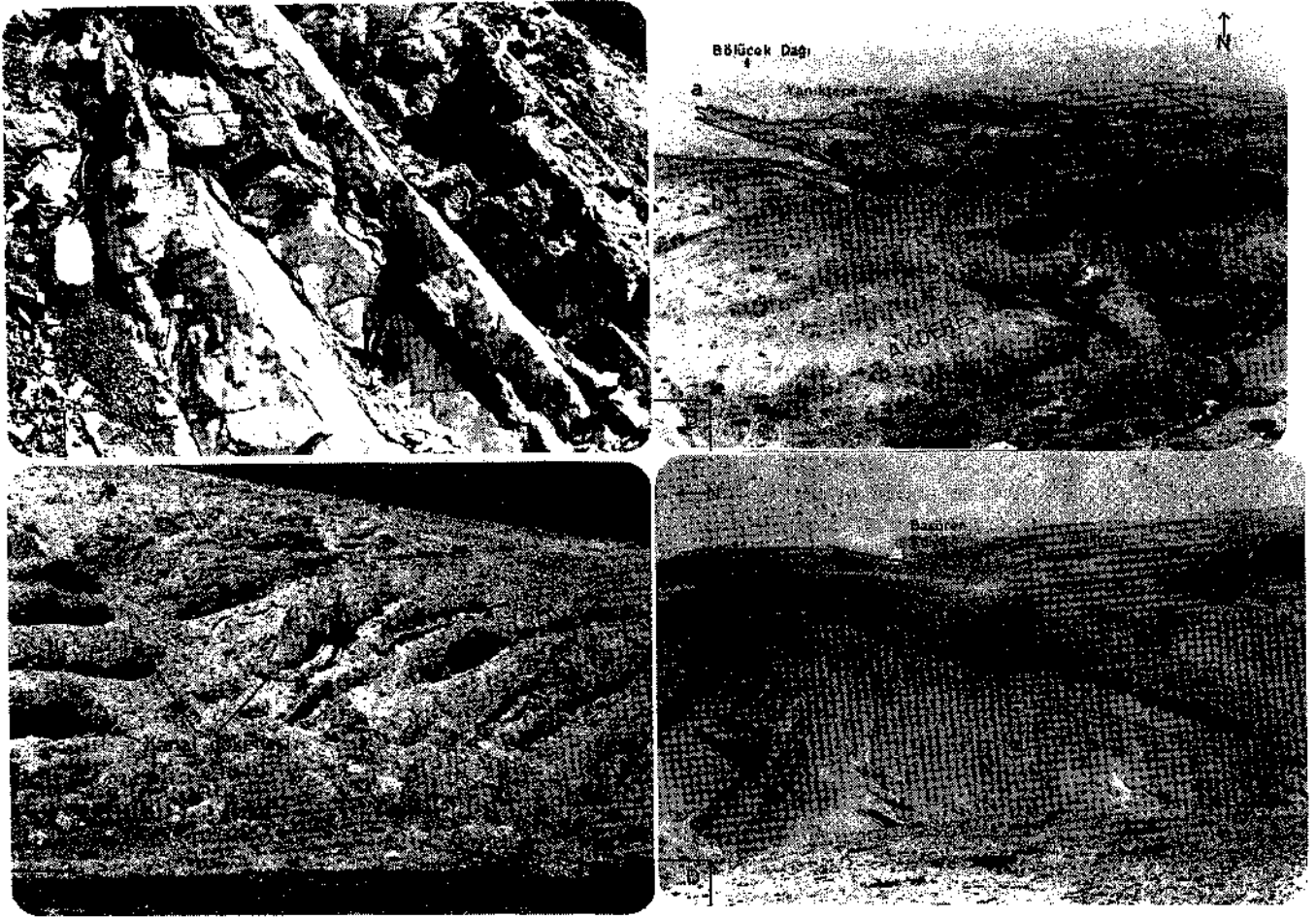


Şekil 4: Çalışma alanındaki allokton ve otokton birimlerin karşılaştırılmasını gösteren fotoğraflar:

Bloklu kireçtaşı ve ofiyolitlerden oluşan allokton birimler, Orta Jura - erken Eosen zaman aralığında çökelmiş otokton birimler üzerine bindirmiştir. (A ve B). Bindirme yönü (A) da kuzeyden güneye, (B) de güneyden kuzeydir. Orta Jura-Senomaniyen yaşlı platform karbonatları (Yüceyurt fm.) (C). Yüceyurt fm. (Orta Jura-Senomaniyen) üe Yamktepe fm. (Üst Santoniyen-Kampaniyen) arasında erozyon düzeyini gösteren konglomera/breşler (D). Bu konglomera/breşler üstte yer alan Hippuritesli kireçtaşlan (Yamktepe fm.) ile geçişlidir.

Figure 4: Photographs showing allochthonous and autochthonous units and their relationships in the study area:

The allochthonous units consisting blocky limestones and ophiolites thrust over autochthonous units ranging from Middle Jurassic to early Eocene in age (A and B). The direction of thrusting movement is from north to south (A), from south to north (B). Upper Jurassic-Cenomanian aged platform carbonates (Yüceyurt fm.) (C). Yüceyurt fm. (Upper Jurassic-Cenomanian) and Yamktepe fm. (Upper Santonian-Campanian) (D); depicting an erosional relief. This conglomerate/breccia level is transitional to overlying Hippurite bearing limestone.



Şekil 5: (A,B,C) Havza ve denizaltı yelpaze çökellerinin mostra örnekleri:

- (A) Havza çökelleri; killi kireçtaşı, kalkarenit, marl (Akdere fm.)
 (B) a-Rudistli kireçtaşı (Yanıktepe fm.)
 b-Havza kenarı; konglomera/breş, kalkarenit }
 c-Havza; pelajik ve yanpelajik çökeller } Akdele fm.
 (C) Denizaltı yelpaze istifleri. }
 (D) a-Şelf; silisiklastik egemen istif, } Demiroluk fm.
 b- Karbonat egemen istif; Nummulitik banklar }
 c-Marl }

Figure 5: (A,B,C) Outcrops of basin and submarine fan sediments:

- (A) Basin sediments; argillaceous limestone, calcarenite, marl. (Akdere fm.)
 (B) a-Rudiste bearing limestone (Yanıktepe fm.) }
 b- Basin margin; conglomerate/breccia, calcarenite. } Akdere fm.
 c- Havza; pelagic and semi-pelagic sequences.
 (C) Submarine fan sequences.
 (D) a- Shelf; siliciclastic dominated sequences, }
 b- Carbonate dominated; Nummulited banks. } Demiroluk fm.
 c-Marl. }

Şekil 6: Havza evrimi: A-Duraylı kıta kenarı dönemi (Orta Jura-Senomaniyen), B-Platform kenarının fleksürel yükselmesi ve erozyon geçirmesi dönemi (Türoniyen-Geç Santoniyen), C-Karbonat platformunun parçalanması ve havza oluşum dönemi (Geç Santoniyen-Paleosen), D-Yerel silisiklastik istiflerin gelişimi (Paleosen-erken Eosen), E-Sıkışma tektoniği rejimi ve sığ deniz dönemi (erken Eosen-Lütisiyen). Allohtonların hareket yönü kuzeyden güneye (K-G) ve güneyden kuzucyedir.(K-G).
Figure 6: Evolution of the Basin: A-Stable continental margin stage (Middle Jurassic-Cenomanian)- B-Platform margin's flexural uplifting and erosional stage (Turonian-Late Santonian), C-Dismemberment of the carbonate platform and basin formation stage (Late Santonian-Paleocene), D-Formation of the local siliciclastic sequences (Paleocene-Early Eocene), E-Compressional tectonic regime and shallow-marine dominated stage (Early Eocene-Lutetian). The movement direction of allochthons from north to south (N-S) and south to north (N-S).

HAVZA EVRİMİ

Bir önülke-dağarası havza özelliğinde olan Akdere havzasının evrimi dört dönemde tamamlanmıştır. Bunlar sırasıyla Orta Jura-Senomaniyen zaman aralığını kapsayan duraylı kıta kenarı, Türoniyen-Üst Santoniyen sırasındaki platform kenarının fleksürel yükselmesi ve erozyon geçirmesi, Üst Santoniyen-Paleosen zaman sırasında nap dilimleri altında platformun parçalanması ve havza oluşumu, Alt Eosen'e kadar havza gelişimine bağlı pelajikleşme dönemidir. Son dönem ise sıkışma ve doğrultu atımlı fay tektoniğinin etkili olduğu ve sığ denizel koşulların yaşandığı dönemdir.

İnceleme alanında Orta Jura-Senomaniyen süresinde (Yüceyurt formasyonu) sürekli bir karbonat istifi yer alır (şekil 6a). Sedimentolojik özellikleri platformun bu süre içinde oldukça duraylı olduğunu göstermektedir. Çok geniş bir alana yayılan Toros karbonat platformu sığ bir platform niteliğinde olup, ufak tiltasyonlara bağlı alçalıp-yükselmeler, fasiyes dağılımını kontrol etmiştir. Vail ve diğ., (1977) yirmibin yıldan yüzbin yıla kadar veya uzun süreli olan dönemsel deniz düzeyi salınımları, platformların uzun süreli çökmeleri izlediği ve istiflerin gelişimini denetlediğinden bahsetmektedir. Birkaç metrelik küçük ölçekli salınımlar birikmeli düz tavanlı karbonat platformları üzerinde devresel istiflerin oluşumunu sağlayabilmektedir.

Çalışma alanında Türoniyen sonunda başlayıp üst Santoniyen'e kadar devam eden bir eksiklik vardır. Bu eksiklik bölgede bir yükselim ve aşınma evresini işaret etmektedir. Yükselme ve aşınmanın nedeni muhtemelen Türoniyen-Üst Santoniyen zaman aralığında kuzey Tetis koluna (Perinçek ve Özkaya, 1981, Şengör ve Yılmaz, 1981, Yazgan, 1984, Kozlu ve diğ., 1990) ait ofiyolit naplarının neden olduğu eş yüklenmenin etkisiyle sıkışma tektoniği gelişmiş ve kabuğu aşağıya eğmiştir. Bu sırada karbonat platformu kıvrımlanarak fleksürel olarak yükselmiş ve periferik bir boyun oluşturmuştur (şekil 6 b). Bu tür bir mekanizma Watts ve diğ. (1976) Jordan (1981), Quinlan (1984), Robertson (1987) tarafından irdelenmiştir. İleri evrede bu yükselmeyi platform istifinin tabanından derin aşınma dönemi izlemiş, bu arada sığ şelf alanları ve platform arası iç havza oluşmuş ve bunu rudist resiflerinin (Yanıktepe formasyonu) gelişimi izlemiştir

(şekil 6b).

Üst Santoniyen-Kampaniyen evresinde ise ofiyolit naplarının ilerlemesi devam etmiş, bu sırada yaratılan yük ve gerilme etkisi platformda listrik karakterli eş zamanlı fay tektoniğinin gelişimine ve platformun kısmen parçalanarak çökmesine neden olmuştur (şekil 6c).

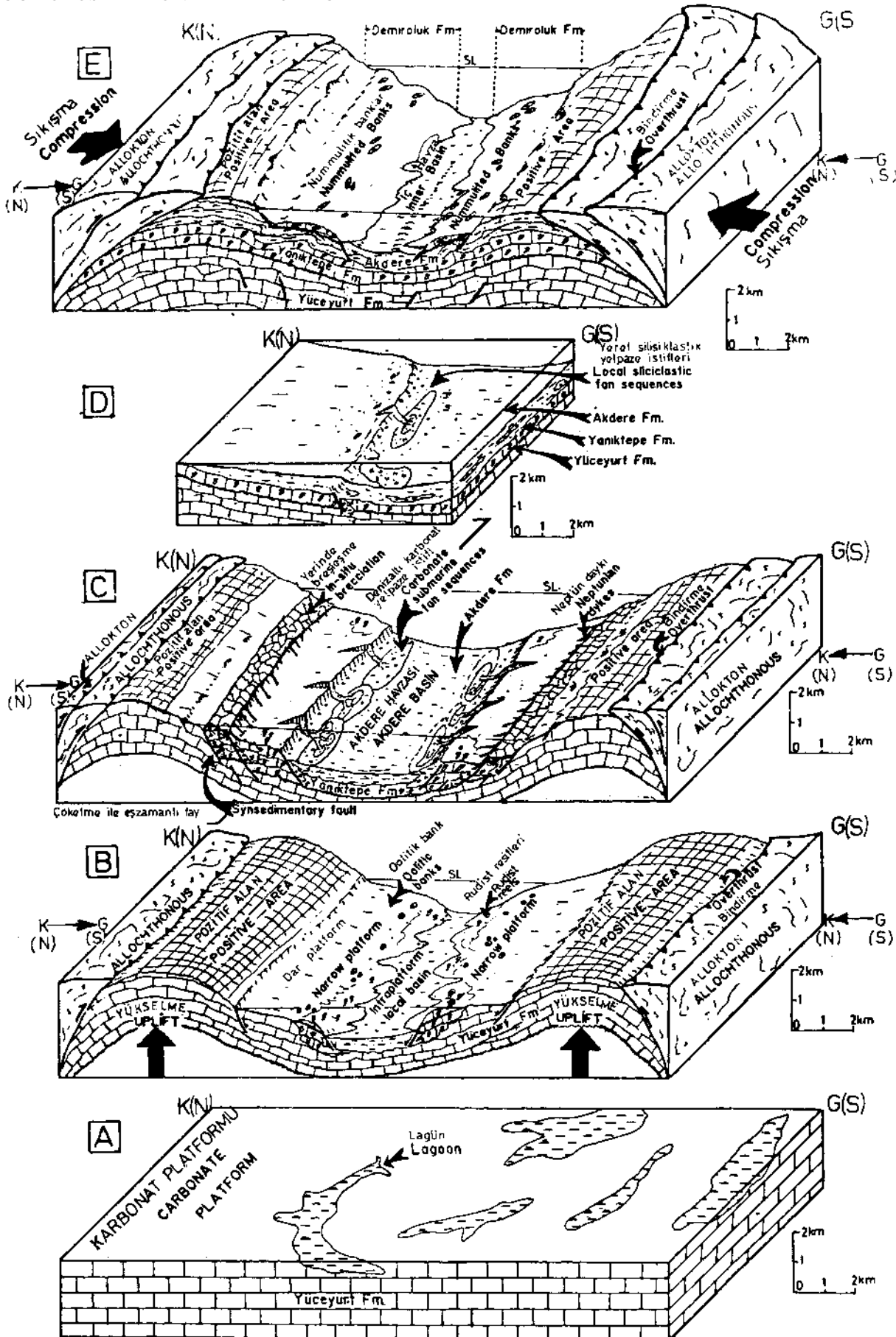
Başlangıçta çökmeye paralel olarak yığılmanın görelî deniz düzeyi yükselmesine adım uydurduğu evrede havza az oranda pelajikleşme gelişmiştir. Daha ileri evrede çökme hızının artmasıyla havza pelajikleşme giderek artmıştır. Bu arada farklı yerlerde rudist resifleri (Yanıktepe formasyonu) pelajiklerle yer yer girik şekilde gözlenir (şekil 5b). Bu gelişim artan çökme nedeniyle platform kenarı rudist resiflerinin derin deniz fasiyesleri tarafından örtüldüklerini işaret eder.

Üst Kampaniyen-Paleosen zaman aralığında, artan çökme hızı, rudist resiflerinin kısmen gelişimine son vermiş ve pelajik ortam şartlarının egemen olmasını sağlamıştır (Akdere formasyonu). Üst Kampaniyen-Paleosen boyunca havza evrimine uygun olarak, havza yamacı sürekli olarak faylanmıştır. Eş zamanlı fay tektoniğine bağlı olarak çökelmiştir (şekil 6c). Daralma tektoniğine bağlı rudist kireçtaşı ile kırıntılı malzeme konglomera/breş şeklinde fay önlerinde depolanmıştır. Havza yamacında da mikrobreşler, çakıllı çamurtaşları, kanal dolgusu konglomera/breşler bu faylara bağlı olarak havza Paleosen'den başlayarak Alt Eosen'de ağırlıklı olmak üzere yerel silisiklastik yelpaze istifleri gelişmiştir (şekil 6d).

Havza çökelleri içerisinde ofiyolit veya kalıntısına rastlanmamıştır. Muhtemelen Erken Mestriştiyen zaman aralığında kıta kenarı yükseliminin ilerleyen ofiyolit naplarının hareketini engellemesi nedeniyle, ofiyolitler havzaya ulaşmamış ve dolayısıyla ofiyolit malzemesinin havzaya taşınımı gerçekleşmemiştir.

Erken Eosen evresinde sıkışmaya bağlı olarak havza daralmış ve havza, dağarası havza niteliğini kazanmıştır (şekil 6e). Bu arada kuzey-güney ve kuzeybatı-güneydoğu yönlü sıkışma ve doğu-batı, kuzeydoğu-güneybatı yönlü gerilme tektoniğinin etkisiyle havzada kıvrımlanmalar ile, doğrultu ve eğim atımlı faylar gelişmiştir. Kıvrımlanma sonucunda şelf alanlarında konglomera/breşler, silisiklastik çökeller, kireçtaşları (Nummulitik banklar), marnlar çökelmiştir (Şekil 6E).

DOĞU TOROS KARBONAT PLATFORMU



TARTIŞMA ve SONUÇLAR

Akdere havzası bölgede yeni bir tektonik rejimin başlangıcı olmuştur. Bölgede kıta-kıta çarpışması Mestris-tiyen öncesi tamamlanmıştır. Türoniyen-Üst Santoniyen evresinde yükselim ve aşınma evresi gelişmiştir. Mes-triştien öncesinde bu tektonik rejim sona ermiştir. Üst Kampaniyen—Paleosen-Alt Eosen evresinde sakin bir dönem geçilmiş ve Lütesiyen sonrası yeni bir tektonik rejim başlamıştır. Havza bugünkü konumunu ise Miyosen sonrası tektonik hareketlerle kazanmıştır.

Akdere havzasında depolanmayı büyük ölçüde tektonik kontrol etmiştir. İlerleyen nap dilimleri Türoniyen-Üst Santoniyen evresinde platformun yükselerek erozyon geçirmesine, Üst Santoniyen-Kampaniyen evresinde platformun kısmen parçalanarak çökmesine ve sonrasında önülke-dağarası havza gelişimine neden olmuştur. Üst Kampaniyen-Paleosen-Alt Eosen evresinde havza sürekli olarak faylanmış ve havza çökelleri ve faylara bağlı olarak depolanmıştır. Tektonik aktivite kalsiklastik istiflerin belli aralıklarla tekrarlanmasını sağlamıştır. Erken Eosen sonrası tektonik hareketler ise havzanın kıvamlanmasına ve kıvrılarak sığlaşan alanlarda sahil ve sahil ilerisi fasiyeslerin gelişimine neden olmuştur.

Akdere havzasında ofiyolitik kaya kırıntılarına rastlanmamıştır. Burada karbonat platformu çevre havzalara göre geniş bir alanda kalın bir istifle temsil edilmektedir. Karbonat platformu üzerine ilerleyen ofiyolit napları kıta kenarını fleksüel olarak yükseltmiş ve periferik bir boyun oluşturmuştur. Platformun özelliği dolayısıyla periferik boyun ofiyolit naplarının kolaylıkla ilerleyebileceği şekilde gelişmemiştir. Kıta kenarında kabuk kalınlaşması faktörü de buna eklenince periferik boyunun yarattığı engel daha da büyümüştür. Bu engel napların başlangıçtaki hızını azaltmıştır. Dolayısıyla ofiyolit naplarının ilerlemesi yavaş hızlarda olabilmektedir. Kıta kenarlarına tek taraflı yük uygulanmasıyla gelişen önülke havzalardan farklı olarak, burada önülke-dağarası bir havza gelişmiş olması özelliğine, ofiyolit naplarının kıta kenarlarında gelişen yükseltiyi aşırı havzaya ulaşabilmesi geciktirilmiştir. Aziz ve diğ., (1979), Kozlu ve diğ., (1990) kuzey Tetis koluna ait ofiyolit platformu aşarak güneye geçemediğini bildirmişlerdir.

Orta Jura-Senomaniyen yaşlı Yüceyurt formasyonunun alt seviyelerinde gözenekli kireçtaşı ve dolomitler hidrokarbon yönünden önemli olabilir. Ancak Türoniyen-Üst Santoniyen evresinde platformun yükselerek aşınma evresi geçirmesi, bu birim üzerinde örtü kaya oluşumunu engellemiştir. Yanıktepe formasyonunu oluşturan rudistli kireçtaşlarının içerdikleri gözenekler hidrokarbon yönünden çok önemlidir. Rudist yığılımlarının dünyada büyük petrol sahalarındaki hazne kayaların değerli elemanlar arasında yer aldığı ve petrol açısından yadsınamayacak

boyutlarda olduğu (Özer, 1981) bilinmektedir. Rudistli kireçtaşlarının yarı pelajik ve pelajik fasiyeslerle örtülmüş olması önemi daha da arttırmaktadır. Yan pelajikler ve pelajikler arasında yataklanmış kalsiklastik kanal dolgusu fasiyesleri stratigrafik kapanlar oluşturabilirler. Ancak Erken Eosen sonrası tektonik hareketler havzanın deforme olmasına neden olmuştur.

Green River Havzası (Hagen ve diğ., 1985), gelişim tarihi bakımından Akdere havzasına benzerlik göstermiyor ise de oluşum mekanizması ve şekil yönünden benzerlik göstermektedir.

KATKI BELİRTME

Makalenin yayına hazırlanmasında beni yönlendiren, yardım ve katkılarıyla destek veren Baki Varol (Ankara Üniversitesi), ile makaleyi okuyup gerekli eleştiri ve katkılarından dolayı Okan Tekeü'ye (Ankara Üniversitesi) teşekkür ederim.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Aziz, A., Meşhur, M., ve Serdar, H.S., 1979 Sarız-Pınarbaşı-Kaynak dolayının jeolojisi ve hidrokarbon olanakları, TPAO. Rap. No, 1357 (yayınlanmamış)
- Beaumont, C.F., 1981, Foreland Basins, *Geophys. J.R. ast. Soc.*, 65, 291-329.
- Gawthorpe, R.L., 1986, Sedimentation during carbonate ramp-to-slope evolution in a technically active area: Bowland basin (Dinantian) JNLEngland, *Sedimentology*, 33, 185-206.
- Hagen, E.S., Sinister, M.W., and Furlong, K.P., 1985, Tectonic loading and subsidence of intermontane basins: Wyoming foreland province, *Geology*, 13, 585-588.
- Ingersoll, J.R.V., 1988, Tectonic of sedimentary basins, *Geol. Soc. of Am. Bull.*, 100, 1704-1719.
- Jordan, T.E., 1981, Thrust loads and foreland basin evolution, Cretaceous, Western United States, *Am. Assoc. of Petr. Geol. Bull.*, 65, 2506-2520.
- Klein, G. de V., 1990, Maturational based geodynamic/geochemical classification of sedimentary basins (Ekspress sed.), *Sedimentar Geol.*, 69, 1-6.
- Koçyiğit, A., 1981, Isparta büklümünde (Batı Toroslar) Toros Karbonat Platformunun evrimi, *Türkiye Jeol. Kur. Bült.*, 24, 15-23.
- Kozlu, H., Fourcade, E., Günay, Y., Dercourt, J., Cross, J.P., ve Pierre Ballier, J., 1990, Doğu Toros Bölgesinde Neo-tetisin evrimi, *Türkiye 8. Petrol Kongresi, Bildiriler*, 387-402.

DOĞU TOROS KARBONAT PLATFORMU

- Monod, O., 1977, Recherches géologiques dans le Taurus occidental au sud de Beyşehir (Turquie), *Devlet Doktora Tezi*, TUniv. de Paris, sud, Orsay, 442 p.
- Özer, S., 1981, Rudist yığılımlarının petrol açısından önemi, *Yeryuvarı ve İnsan*, C., 6., 1-2, 34-37.
- Özgül, N., Metin, S., Göger, E., Bingöl, I., ve Baydar, O., 1973, Tufanbeyli yöresinin Kambriyen-Tersiyer kayaları (Doğu Toroslar), *Türkiye Jeol. Kur. Bül.*, 16, 82-100.
- Özgül, N., 1976, Torosların Bazı Temel Jeolojik Özellikleri, *Türkiye Jeol. Kur. Bül.* 19, 1, 65-78.
- Özgül, N., 1984, Stratigraphy and tectonic evolution of the central Taurus, Tekeli, O., Göncüoğlu, M.C. (eds). *International symposium on the geology of the Taurus Belt*, 1983, *Miner. Res. Explor. Inst. - Turkey*, Ankara, 77-90.
- Perinçek, D., ve Özkaya, İ., 1981, Arabistan Levhası kuzey kenarı tektonik evrimi, *Yer bilimleri*, 8, 91-101
- Perinçek, D., and Kozlu, H., 1984, Stratigraphy and structural relations of the units in the Afşin-Elbistan-Doğanşehir region, (Eastern Taurus), Tekeli, O., Güncüoğlu, M.C., (eds). *International symposium on the geology of the Taurus Belt*, 1983, *Miner. Res. Explor. Inst. Ankara-Turkey*, 181-197.
- Quinlan, G.M., 1984, Appalachian thrusting lithosphere flexure and the Paleozoic stratigraphy of the interior of North America, *Can. J. Earth Sci.*, 21, 973-995.
- Read, J.L.R., 1985, Carbonate platform facies models, *Bull. Am. Assoc. Petr. Geol.*, 69, 1-21.
- Ricou, L.E., Aygriadiş, L. et Marcoux, Ö., 1975, L'Axe Du Taurus Un Alignement De fenêtres Arabo-Africaines Sous Des Nappes Radiolites, Ophiolitiques Et Métamorphiques, *Bull. Soc. Geol., France*, (7), XVII, 1024-1044.
- Ricou, L.E., 1980, Torosların Helenidler ve Zagribler arasındaki yapısal rolü, *Türkiye Jeol. Kur. Bül.*, 23, 101-118.
- Robertson, A.H.F., 1987, Upper Cretaceous Muti Formation: transition of a Mesozoic carbonate platform to a foreland basin in the Oman Mountains, *Sedimentology*, 34, 1123-1142.
- Robertson, A., 1987, The transition from a passive margin to an Upper Cretaceous foreland basin related to ophiolite emplacement in the Oman Mountains, *Geol. Soc. of Am. Bull.*, 99, 633-653.
- Speed, R.C., and Sleep, N.H., 1982, Antler orogeny and foreland basin: A model, *Geol. Soc. of Am. Bull.* 93, 815-828.
- Stockmal, G.S., Beaumont, C., and Boutlier, R., 1986, Geodynamic model of convergent margin tectonics: Transition from rifted margin to overthrust Belt and consequences for foreland-basin development, *Amer. Assoc. of Petr. Geol. Bull.*, 70, 181-190.
- Şengör, A.M.C. and Yılmaz, Y., 1981, Tethyan evolution of Turkey, a plate tectonic approach, *Tectonophysics*, 75, 181-241
- Tekeli, O., 1980, Toroslar'da Aladağların yapısal evrimi, *Türkiye Jeol. Kur. Bül.*, 23, 11-14.
- Tekeli, O., Aksay, A., Ürgün, B.M. and Işık, A., 1984, Geology of the Aladağ Mountains, Tekeli, O., Göncüoğlu, M.C. (eds). *International symposium on the geology of the Taurus Belt*, 1983, *Miner. Res. Explor. Inst. Turkey*, 143-158.
- Vail, P.R., Mitchum, R.M., and Thompson, S., 1977, Seismic stratigraphy and global changes of sea level, in seismic stratigraphy application to hydrocarbon exploration, *AAPG, Memoir*, 26, 83-97.
- Varol, B., Kazancı, N. ve Okan, Y., 1987, Sanz-Tufanbeyli otokton Triyas istifinin tanımsal fasiyes özellikleri (GD Kayseri- Türkiye), *Doğa Tub. Müh. ve Çevre Derg.*, 11, 362-377.
- Watts, A.B., and Ryan, W.B.F., 1976, Flexure of the lithosphere and continental margin basins, *Tectonophysics*, 36, 25-44
- Yazgan, E., 1984, Geodynamic evolution of the Eastern Taurus region, Tekeli, O., Göncüoğlu, M.C. (eds). *International Symposium on the Taurus Belt*, 1983, *Miner. Res. Explor. Inst., Ankara-Turkey*, 199-208.

Bazı ilk localar ikilidir ve bu durum ilk loca etrafında gelişen sarılm düzlemi ile ilgilidir. Protokonk, ortalama 75 mikron, deutrokonk ortalama 100 mikron çapındadır. (Levha I, şekil 4-6, levha II, şekil 1-2 ve 4). Tur sayısı 2,5-3 olup, spir sarılımı çok hızlıdır. Birinci turun yüksekliği 0.125-1.075 mm iken, ikinci turun yüksekliği 0.250-1.250 mm'dir. Birinci turda 5-9 loca, ikinci turda ise 9-11 loca sayılır ve localar hemen hemen hilal şeklindedir. Bölmeler kavki merkezine doğru eğimlidir. 17 ekvatoryal kesit örneğinden yapılan ölçümlere göre, ekvatoryal çap 0.925-3.250 mm, arasında değişmektedir. (Levha II, şekil 1-3).

Eksenel kesitlerde ilk 2-3 loca trokospiral sarılmıştır. Bu devrenin çapı 0.325-0.675 mm'dir. Sirt tarafında 75-125 mikron genişliğinde ve 25 mikron yüksekliğinde lateral localar bulunmaktadır (Levha II, şekil 6-8). Ergin dönemde ise, localar invölüt düzendedirler ve son tur localarında alveoller belirgin olarak izlenir (Levha I, şekil 8-9, levha II, şekil 6-7). 39 eksenel kesit örneğinden alınan ölçümler aşağıda sunulmuştur.

	Minimum	Maksimum	Ortalama
Eksenel çap	1,45 mm	2,75 mm	1,86 mm
Kalınlık	0,475 mm	0,875 mm	0,675 mm

Ömbilikal ve vertikal kanallar iyi gelişmiş olup vertikal kanallar kavki yüzeyindeki deliklere bağlanmıştır.

Levha I

Cideina soezerii (Sirel)

Taşlıca Köyü (Reşadiye-Tokat)

Şekil 1-2: Kavki yüzeyinden geçen ve hexagonal delikleri gösteren kesitler, 1. Lektotip, R 103-2, X100, R 103-5, X100

Şekil 3-6: Kavki yüzeyine yakın geçen ekvatoryalimsi kesitler, 3-4 Paratipler, R 103-2, X 36, R 103-5, X25, 5, R 103-1, X32, R 103-5, X34

Şekil 7-9: Eğik (Tanjansiyel) kesitler, 8. Paratip R103-5, X25, 5, R 103-5, X30, I.S.G.N:7, X30

Plate I

Cideina soezerii (Sirel)

Taşlıca Village (Reşadiye-Tokat-Turkey)

Figure 1-2: The sections that pass from surface and showing hexagonal pores, 1. Lectotype, R 103-2, X100, R 103-5, X100

Figure 3-6: Subequatorial sections near surface, 3-4 Paratypes, R 103-2, X 36, R 103-5, X25, 5, R 103-1, X32, R 103-5, X34

Figure 7-9: Tangential sections, 8. Paratype, R103-5, X25, 5, R 103-5, X30, I.S.G.N:7, X30

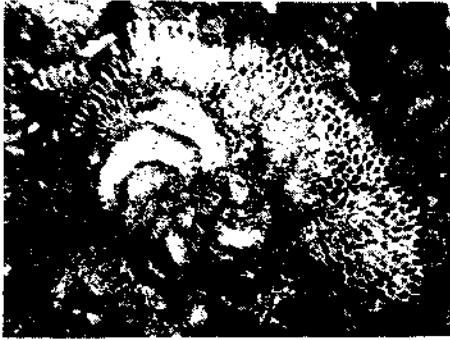


Şekil 1. *Cideina soezerii* (Sirel) içeren Maastrichtiyen kayaların yer bulduru haritası

Figure 1. Location map of the Maastrichtian rocks containing *Cideina soezerii* (Sirel)

LEVHA I
PLATE I

5



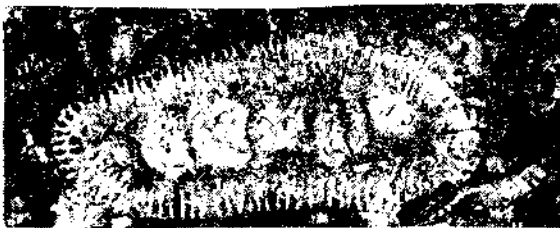
6



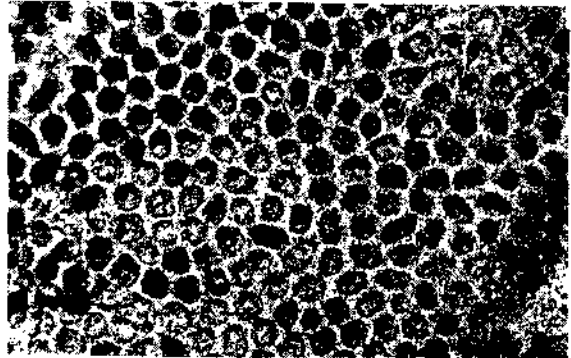
7



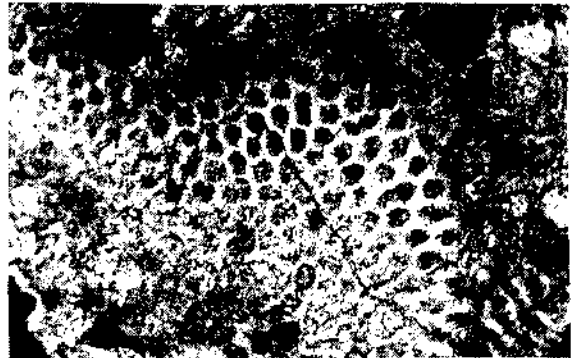
8



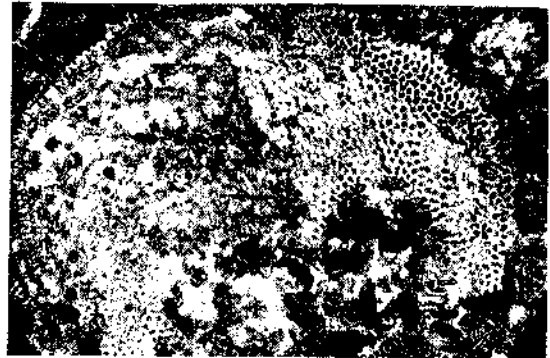
9



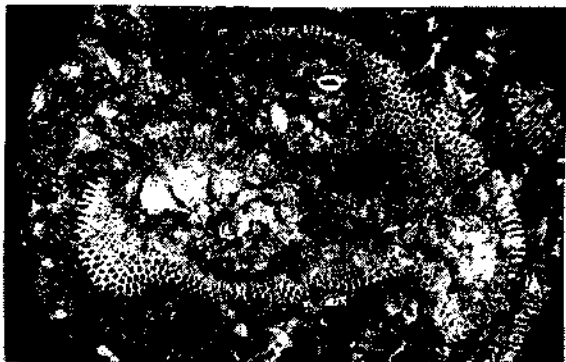
1



2



3



4

Benzerlik ve farklılıklar

Cideina cinsi, kavkı yapısı, süslemeleri-kavkının her iki yanında süngerimsi yapı sunan kanalların varlığı ile *Cuvillerina*'ya benzer. Ancak, gençlik devresindeki trokoidal sarılımlı, sırt tarafında bulunan lateral locaları, son tur localarında alveollerin bulunuşu bakımından kolayca ayırđedilir.

Cideina cinsi; gençlik devresi, sırt tarafında yer alan lateral locaları ve sarılımlı ile *Sirtina*'ya benzer. Fakat, hem kavkı yapısı, hem kanal yapısı ve hem de ergin dönemdeki sarılım düzeni açısından tamamen farklıdır.

Cideina cinsinin ekvatoryal kesitleri, ilk turlarının sıkı, son turlarının açılmış sarılımlı, yani, spir sarılımlının hızlı olmasından *Opercelina*'ya benzerlik gösterir. Ancak, farklı kavkı ve iç yapısıyla kolayca ayırđedilir.

Cideina cinsi, kavkı yapısı bakımından *Laffitteina*'ya benzerse de, *Laffitteina*'nın ne sarılımlı, ne iç yapısı ve ne de sütürlerinin her iki yanında çift sıralı delikler halindeki süslemeleri *Cideina*'da mevcut değildir.

Tartışma ve Sonuç

Sirel (1991), *Cideina* cinsini, sırt tarafında bulunan yanal (lateral) loca tabakalarından dolayı, bilinen tipik orbitoidlere, ombilikal sütunlarının varlığıyla ise tipik rotalidlere benzeterek, bu iki karakter nedeniyle *Lepidorbitoididae* familyasına dahil etmiştir.

Orbitoidal karakter, yay(arke) ve kısa LJ (spatül) şekilli ekvatoryal localarla karakterize olup, lateral localar az sayıda olabilir ya da bulunmayabilir. Dolayısıyla, bir cinsin lateral localar taşıyor olması, o cinsin orbitoidal özelliğini belirtmede tek başına bir özellik değildir. Keza, *Discocyclina*, *Asterocyclina*, *Aktinocyclina*, *Lepidocyclina*, *Miogypsina* ve *Mioplepidocyclina* gibi farklı familyalara ait cinslerde de lateral loca tabakaları mevcuttur. Kaldı ki- *Cideina* cinsinin sanlımlı trokospiraldir ve bu özellik orbitoidal karakterden çok uzaktır, o halde *Cideina* cinsi için orbitoidal özellikten bahsedemeyiz. *Cideina* cinsi, dahil edildiği *Lepidorbitoididae* familyası kapsamındaki cinslerden de, iri delikli kavkısı, kavkı yapısı ve sarılım düzeni açısından çok farklıdır. Sirel (1991), *Cideina* tanımlamasında kavkısının her iki yüzünde ağımsı bir süs ile kaplı olduğunu belirtmektedir. Oysa, levha I, şekil 1-7'de görüldüğü gibi kavkı yüzeyi çok sayıda heksagonal şekilli deliklerle masif balpeteği görünümündedir. Bu durum, Sirel (1991), levha II, şekil 3,4 ve 7'de de aynen görülmektedir.

Sonuçta, *Cideina* cinsi, iri delikli, lamelli ışınsal hiyalin kalker kavkı yapısı, trokospirál sarılımlı ve ombilikal dolgusuyla tipik rotaloidal karakter taşıyor ve *Rotaliidae* familyası içinde düşünölmelidir.

DEĞİNİLEN BELGELEE

- Bozkaya, Ö., 1991, Hekimhan güneyi (KB Malatya) Üst Kretase-Tersiyer yaşlı sedimanter istifin mineralojik-petrografik ve jeokimyasal incelenmesi: C.Ü. Fen Bilimleri Ens., Yüksek Lisans Tezi, 227 s., Sivas.
- İnan, N., Kurt, İ. ve Demirbaş, M., 1992, Kretase-Paleosen geçişinde yeni paleontolojik bulgular: İğdir kireçtaşı (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
- Özgen, N. 1992, Elazığ çevresinde yüzeyleyen Üst Maestrihtiyen-Paleosen yaşlı birimlerin paleontolojik incelenmesi: C.Ü. Fen Bilimleri Ens., Yüksek Lisans Tezi, 100 s., 5İv., Sivas.
- Seymen, İ., 1975, Kelkit vadisi kesiminde Kuzey Anadolu Fay Zonunun Tektonik özelliği: Doktora Tezi, İTÜ Maden Fakültesi Yayını, İstanbul
- Sirel, E., 1973, Description of a new *Cuvillierina* species from the Maastrichtian of Cide (Northern Turkey): Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni 16/2,69-76, Ankara
- Sirel, E., 1991, Cide bölgesi (Kuzey Türkiye) Mestrihtiyeninde bulunan yeni bir foraminifer cinsi *Cideina* n. gen.: Maden Tetkik ve Arama Dergisi, 112, 149-154, Ankara

Levha II

Cideina soezerii (Sirel)

Taşlıca Köyü (Reşadiye-Tokat)

- Şekil 1-2: Septal-flap'i gösteren ekvatoryal kesitler, 1. Paratip, R 103-5, X25, İ.S.G.N.7, X22,5
- Şekil 3-4: Ekvatoryalimsi kesitler, R 103-5, X25- R 103, X25
- Şekil 5-6: Trokospirál devreyi, son spiraldeki boşlukları ve lateral locaları gösteren eksenelimsi kesitler, R 103-1, X25,5, İ.S.G.N. 8,X30
- Şekil 7-8: Lateral locaları gösteren eğik (tanjansiyel) kesitler, R 103-5, X25, R 103-5, X26

Plate II

Cideina soezerii (Sirel)

Taşlıca Village (Reşadiye-Tokat-Turkey)

- Figure 1-2: Equatorial sections showing septal-flap, 1. Paratype, R 103-5, X25, İ.S.G.N.7, X22,5
- Figure 3-4: Subequatorial sections, R 103-5, X25- R 103, X25
- Figure 5-6: Subaxial sections showing lateral chambers, trochospiral cycle and gap in the last spiral, R 103-1, X25,5, İ.S.G.N. 8,X30
- Figure 7-8: Tangential sections showing lateral chambers, R 103-5, X25, R 103-5, X26

LEVHA II
PLATE II



1



2



5



3



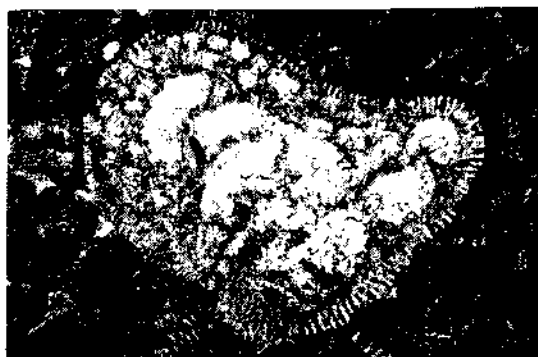
6



7



4

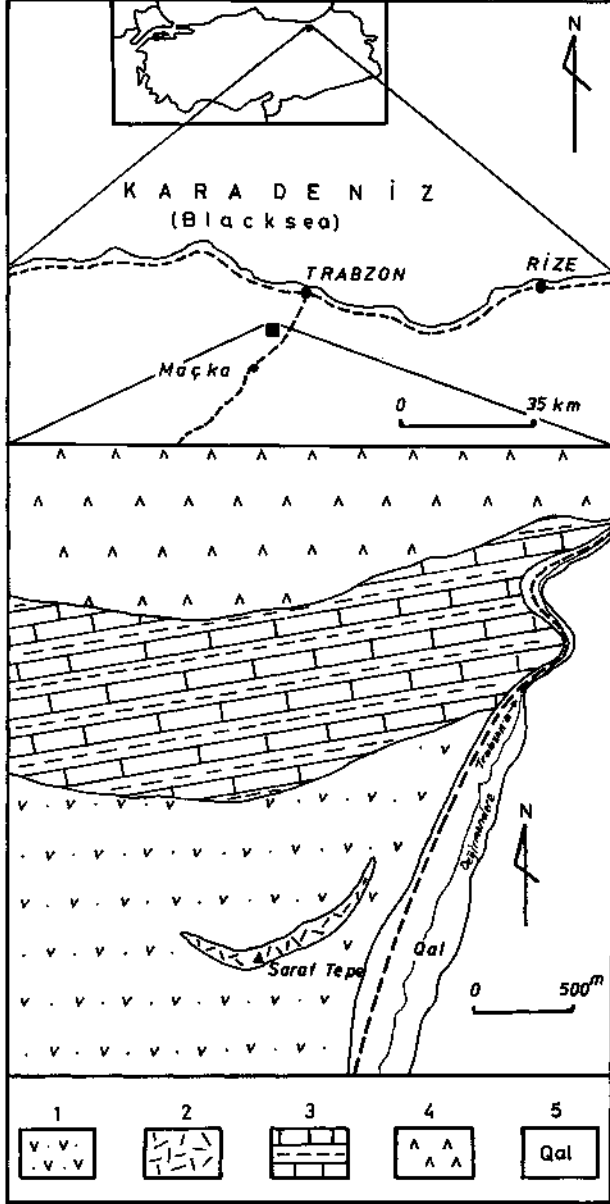


8

MİKROSKOPİK ÖZELLİKLER

Yapılan mikroskopik incelemelere göre bazanitler mikrogranüler porfirik dokuda olup başlıca plajiyoklas, ojit

ve lössitten, az miktarda biyotit ve lamprobolitten meydana gelmişlerdir. Bunlar nadiren de nefelin içerirler. Plajiyoklaslar %61 An içeren labradorit türüdür. Ojitler idiomorfik



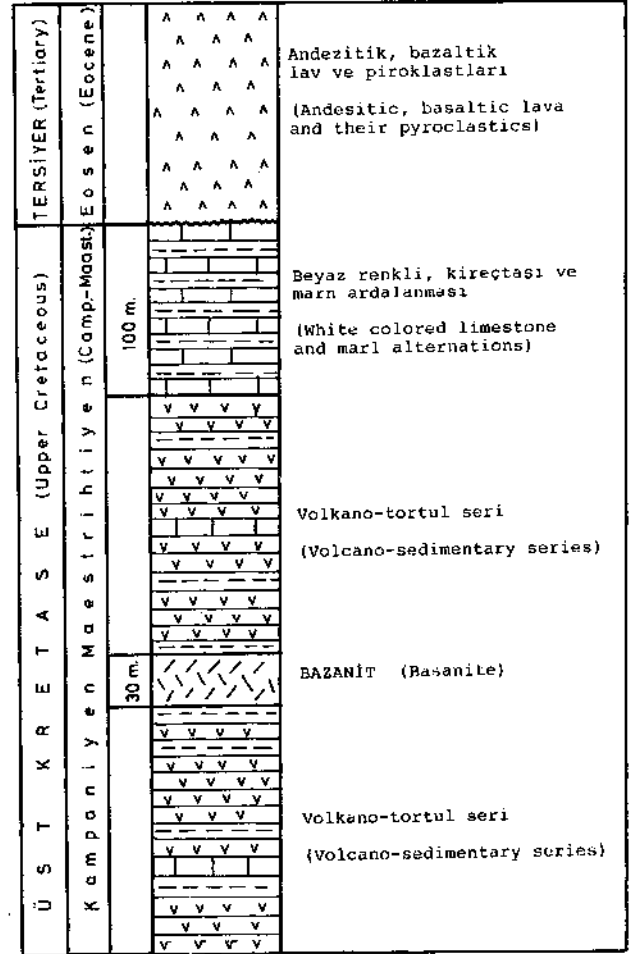
Şekil 1. İnceleme alanının konumu ve jeoloji haritası (1: Volcano-tortul seri (Üst Kretase), 2: Bazanit (Üst Kretase), 3: Kireçtaşı-mam ardalanması (Üst Kretase), 4: Andezitik-bazaltik lav ve piroklaslar (Eosen), 5: Alüvyon (Kuvaterner)

Figure 1. Location and geological map of the study area (1: Volcano-sedimentary series (Upper Cretaceous), 2: Basanite (Upper Cretaceous), 3: Limestone and marl (Upper Cretaceous), 4: Andesitic-basaltic lava and pyroclastics (Eocene), 5: Alluvium (Quaternary)

Ana elementl. (Major elem.) (WT %)	Ö R N E K N O (Sample No)					
	Trb-1	Trb-2	Trb-3	Trb-4	Trb-5	Trb-6
SiO ₂	43.05	43.66	44.19	43.88	42.34	43.67
TiO ₂	0.98	0.98	0.89	0.93	0.88	0.88
Al ₂ O ₃	14.68	15.86	16.10	15.62	15.84	16.10
Fe ₂ O ₃	8.10	8.11	7.69	8.34	7.80	7.72
FeO	7.28	7.29	6.91	7.50	7.01	6.94
MnO	0.35	0.16	0.16	0.16	0.16	0.16
MgO	5.99	5.60	4.87	5.67	4.99	4.91
GaO	12.48	10.71	10.96	11.80	11.87	11.61
Na ₂ O	3.36	2.73	3.09	3.20	3.77	3.40
K ₂ O	2.38	3.41	2.47	2.54	2.83	3.08
LOI	7.48	7.10	7.95	6.66	8.01	6.80

Çizelge 1. Bazanitlerin ana element analiz sonuçları

Table 1. Chemical results of major elements of basanites



Şekil 2. İnceleme alanının stratigrafik dikme kesiti

Figure 2. Stratigraphic columnar section of the study area

ÜST KRETASE BAZANİTİ

olup yer yer zonlu kristallenme gösterirler. Lössitler ise yuvarlak kristaller halinde ve polisentetik ikizlenme gösterirler. Çok seyrek olarak gözlenen nefelinler kayaç içinde küçük özşekilli kristaller halinde görülür. Biyotitler ise lameller halinde bulunmaktadır.

JEOKİMYASAL İNCELEMELER

Bazanitlerin kökenini ve oluşumunu açıklamak için bunların ana ve iz element analizleri yapılmıştır (Çizelge 1 ve 2). Analizlerden elde edilen değerler değişik yazarlar tarafından önerilen diyagramlara uygulanmıştır.

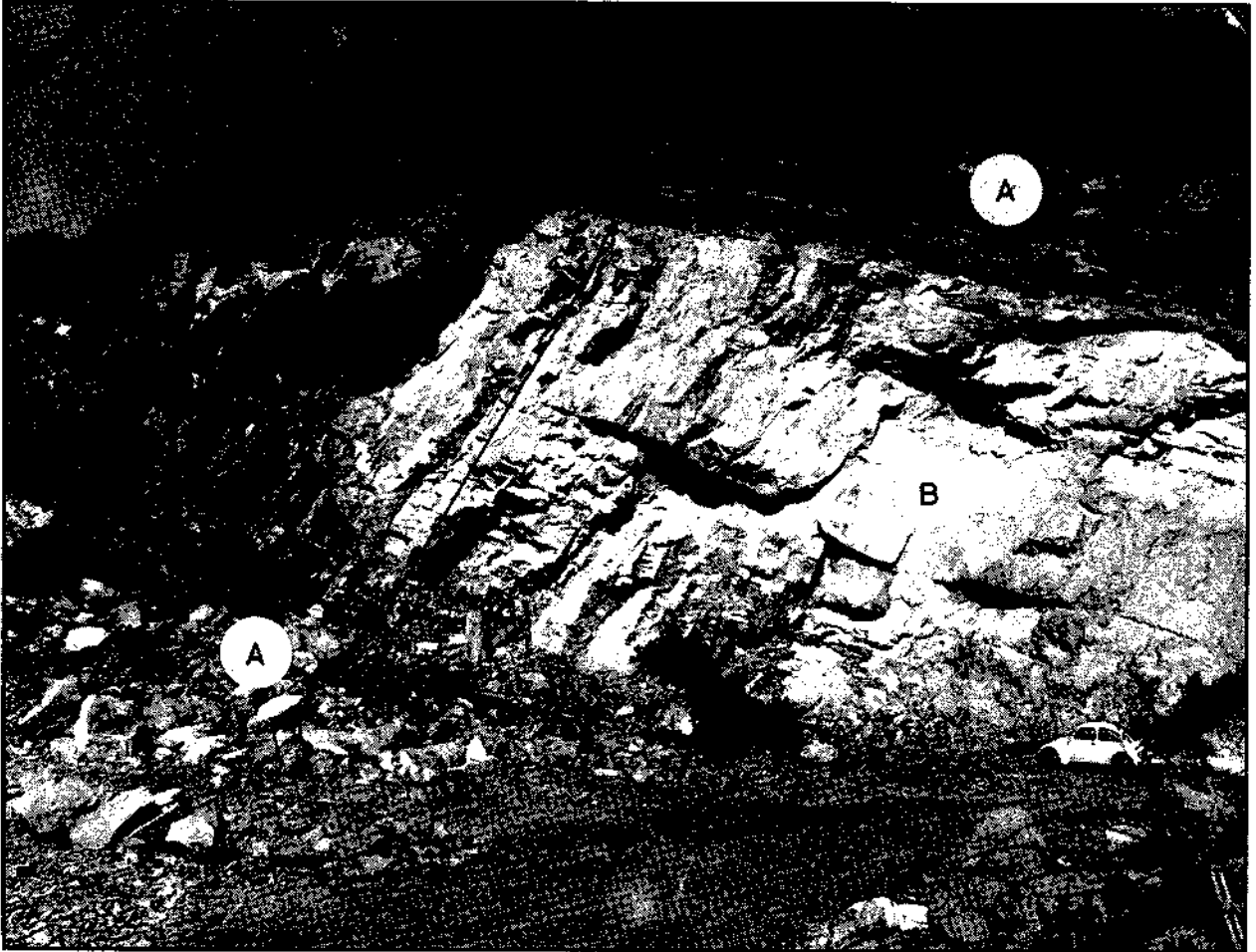
Volkanitlerin kimyasal analizlerinden alkali ($Na_{20}+K_{20}$) ve SiO_2 kapsamları kullanılarak yapılan diyagramda Irvine ve Baragar (1971), McDonald ve Katsura (1964) ve Kuno (1960) ayırım hatları kullanıldığında, bunların tamamının alkalin özellikte oldukları görülür (şekil 4).

Bazanitleri kimyasal yönden daha ayrıntılı olarak

İz El. (Trace (ppm))	Ö R N E K N O (Sample No)					
	Trb-1	Trb-2	Trb-3	Trb-4	Trb-5	Trb-6
V	195	194	183	199	193	189
Cr	91	66	59	61	55	54
Ni	45	49	31	42	33	39
Rb	34	38	43	43	72	29
Sr	2108	2238	3210	1876	2323	3302
Y	6	6	5	9	5	5
Zr	197	204	231	195	201	244
Nb	23	23	28	25	26	33
Ba	1326	1391	1660	1280	1520	1543
La	127	132	146	134	131	141
Ce	246	285	262	243	273	260
Th	12	21	39	27	35	45

Çizelge 2. Bazanitlerin iz element analiz sonuçları

Table 2. Chemical results of trace elements of basanites



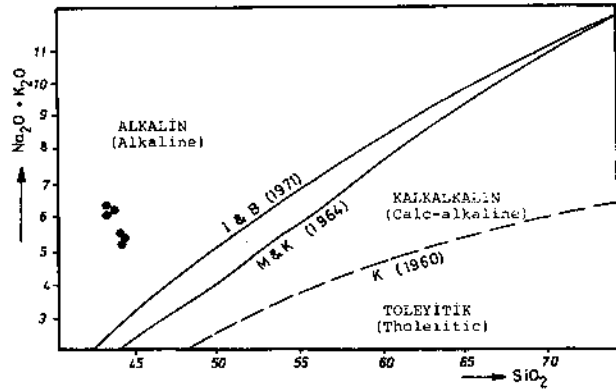
Şekil 3. Saraf Tepe (Trabzon) Bazaniti (A: Volcano-tortul seri, B: Bazanit)

Figure 3. Basanite of Saraf Tepe (Trabzon) (A: Volcano-sedimentary series, B: Basanite)

adlandırmak için Zanettin (1984) diyagramı kullanılmış ve örneklerin tamamının bazanit alanına düştükleri görülmüştür (şekil 5).

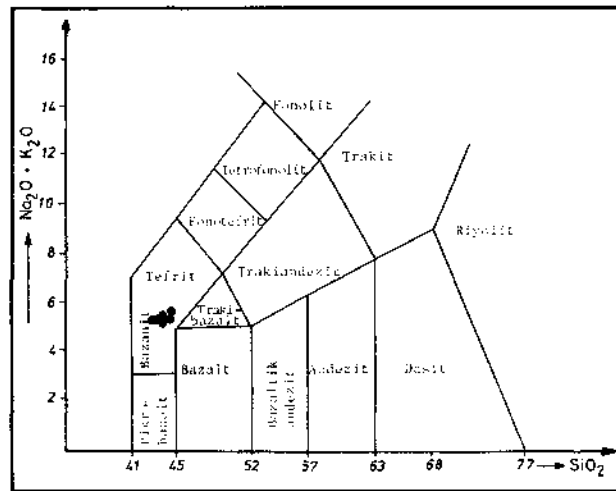
Bu bazanitlerin jeotektonik konumlarını belirlemek üzere Pearce (1980)'nin TiO_2 - Zr (şekil 6) ve De Albuquerque (1979)'nun Rb-Sr (şekil 7) ve K- Ba (şekil 8) diyagramlarından yararlanılmıştır. Bu diyagramlara göre bazanitler ada yayı volkanizması özelliği taşımaktadırlar.

Pearce (1976) ise, bazik volkanik kayaların jeotektonik konumlarını belirlemek için F1-F2 diyagramı oluşturmuş, inceleme alanındaki bazanitik lavlar bu diyag-

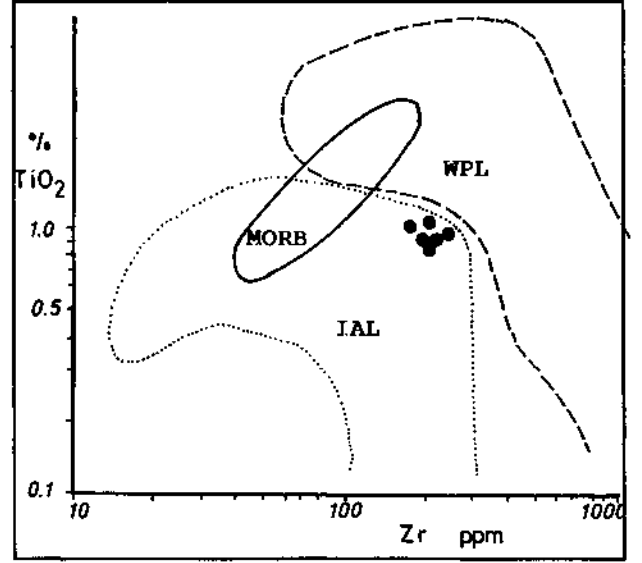


Şekil 4. Bazanitin alkali-silis kapsamına göre sınıflandırılması (K: Kuno (1960); M&K: Mc Donald ve Katsura (1964); I&B: Irvine and Baragar (1971))

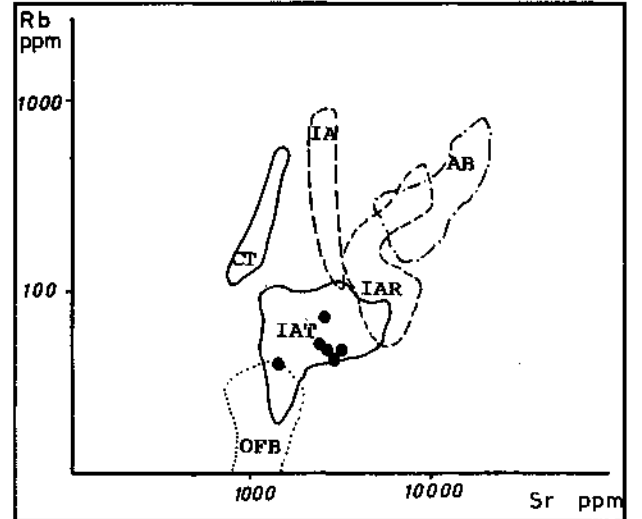
Figure 4. Alkali-silica diagram of basanite (K: Kuno (1960); M&K: Mc Donald and Katsura (1964); I&B: Irvine and Baragar (1971))



Şekil 5. Bazanitin Zanettin (1984)'e göre adlandırılması
Figure 5. Nomenclature of the basanite according to Zanettin (1984)



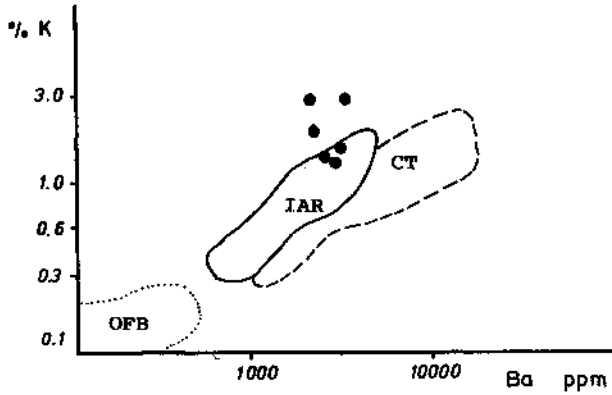
Şekil 6. Bazanitin Zr/ TiO_2 diyagramı (Pearce, 1980) (MORB: Okyanus ortası sırt bazaltları, WPL: Plaka içi bazaltları, IAL: Ada yayı lavları)
Figure 6. Distribution of basanite on Zr vs. TiO_2 diagram (Pearce, 1980) (MORB: Mid oceanic ridge basalts, WPL: Within plate basalts, IAL: Island arc lavas)



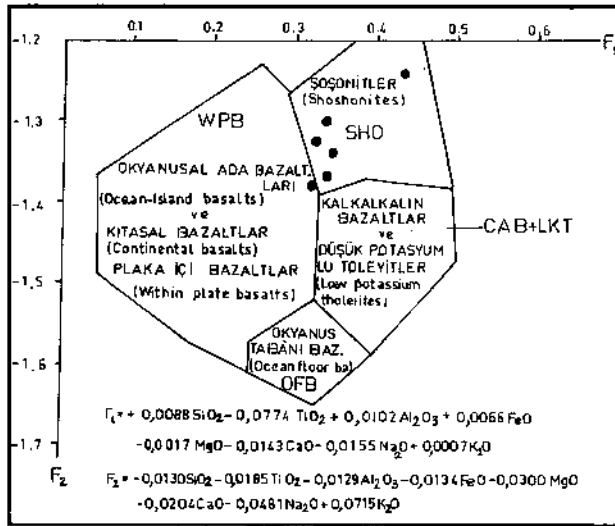
Şekil 7. Bazanitin Rb/Sr diyagramı (De Albuquerque, 1979) (IAR: Ada yayı kayalar, CT: Kitasal toleyitler, OFB: Okyanus tabanı bazaltları, AB: Alkali bazaltlar, IAT: Ada yayı toleyitleri, IA: Ada yayı (Yeni Zelanda))
Figure 7. Distribution of basanite on Rb vs. Sr diagram (De Albuquerque, 1979) (IAR: Island arc rocks, CT: Continental tholeiites, OFB: Ocean floor basalts, AB: Alkali basalts, IAT: Island arc tholeiites, IA: Island arc (New Zealand))

ÜST KRETASE BAZANİTİ

rama taşındıkları zaman şoşonitik kayaç alanında yer almışlardır (şekil 9). Şoşonitik kayaçlar dalma-batma zonlanım hendekten en uzak ürünleridir ve çoğu zaman alkali kayaçlardan pek ayırt edilemezler. Bu nedenle örnekler şekil 4'te de alkali alanda yer almışlardır. Esasen, inceleme alanındaki lavların, normal alkali bazaltlara oranla daha düşük TiO_2 içermekte oluşları; K_2O/Na_2O oran değerlerinin



Şekil 8. Bazanitin K/Ba diyagramı (De Albuquerque, 1979) (IAR: Ada yayı kayaçları, CT: Kitasal toleyitler, OFB: Okyanus tabanı bazaltları)
Figure 8. Distribution of basanite on K vs. Ba diagram (De Albuquerque, 1979) (IAR: Island arc rocks, CT: Continental tholeiites, OFB: Ocean floor basalt)



Şekil 9. Bazanitlerin F1-F2 ayrıştırma diyagramı (Pearce 1976) WPB: Levha içi bazalün OFB: Okyanus sırtı bazaltları LKT: Düşük potasyumlu toleyitler SHO: Şoşonitler CAB: Kalkalkalen bazaltlar
Figure 9. F1-F2 diagram of basanites (Pearce 1976) WPB: Within plate basalts OFB: Ocean floor basalts LKT: Low potassium tholeiites SHO: Shoshonites CAB: Calc alkali basalts

1 civarında olması; yüksek değerlerde Sr., Ba., Rb., La., içermeleri; toplam alkali bileşimlerinin %5'in üzerinde olması gibi özellikler de bunların şoşonitik seriye ait olabileceklerini vurgulamaktadır. Ayrıca petrografik incelemelerle bu lavlarda bulunan lamprabolit, biyotit, lösit ve nefelin kristalleri de şoşonit tanımı ile uyumludur.

Ayrıca inceleme alanındaki volkanitlerin N-tipi okyanus ortası sırtı bazaltlarına göre normalize edilmiş (N-MORB) multi-element dağılım diyagramları da yapılmış (şekil 10) ve alkali trend'ten ziyade tipik kalkalkalen trend ile uyum halinde oldukları görülmüştür. Böylece, volkanitlerin şoşonitik özellikler taşıdıkları ve bazik bileşimde olmaları nedeniyle de "Abrosakit" olarak ta adlanabilecekleri belirginleşmektedir. Şoşonitik kaya, birliği ayrıntılı olarak Morrison (1980) tarafından tanımlanmıştır. İnceleme alanındaki volkanitlerin majör, iz ve nadir toprak element analizleri göz önüne alındığında (Tablo 1 ve 2), tümünün Morrison (1980) tarafından şoşonitik volkanik kayaçlar için önerdiği ve belirlediği sınırlar içinde kaldıkları ortaya çıkmaktadır.

TARTIŞMA VE SONUÇLAR

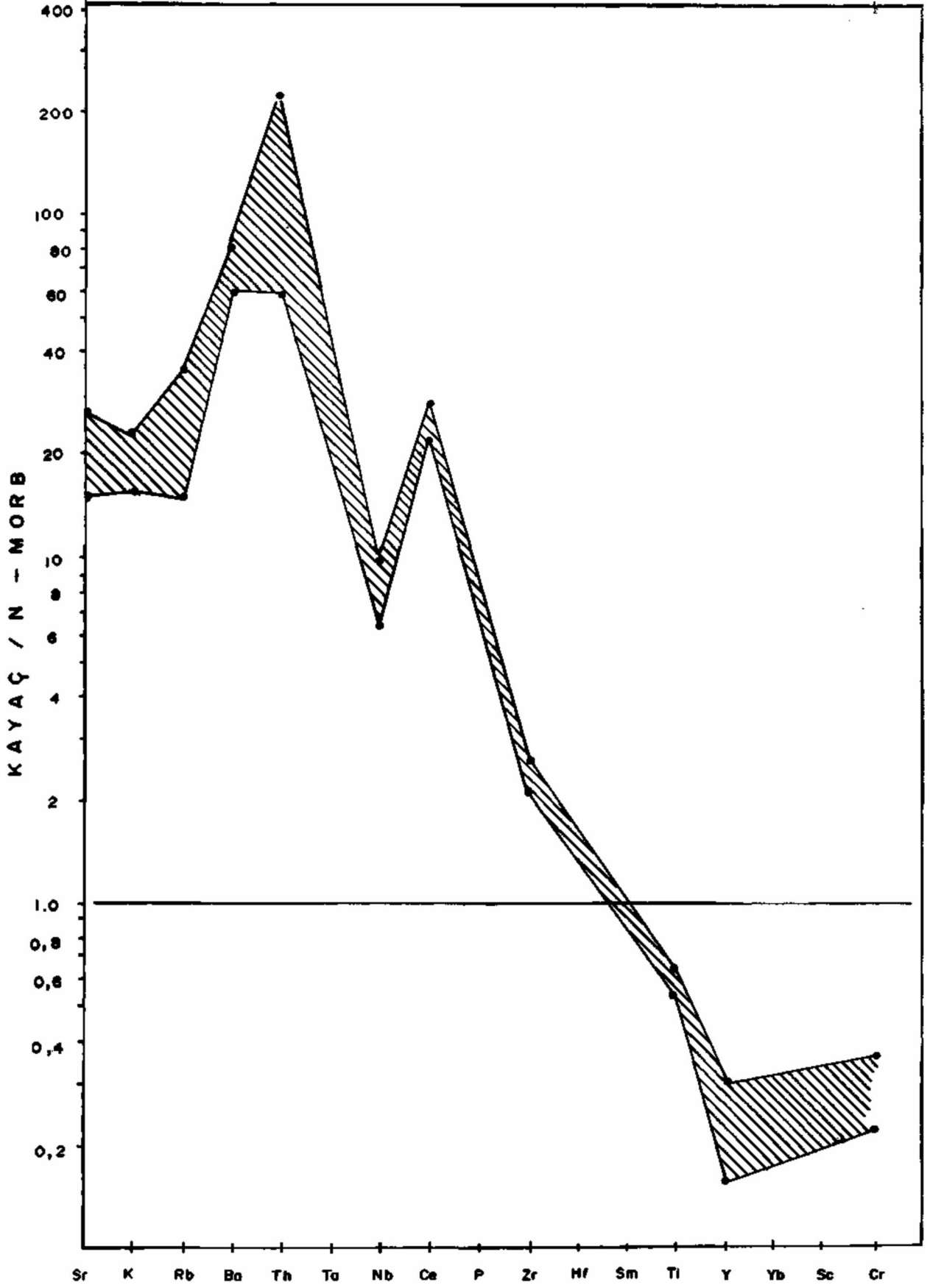
Bazanitler, Pontid kuşağında Üst Kretase yaşlı şoşonitik ve alkali bir volkanizmanın varlığını ve bu volkanizmanın bir ada yayında oluştuğunu göstermektedir. Ada yaylarının başlangıç aşamalarındaki subalkalen (Kalkalkalen+toleyitik) nitelikli lavların daha sonra şoşonitik ve alkali nitelikli bazik volkanitlere dönüştükleri göz önüne alındığında (Jakes ve White, 1971 ve 1972), inceleme alanındaki bazanitlerin Pontidlerdeki Üst Kretase yaşlı ada yayı volkanizmasının son evrelerinde oluştuğu belirlenmektedir.

KATKI BELİRTME

Bu çalışma KTÜ Araştırma Fonu tarafından desteklenen bir projenin bir bölümünü oluşturmaktadır. Jeokimyasal analizleri yapan H. Kulu (Stuttgart / Almanya)'ya, paleotolojik tayinleri yapan Prof. Dr. E. Meriç ve Doç. Dr. I. Tansel I. Ü.) 'e, yorumsal katkıda bulunan Dr. Nuri Terzioğlu'na (TPAO) ve arazi çalışmalarını destekleyen KTÜ Araştırma Fonu'na teşekkür ederiz.

DEĞİNİLEN BELGELER

Barbieri, M., Calderoni, C, Ferrini, V., Masi, U., Nicoletti, M., Petruccianni, C, and Tolomeo, L., 1985, Geochemistry and geochronology of volcanic rock from eastern Pontids (Trabzon, NE Turkey), Terra Cognita, 5,280.
 Bektaş, O., 1984, Doğu Pontidlerde Üst Kretase yaşlı şoşonitik volkanizma ve jeotektonik önemi, KTÜ Yer Bil. Dergisi, Jeoloji, 3,53-62.



Şekil 10. Bazanitlerin N-tipi Okyanus Ortası sırtı Bazaltlarına göre normalize edilmiş element kapsamları
 Figure 10. N-Type MORB normalized element patterns of basanites

ÜST KRETASE BAZANİTİ

- De Albuquerque, C. A. T., 1979, Origin of the mafic rock of southern Nova Scotia, Geol. Soc. Amer. Bull., 90,719-731.
- Eğin, D., Hirst, D. M. and Phillips, P., 1979, The petrology and geochemistry of volcanic rock from the northern Harşit river area, NE Turkey, Pontid volcanic province, Northeast Turkey, Jour. Vole. Geoth. Res., 6,105-123.
- Gedik, A., Ercan, T., Korkmaz, S., Karataş, S., 1992, Rize-Fındıklı-Çamlıhemşin (Doğu Karadeniz) arasında yer alan magmatik kayaların petrolojisi ve Doğu Pontidler'de ki bölgesel yayılımları, Türkiye Jeoloji Bülteni, 35,15-38.
- Gedikoğlu, A., Pelin, S. ve Özsayar T., 1979, The main lines of geotectonic development in the east Pontids in the Mesozoic areas, Geotectonics-1,555-580.
- Genç, S. ve Güven, İ. EL, 1990, Petrology and geotectonic significance of Eastern Pontid volcanics in the region of Trabzon-Gümüşhane-Giresun: Inter. Earth Sci. Aegean Regions, Abstracts, 211-212, Izmir.
- Gümüş, A., 1978, La petrologie et l'age radiometrique des laves a feldspathoides des environs de Trabzon (Turquie), Geologica Balcanica, 8/4,17-26.
- Irvine, T.N. and Baragar, W. R. A., 1971, A guide to the chemical classification of the common volcanic rock, Can. Jour. Earth Sci. 8,523-548.
- Jakes, P. and White, A. J. R., 1971, Composition of island arcs and continental growth, Earth Planet. Sci. Lett., 12,224-230.
- Jakes, P. and White, A. J. R., 1972, Major and trace element abundances in volcanic rocks of orogenic areas, Geol. Soc. Amer. Bull., 83,28-40.
- Kuno, H., 1960, High-alumina basalts, Journal of Petrology 1,589-637.
- Manetti, P., Peccerillo, A., Poli, C., Corsini, F., 1983, Petrochemical constraints on the models of Cretaceous-Eocene Tectonic evolution of the eastern Pontic Chain (Turkey), Cretaceous Res., 4, 159-172.
- McDonald, G.A. and Katsura, T., 1964, Chemical composition of Hawaiian lavas, Jour. of Petrology 5, 82-133.
- Morrison, G. W., 1980, Characteristics and tectonic setting of the shoshonitic rock association: Lithos, 13, 97,108.
- Pearce, J. A., 1976, Statistical analysis of major element patterns in basalts: J. Petrology, 17,15-43.
- Pearce, J. A., 1980, Geochemical evidence for the genesis and eruptive of lavas from Telhyan ophiolites: In Ophiolites, Proceedings International Ophiolite Symposium Cyprus 1979,261-272.
- Peccerillo, A. and Taylor, S.R., 1975, Geochemistry of Upper Cretaceous volcanic rocks from the Pontic chain, northern Turkey, Bull. Volcan., 39/4, 557-569.
- Tokel, S., 1989, Kuzey Anadolu'da yitim ve çarpışma kökenli granitoidlerin kimyasal ve metalojenik açıdan araştırılması, H.Ü. Yerbilimleri Bült., 15, 129-137.

Kurallarına göre yeniden yazılarak bu makalede sunulmuştur.

Korgantepe Konglomerası

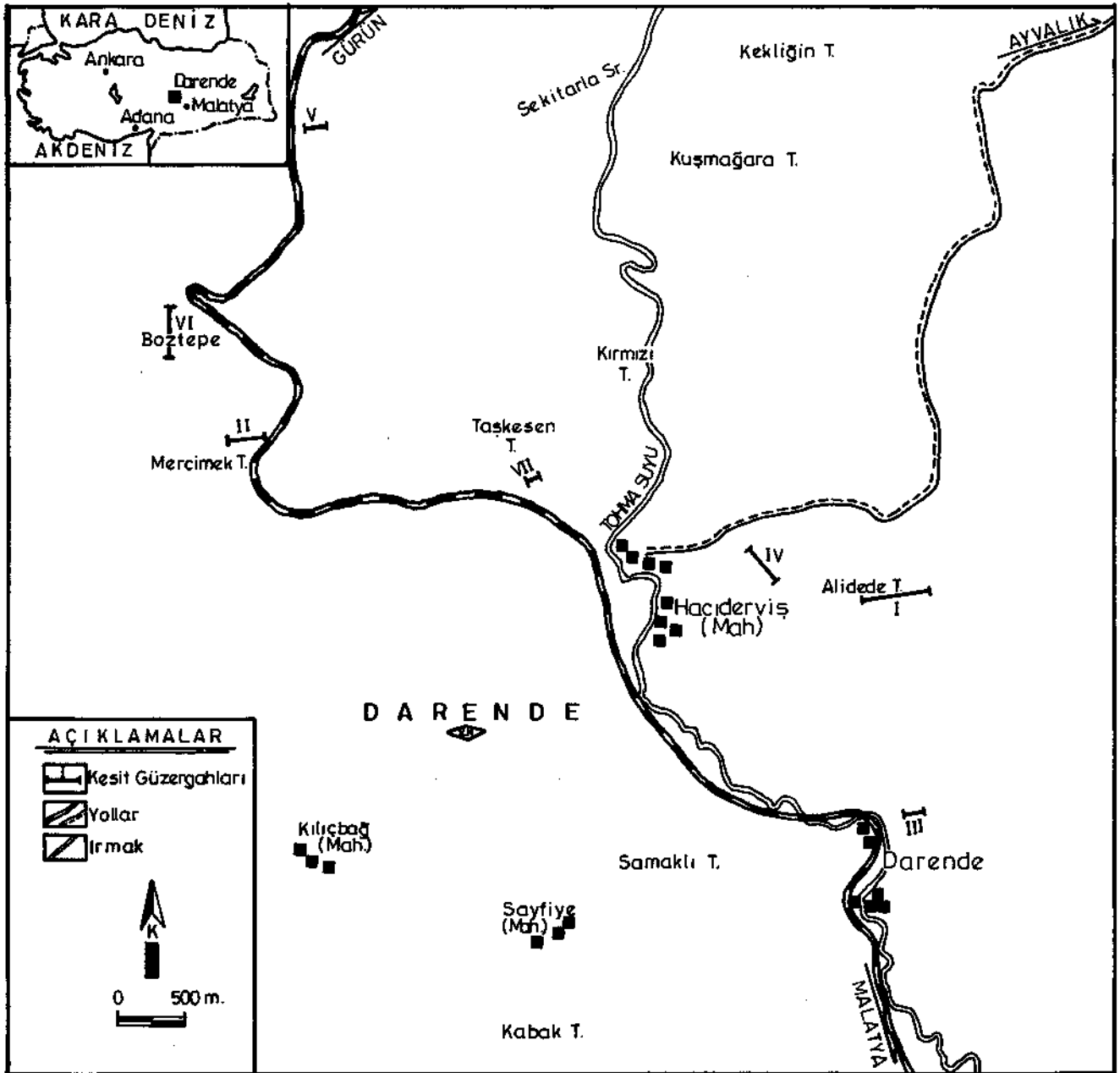
Tanım: Birimin adı, en iyi gözlemlendiği Korgan Tepe'den alınmıştır. Darende havzasında Korgan Tepe, İnebel, Sersi Tepe ve Kantarus boğazında yüzeylemektedir.

Darende havzası Lütesiyeni'nin tabanında yer alan Korgantepe konglomerasına inceleme alanı sınırları içerisinde rastlanılmamıştır.

Asartepe Formasyonu

Tip yeri: Formasyonun adı, en iyi yüzeylendiği Yukarı-Aşağı Ulupınar köyleri arasında Malatya yolunun batısında bulunan Asartepe'den alınmıştır. Formasyon, inceleme alanında Darende-Ayvalık ve Darende-Gürün yolu boyunca izlenir.

Tip ve yardımcı kesitler: Tip kesiti Akkuş, 1970 tarafından Asartepe'de ölçülmüştür. Bu birimden ölçülen referans kesitler; Elbistan K 38-C3 paftasında



Şekil 1. İnceleme alanı ölçülü kesitleri.

Figure 1. Locations of measured sections of the investigated area.

DARENDE TERSİYER İSTİFİ

Mercimektepe'de başlangıç X:66975; y:70725 ile bitiş X:66700; X:70700 koordinatlarında, Darende-Gürün yolu üzerinde, Elbistan K 38-c3 paftasında başlangıç X:66250. y:73075; bitiş X:66300. Y:73125 koordinatlarında ve Darende ilçesinde, Elbistan K 38-c3 paftasında başlangıç X:67180, Y:70325 ile bitiş X:67950. Y:70350 koordinatlarında, Boztepe civarında ise Elbistan K 38-C3 paftasında başlangıç X:65350, Y:71750; bitiş X:65350, Y:71375 koordinatlarında yer alırlar.

Litoloji özellikleri: Birim tabanda sarımsı renkli kireçtaşı ve üzerinde açık gri, yeşilimsi renkli marnlar ile yer yer kumtaşı düzeyleri içermektedir. Tabaka kalınlığı kireçtaşında 25-50 cm, marn da ise 5-10 cm arasında değişmektedir.

Kalınlık: Tip yerinde 125 m'dir (Akkuş, 1970). İnceleme alanında ise 10-97 mler arasında değişmektedir.

Alt, Üst ve Yanal Sınırlar: Formasyon inceleme alanı dışında altta Korgan tepe konglomerasıyla, üstte ise Darende formasyonu ile uyumludur. Darende-Ayvalı yolu üzerinde Alidedetepe, Mercimek tepe ve Darende-Gürün yolu üzerinde yayılım göstermekte ve Gürün'e doğru devam etmektedir.

Fosiller ve yaş: Formasyonu oluşturan çökellerin marnlı düzeyleri, planktik foraminifer ve ostrakod ile az oranda da bentik foraminifer içermektedir. Kireçtaşı düzeylerinde ise bentik foraminiferlerden özellikle Nummulitesler gözlenir. Bu fosillere göre formasyonunun yaşı Lütesiyen'dir.

Darende Formasyonu

Tip yeri: Formasyonun adı iyi yüzeylediği Darende ilçesinden alınmıştır. Darende-Ayvalı yolu boyunca ve Malatya yolunun heriki tarafından en iyi şekilde görülür.

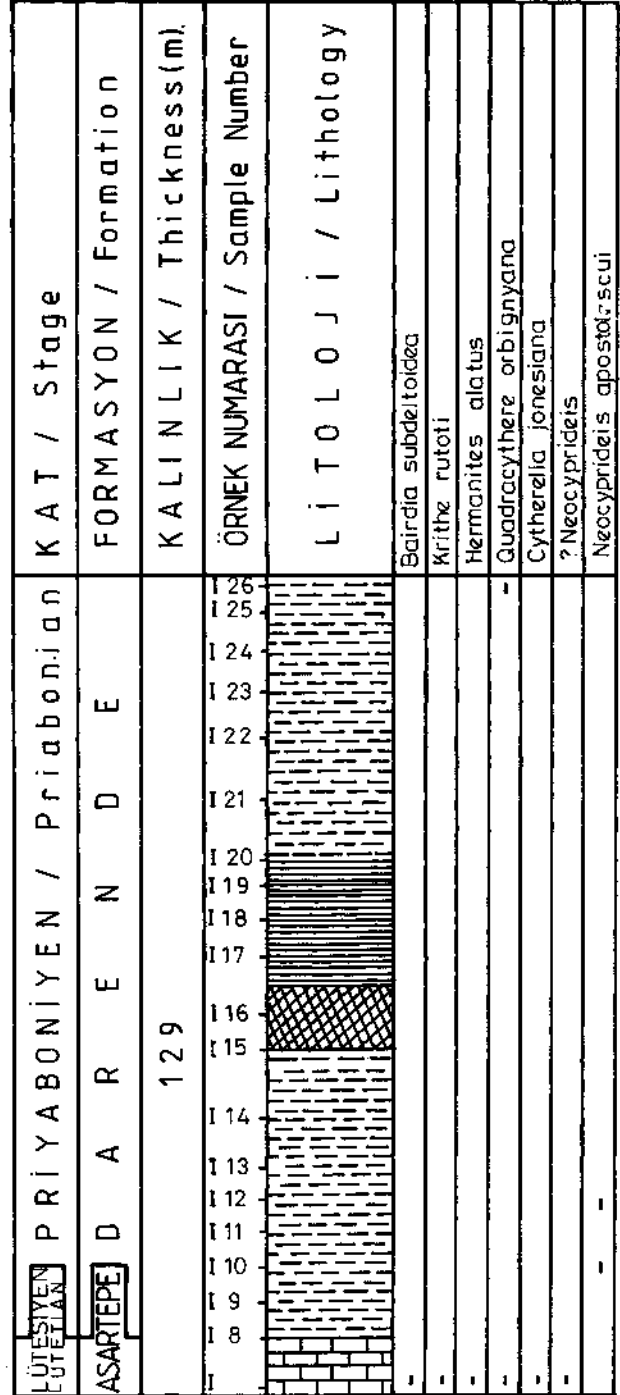
Tip ve yardımcı kesitler: Tip kesiti Akkuş, 1970 tarafından Darende-Ayvalı yolu üzerinde ölçülmüştür, inceleme alanında ölçülen referans kesiti, Malatya K 39-d₄ paftasında başlangıç X:70600; Y:69575 ile bitiş X:70250; Y:69500 koordinatları arasında yer alır.

Litoloji özellikleri: Birim genellikle açık gri boz renkli, jips arakatlı kumtaşı, siltaşı ve marn ardalardan oluşmuştur. Kumtaşı tabakaları 10-15 cm kalınlıkta olup, tabanından oygu-dolgu izleri görülebilmektedir. Tabandan tavana doğru değişik kalınlıkta (2-12 m) ve farklı seviyelerde jips düzeyleri görülmektedir.

Kalınlık: İnceleme alanında Akkuş, 1970 tarafından ölçülen tip kesitin kalınlığı 190 m'dir. Referans kesitlerde ise kalınlık 110-120 m'dir.

Alt, Üst ve Yanal Sınırlar: Formasyon tabanda Asartepe formasyonu ile uyumlu, üstte ise Çaybaşı formasyonu ile uyumsuzdur. İnceleme alanının güneyinde Balaban yöresinde de devamlılık sunar

Fosiller ve Yaş: Formasyonu oluşturan çökeller ostrakod ve bentik foraminifer içermektedir. Bu fosillere göre formasyonun yaşı Priyaboniyen'dir.



Şekil 2. Alidedetepe ölçülü stratigrafi kesiti (I).

Figure 2. Alidedetepe measured stratigraphic section.

Çaybaşı Formasyonu

Tip yeri: Formasyonun adı, iyi yüzeylendiği Balaban ilçesi güneybatısındaki Çaybaşı mahallesinden alınmış olup, bu bölge inceleme alanının dışında kalmaktadır.

Tip Kesiti: Tip kesiti Darende havzasının güneyinde Balaban ilçesinin güneybatısında Çaybaşı dolayında ölçülmüştür (Akkuş, 1970).

Litoloji özellikleri: Genellikle farklı litolojideki çakılları içeren karbonat çimento ile tutturulmuş konglomeradan oluşmuştur.

Kalınlık: Tip kesitteki kalınlığı 25 m'dir. İnceleme alanında kalınlığı 5 m civarındadır.

Alt ve Üst Sınır: Birim inceleme alanında Darende ilçesi güneyindeki tepelerde hemen hemen yatay olarak izlenmekte olup, Darende ve Asartepe formasyonlarını uyumsuz olarak örter.

Fosiller ve Yaş: Formasyon içinde herhangi bir fosil yoktur. Ancak bölgedeki stratigrafik konumuna göre Pliyo-Kuvaterner olarak yaşlandırılmıştır (Akkuş, 1970).

Ölçülü Stratigrafi Kesitleri

İnceleme alanında Tersiyer yaşlı birimlerin ostakod ve foraminifer içeriğini incelemek ve bu faunaya göre istifin stratigrafisini ortaya koymak amacıyla 7 adet ölçülü stratigrafi kesiti alınmıştır (şekil 1).

AlMedetepe Ölçülü Stratigrafi Kesiti (I)

Kesit Alidedetepe'de Malatya K 39-d4 paftasında başlangıç X:70600; Y:69575 ile bitiş X:70250; Y:69500 koordinatları arasında yer almaktadır. Toplam kalınlık 129 m olarak ölçülmüştür. Tabanda 9 m kalınlığında sarımsı, beyaz renkli bol Nummulitesli ve yer yer yumuşak seviyeler içeren Asartepe formasyonunu ait kireçtaşları yer almaktadır. Tabakalar K 70° B doğrultulu olup, 15° GB'ya eğimlidir. Birim içerisinde ostrakodlardan Bairdia suhdeltoidea (Muenster), Krithe rutoti Keij, Hermanites alatus Ducasse, Quadraythere orbignyana (Bosquet), Cythereia jonesiana (Bosquet), Neocyprideis apostolescui (Keij) (şekil 2) ile bentik foraminiferlerden Nummulites millecaput Boubee, Nummulites pinfoldi Davies ve Discocyclina sp. saptanmıştır (şekil 2).

Kireçtaşı seviyesinin üzerinde 120 m kalınlıktaki Darende formasyonu beyaz gri renkli mam ile başlar ve kesitin 55'inci metresinden itibaren 10 m kalınlıkta jips seviyesi ile devam eder. Üstte ise krem renkli, ince laminallı kıltaşı ve marnlı seviyeler yer alır. Kesitin en üst kesiminden alınan örnekte ostakodlardan Quadraythere orbignyana (Bosquet) fosili bulunmuştur. Ayrıca, bu kesitte Sphaerogypsina globulus (Reuss),

Spirolectammına sp., Marssonella sp., Bulmina sp., Heterostegina sp., Discocyclina sp., Marginula sp. gibi bentik foraminiferler Dr. Niyazi Avşar (Ç.Ü.) tarafından tayin edilmiştir.

Mercimektepe Ölçülü Stratigrafi Kesiti (II)

Elbistan K 38-C3 paftasında Mercimektepe'de ölçülen bu kesit başlangıç X:66975; Y:70725 ile bitiş X:66700; Y:70700 koordinatlarında yer alır. Tabanda sert kıymıksı kırıklı, krem, sarımsı renkli bol Nummulites içeren kireçtaşı ile başlamakta ve yeşil, gri renkli mam, kumlu mam ve yer yer kireçtaşı arakatlılarıyla devam etmektedir. Tabakalar 70 °B doğrultulu ve 20-23 °GB'ya eğimlidir. Bu kesit Asartepe formasyonunu içinde 97 m olarak ölçülmüştür.

Birim hem ostrakod, hemde planktik foraminifer içermektedir (şekil 3). Planktik foraminiferlerden Acarinina bulbrooki (Bolü), Acarinina spinuloinflata (Bandy), Acarinina broedermanni (Cushman ve Bermudez), Globigerina linaperta (Bolli), Turborotalia cerroazulensis frontosa (Subbotina), Globigerina eocaena (Guembel), Turborotalia cerroazulensis possagnoensis (Toumarkine ve Bolli) saptanmıştır. Yine aynı kesitte ostrakodlardan Cytherella jonesiana (Bosquet), Bairdia (Bairdoppilata) gliberti Keij, Echinocythereis septentrionalis Ducasse, Quadraythere orbignyana (Bosquet), Echinocythereis isebenana Oertli, Xestoleberis sibglobosa (Bosquet) Krithe rutoti Keij, Tracyleberidea stricda Sönmez-Gökçen, Bairdia subdeltoidea (Muenster) bulunmuştur. Bentik foraminiferlerden ise Clavulinoides szaboî Hantken, Reusella terquemi Cushman, Sphaerogypsina globulus (Reuss), Asterigerina rotula Kaufmann, Assilina exponens Sowerby, Nummulites baupionti d'Archiac ve Haime, Eponides sp., Polymorphina sp., Pararotalia sp., Cibicides sp., Spirolectammına sp., Marssonella sp., Operculina sp. gözlenmiştir.

Darende Ölçülü Stratigrafi Kesiti (III)

Darende ilçesinde Tohma suyunun kenarında ölçülen bu kesit Malatya K 39-d4 paftasında başlangıç X:69500; Y:69625 ile bitiş X:69700; Y:69850 koordinatlarında yer almaktadır. Kesitin tabanında Nummulitesli kireçtaşı yer almaktadır. Oldukça sert olan kireçtaşı sarımsı kahverenkli. Üzerine gri-yeşil renkli kıymıksı kırıklı mam ve kıltaşından oluşan birim yer alır. Tabakalar K 50°D doğrultulu olup, 7 °GD'ya eğimlidir. Kesit Asartepe formasyonu içinden 37 m olarak ölçülmüştür. Birimin tabanından itibaren hemen hemen her seviyesi planktik foraminifer içermektedir (şekil 4). Bu planktik foraminiferler

DARENDE TERSİYER İSTİFİ

Âcarinina bulbrooki (Bolli), Catapsydrax dissimilis (Cushman ve Bermudez), Globigerinatheka mexicana mexicana (Cushman) Globigerina eo-caena (Guembel), Globigerina linaperta Bolli, Turborotalia cerroazulensis pomeroli (Toumarkine ve Bolli), Globigerina venezuelana Hedberg, Turborotalia griffinae Blow, Globigerinatheka index index (Finlay), Catapsydrax sp.'dir. Kesitte planktik foraminiferlerin yanısıra bentik foraminiferler de yer almaktadır. Bunlar Dentalina cummunis d'Orbigny, Hal-kyardia minima (Liebus), Asterigerina rotula Kaufman, Chapmanina gassinensis Silvestri, Discorbis vesicularis Lamarck, Asterocyclina Stella Gümbel, Lagena sp., Cassidulina sp., Cibicides sp., Marginulopsis sp., Uvigerina sp., Pseudonodosaria sp., Robulus sp.'dir.

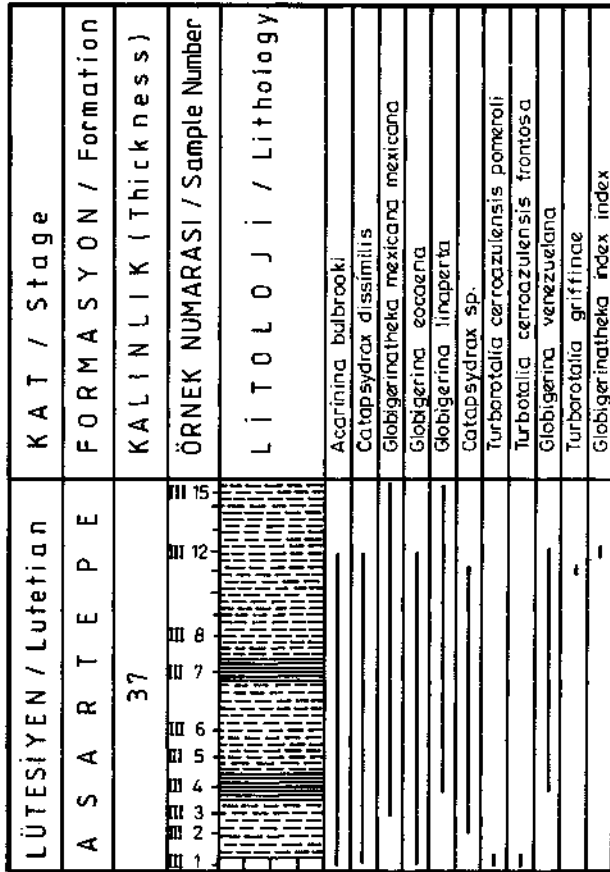
miniferlerin yanısıra bentik foraminiferler de yer almaktadır. Bunlar Dentalina cummunis d'Orbigny, Hal-kyardia minima (Liebus), Asterigerina rotula Kaufman, Chapmanina gassinensis Silvestri, Discorbis vesicularis Lamarck, Asterocyclina Stella Gümbel, Lagena sp., Cassidulina sp., Cibicides sp., Marginulopsis sp., Uvigerina sp., Pseudonodosaria sp., Robulus sp.'dir.

L Ü T E S İ Y E N / L u t e t i a n	K A T / S t a g e	F O R M A S Y O N / F o r m a t i o n	K A L I N L I K / T h i c k n e s s (m .)	Ö R N E K N U M A R A S I / S a m p l e n u m b e r	L İ T O L O J İ / L i t h o l o g y	P L A N K T İ K F O R A M İ N İ F E R L E R		O S T R A K O D L A R	
II 18						Acarinina bulbrooki			
II 17						Acarinina spinuloinfiata			
II 16						Acarinina broedermanni			
II 15						Globorotalia sp.			
II 14						Globigerina linaperta			
II 13						Turborotalia cerroazulensis frontosa			
II 12						Globigerina zocaena			
II 11						Turborotalia cerroazulensis possagnoensis			
II 10						Cytherella jonesiana			
II 9						Bairdia (Bairdopillata) gilberti			
II 8						Echinocythereis septentrionalis			
II 7						Quadracythere orbignyana			
II 6						Cytherella triestina			
II 5						Schizocythere tesellata			
II 4						Echinocythereis isabonana			
II 3						Xestoleberis subglobosa			
II 2						Macrocypris sp.			
II 1						Krithe rufoti			
						Trachyleberidea strikta			
						Bairdia subdeltoidea			
						Cyamocythereidea sp.			

Şekil 3. Mercimektepe ölçülü stratigrafi kesiti (II).
Figure 3, Mercimektepe measured stratigraphic section

Ayvalı Ölçülü Stratigrafi Kesiti (IV)

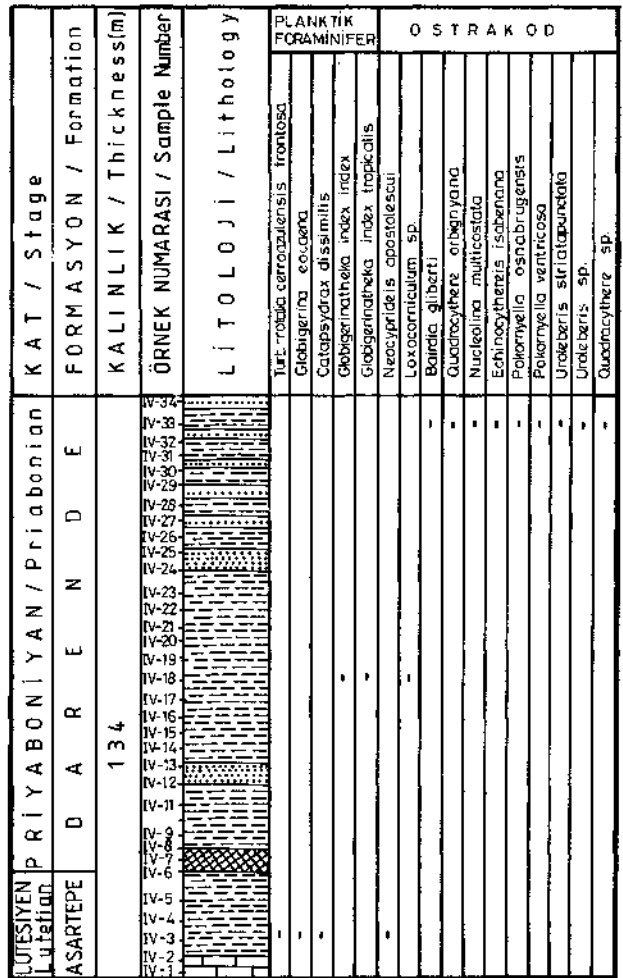
Darende-Ayvalı yolu üzerinde Malatya K 39 d4paftasında başlangıç X:69500; Y:69625 ile bitiş X:-70650; Y:67925 koordinatları arasında ölçülen bu kesitte Asarpete ve Darende formasyonları yer almaktadır. Kesitin tabanında sert, kalın tabakalı sarımsı renkli, bol Nummulitesli kireçtaşı ve üzerinde yeşilimsi renkli marnlar gözlenir. Tabakalar K 60° B doğrultulu ve 15° GB'ya eğilimlidir. Bu seviyeler Asarpete formasyonuna ait olup 25 m kalınlık sunmaktadır. Kireçtaşlanm hemen üzerinde bulunan marnlarda Turborotalia cerroazulensis frontosa (Subbotina), Globigerina eocaena Guembel, Catapsydrax dissimilis (Cushman ve Bermudez), Neocyprideis apostolescui (Keij) saptanmıştır (şekil 5). kesitin 25'inci metresinden itibaren 5 m kalınlıkta beyaz-sarımsı renkli jips seviyesi ile Darende formasyonuna geçilir. Önce marnın hakim olduğu bir düzeyde sonra kumtaşı marn ardalanması şeklinde istif tamamlanır. Darende formasyonu bu kesitte 130 m kalınlıktadır. Kesitin 70'inci metresinden alınan 18 nolu örnekte Globigerinatheka index index (Finlay),



Şekil 4. Darende ölçülü stratigrafi kesiti (III)
Figure 4. Darende measured stratigraphic section

Globigerinatheka index tropicalis (Blow ve Banner) ve Loxocorniculum sp. bulunmuştur. Aynı kesitin 130'uncu metresinden alınan 33 nolu örnekte ise ostrakodlardan Bairdia (Bairdoppilata) gliberti Keij, Quadracythere orbignyana (Bosquet), Nucleolina multicosata (Deltel), Echinocythereis isabonana Oertli, Pokornyella osnabrungensis (Lienenklaus), Pbkornyella ventricosa (Bosquet), Uroleberis striatopunctata (Ducasse), Uroleberis globosa (Ducasse), Cytheretta tenvistriata (Reuss) saptanmıştır.

Bentik foraminiferlerden ise Rotalia trochidiformis Lamarck, Sphaerogypsina globulus (Reuss), Halkyardia minima Liebus, Quenqueloculina sp., Nonion sp., Nodosaria sp., Uvigerina sp., Cibicides sp., Eponides sp. bulunmaktadır.



Şekil 15 • Ayvalı ölçülü stratigrafi kesiti (IV)
Figure 5. Ayvalı measured stratigraphic section

DARENDE TERSİYER İSTİFİ

Dervişbey Ölçülü Stratigrafi Kesiti (V)

Kesit, Darende-Gürün yolu üzerinde, Elbistan K 38-c₃ paftasında başlangıç X:66250, Y:73075; bitiş X:66300, Y:73125 koordinatlarında ölçülmüştür. Tabandan itibaren krem-bej renkli kumtaşı, mam ardalanımıyla başlayıp sonra mam ile devam etmekte, üste

doğru kumtaşı arakatlıktan gözlenmekte ve kireçtaşı ile sona ermektedir. Tabakalar K-G doğrultulu, 18°D'ya eğimlidir. Asartepe formasyonunda ölçülen kesitin kalınlığı 50 m'dir. Kesitin 20 m'lik taban kısmında ostrakodlar'dan *Echinocythereis septentrionalis* Ducassee, *Echinocythereis scabra* (Münster), *Krithe m-*

L Ü T E S İ Y E N / L u t e t i a n	K A T / S t a g e
A S A R T E P E	F O R M A S Y O N / F o r m a t i o n
50	K A L I N L I K / T h i c k n e s s
V-2 V-3 V-4 V-5 V-6 V-7 V-8 V-9 V-10 V-11 V-12 V-13	Ö R N E K N U M A R A S I / S a m p l e N u m b e r
	L İ T O L O J İ / L i t h o l o g y
	<i>Echinocythereis septentrionalis</i>
	<i>Echinocythereis scabra</i>
	<i>Krithe rutoti</i>
	<i>Bairdia (Bairdoppilata) gliberti</i>
	<i>Xestoleberis subglobosa</i>
	<i>Pokorniyella ventricosa</i>
	<i>Macrocypris</i> sp.
	<i>Cytherella triestina</i>
	<i>Schizocythere tessellata</i>
	<i>Hermanites alatus</i>
	<i>Trachyleberis aculeata aculeata</i>
	<i>Caudites orientalis</i>
	<i>Hermanites tribeli</i>
	<i>Leguminocythereis</i> sp.
	<i>Cyamocytheridea</i> sp.
	<i>Paracypris</i> sp.
	<i>Quadracythere orbignyana</i>
	<i>Trachyleberidea strikta</i>
	<i>Uroleberis striatopunctata</i>
	<i>Nucleolina multicostata</i>
	<i>Quadracythere hulusii</i>
	<i>Bairdia subdeltoidea</i>

Ş e k i l 16 . Dervişbey ölçülü stratigrafi kesiti (V)

Ş e k i l 6 . Dervişbey measured stratigraphic section .

toti (Keij), Bairdia (Bairdoppilata) gliberti Keij, Xestoleberis subglobosa (Bosquet), Pokornyella ventricosa (Bosquet), Cytherella triestina Kollmann, Leguminocythereis sp., Hermanites alatus (Ducasse), Trachyleberidea strikta Sönmez-Gökçen, Uroleberis striatopunctatum (Ducasse), Quadracythere hulusu Sönmez-Gökçen, Hermanites triebeli Stchepinsky, Macrocypris sp. saptanmıştır (Şekil 6). Bentik foraminifer içeriği ise şöyledir: Sphaerogypsina globulus (Reuss), Nummulites baumonti d'Archiac ve Haime, Fahiana cf. cassis (Openheim), Clavulieoides szaboi Hantken, Eponides sp., Marginulopsis sp., Nonienella sp., Trilocelina sp., Robuius sp., Cibicides sp., Uvigerina sp., Calcarina sp., Pyrgo sp.'dir.

Boztepe Ölçülü Stratigrafi Kesiti (VI)

Bu kesit; Boztepe'de Elbistan K 38-C3 paftasından başlangıç X:65350, Y:71750; bitiş X:65350, Y:71375 koordinatlarında yer almıştır. Asartepe formasyonu içinde

LÜTESİYEN / Lutetian	KAT / Stage
A S A R T E P E	FORMASYON / Formation
57	KALINLIK / Thickness(m)
VI-19	ÖRNEK NUMARASI / Sample Number
VI-18	LİTOLOJİ / Lithology
VI-17	Bairdia (Bairdoppilata) gliberti
VI-16	Bairdia subdeltoidea
VI-15	Uroleberis striatopunctatum
VI-14	Krithe rutoti
VI-13	Echinocythereis septentrionalis
VI-12	Cytherella triestina
VI-11	Echinocythereis lutfullahi
VI-10	Schizocythere tessellata
VI-9	Pokornyella ventricosa
VI-8	Xestoleberis subglobosa
VI-7	Echinocythereis scabra
VI-6	Cytheretta tenuistriata
VI-5	Macrocypris sp.
VI-4	Hermanites triebeli
VI-3	
VI-2	
VI-1	

Şekil 7. Boztepe ölçülü stratigrafi kesiti (VI)
Figure 7. Boztepe measured stratigraphic section

ölçülen kesit kum taşı ile marndan oluşmuştur. Tabakalar D-B dogrultulu ve 12°K'ye eğimlidir, birim toplam 57 m kalınlık sunmaktadır. Kesitin tabanından itibaren 15 ile 42'inci metreler arasında ostrakodlar saptanmıştır. Bunlar Bairdia (Bairdoppilata) gliberti Keij, Bairdia subdeltoidea (Muenster), Uroleberis striatopunctata Ducasse, Kritfae rutoti Keij, Cytherella triestina Kollmann, Echinocythereis lutfullahi Sönmez-Gökçen, Leguminocythereis sp., Pokornyella ventricosa (Bosquet), Echinocythereis scabra(Münster), Cytheretta cf.tenuistriata (Reuss), Xestoleberis sp.'dir (şekil 7). 15 velö nolu örnekler arasında pelesipod ve ekinid kavkuları da yer almaktadır. Ayrıca, Nummulites perforatus (Montfort), Nummulites baumonti d'Archiac ve Haime, Nummulites aturicus Joly ve Leymerie, Fabiana cassis (Openheim), Assilina exponens Sowerby, Dentalina communis d'Orbigny, Rotalia trochidiformis Lamarck, Sphaerogypsina globulus (Reuss), Asterigerina rotula Kaufmann, Quenqueloculina sp., Lenticulina sp., Bulimina sp., Pararotalia sp., Nonion sp., Cibicides sp., Operculina sp. gibi bentik foraminiferler gözlenmiştir.

LÜTESİYEN / Lutetian	KAT / Stage
A S A R T E P E	FORMASYON / Formation
33	KALINLIK / Thickness
VI-10	ÖRNEK NUMARASI / Sample Number
VI-9	LİTOLOJİ / Lithology
VI-8	Globigerinatheka mexicana mexicana
VI-7	Globigerinatheka subangulobata subangulobata
VI-6	Catapsydrax dissimilis
VI-5	Globigerina linaperta
VI-4	Globigerina globulata
VI-3	Globigerina mexicana barti
VI-2	Acanthina bulbrocki
VI-1	Turbotalia cerroazulensis frontosa
	Turbotalia centralis
	Catapsydrax sp.
	Globigerina lozanoi
	Globigerina cryptophala
	Acanthina broz fermanni
	Turbotalia cerroazulensis peneroti
	Globigerina venezuelana

Şekil 8. Polat ölçülü stratigrafi kesiti (VII)
Figure 8. Polat measured stratigraphic section

DARENDE TERSİYER İSTİFİ

Polat Ölçülü Stratigrafi kesiti (VII)

Darende ilçesinde ölçülen kesit, Elbistan K38-c₃ paftasında başlangıç X:67180, Y:70325 üe bitiş X:67950, Y:70350 koordinatları arasında ölçülmüştür. Tabanda kireçtaşıyla başlayıp gri-yeşil renkli mamla devam eden ve üstte iri Nummulitesler içeren kireçtaşıyla sona erer. Tabakalar K20°D doğrultulu olup, 12°GD'ya eğimlidir. Kesitte Asartepe formasyonu 33 m olarak ölçülmüştür. Mamlar içerisinden derlenen örneklerde saptanan planktik foraminiferler Globigerinatheka mexicana (Cushman), Globigerinatheka subconglobata subconglobata (Shutskaya), Catapsydarax dissimilis (Cushman ve Bermudez), Globigerina linaperta Bolü, Globigerinaa eoceana Guembel, Globigerinatheka mexicana barrii Brönniman, Acarinina bullbrookii (Bolli), Turborotalia cerroazuleensis frontosa (subbotina), Turborotalia centralis (Cushman ve Bermudez), Globigerina lozanoi Colom, Globigerina crytomphala Glaessner, Acarinina broedermanni (Cushman ve Bermudez), Turborotalia cerroazulensis pomeroli (Toumarkine ve Bolli), Globigerinaa venezuelana Hedberg'dir (şekil 8). Ayrıca, Dentalina communis d'Orbingy, Rotalia trochidiformis Lamarck, Cibicides sp., Quinqueloculina sp., Marsonella sp., Uvigerina sp., Textularia sp. gibi bentik foraminiferler de bulunmaktadır.

SİSTEMATİK

Alt sınıf	OSTRACODA
Takım	PODOCOPIDA
Alt takım	PLATYCOPA
Familya	Cytherellidae
Cins	Cytherella
Tür-tip	Cytherella ovata Roemer

Stratigrafik yayılım: (?Paleozoyik, Triyas) Jurasik-Güncel.

Ortam: Denizin bütün derinliklerinde, nadiren brahik ortamda

Cytherella jonesiana Bosquet, 1852

Levha I Şekil 2-3

1852 *Cytherella jonesiana* Bosquet, s. 16, lev. 1, şek. 4.

1990 *Cytherella jonesiana* Bosquet, Şafak, Ç.Ü.

Müh-Mim. Fak., No: 5/1, s. 139, lev. 1, şek. 1-2.

Lokalite: Alidedetepe kesiti 1-3; Mercimektepe kesiti II-1 nolu örnekler.

Stratigrafik ve coğrafik dağılım: Paris havzası: Oligosen (Keij, 1957), Lütésiyan (Oertli, 1985), Türkiye: Üst Lütésiyan (Şafak, 1990).

Cytherella triestina Kollmann, 1962

Levha I Şekil 1

1962 *Cytherella triestina* Kollmann, Verhand, Geol bund. Anstalt Dester; p. 210, pl. 3, fig. I a. 10.

1973 *Cytherella triestina* Kollmann 1962. Sönmez-Gökçen, MTA. Derg., No: 147, p. 27, pl. H, fig. 16-21.

Lokalite: Dervişbey kesiti V-1, 3,7; Boztepe kesiti VI-7, 8 nolu örnekler.

Stratigrafik ve coğrafik yayılım: Yugoslavya: Lütésiyan (Kollman, 1962), Türkiye: Trakya, Bartoniyan (Sönmez-Gökçen, 1973)

Cins *Cythereoidea*

Tür-tip *Cytherella williamsoniana* Jones

Stratigrafik yayılım: Jurasik-Güncel.

Ortam: Denizel.

Cythereoidea sp.

Levha I Şekil 4-5

Lokalite: Mercimektepe kesiti, V-1, 2 nolu örnekler.

Altordo **PODOCOPINA**

Üst familya **CYPRIDACEA**

Familya **Paracypridae**

Cins **Paracypris**

Tür-tip **Paracypris polita** Sars

Stratigrafik yayılım: Silüriyen, Jurasik-Güncel.

Ortam: Denizel.

Paracypris sp.

Levha I Şekil 6

Lokalite: Mercimektepe kesiti, V-1 nolu örnek.

Üst familya **BAIEDIACEA**

Familya **Bairdiidae**

Cins **Bairdia**

Tür-tip **Bairdia curtus** McCoy

Stratigrafik yayılım: Ordovisiyen-Güncel.

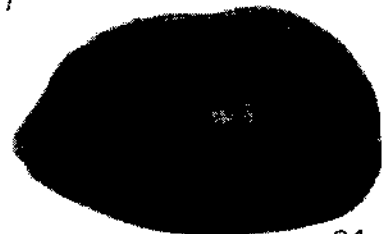
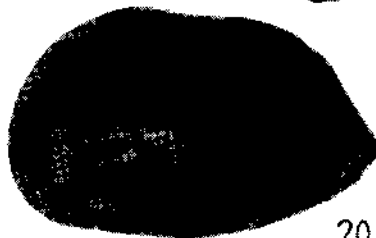
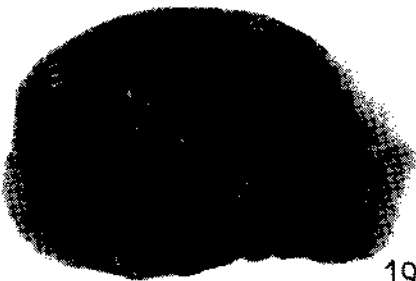
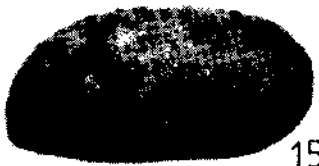
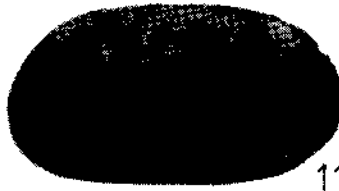
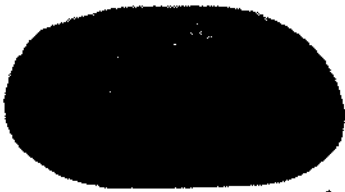
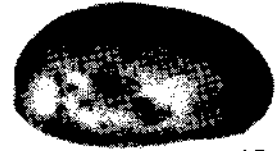
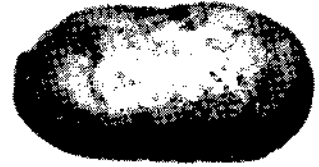
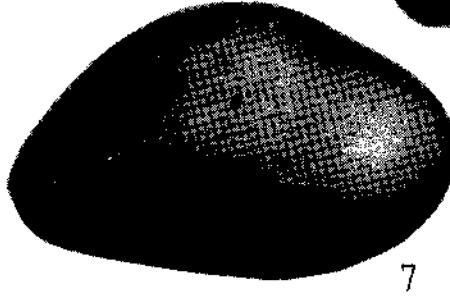
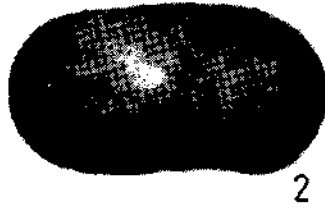
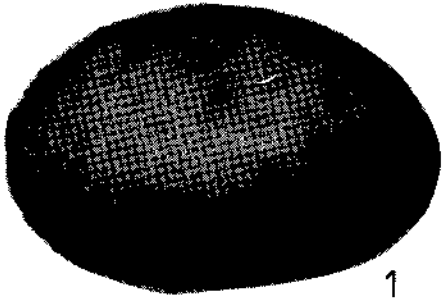
Ortam: Denizel.

Bairdia subdeltoidea (Muenster, 1830)

Levha I Şekil 7

1830 *Cythere subdeltoidea* Münster, Jahr. Miner, p. 64, pl. 6, fig. 16.

1856 *Bairdia subdeltoidea* (Münster); Jones, Paleont; soc. London, p. 52, pl. 4-6, fig. 2,3; 2.1.



LEVHA I

- Şekil 1: *Cytherella triestina* Kollmann
1. Kabuk, sol dış görünüm, V-7, X 90
- Şekil 2-3 *Cytherella jonesiana* (Bosquet)
2. Kabuk, sol dış görünüm, VI-8, X 40
3. Kabuk, sırt görünüm, VI-8, X46
- Şekil 4-5 *Cytherelloidea* sp.
4. Kabuk, sağ dış görünüm, V-3, X 43
5. Kabuk, sırt görünümü, V-3, X 43
- Şekil 6. *Paracypris* sp.
6. Kabuk, sol dış görünüm, V-2, X 55
- Şekil 7. *Bairdia subdeltoidea* (Muenster)
7. Kabuk, sağ dış görünüm, VI-8, X 59
- Şekil 8. *Neocyprideis apostolescui* (Keij)
8. Kabuk, sol dış görünüm, 1-10, X 60
- Şekil 9. *Macrocypris* sp.
9. Kabuk, sol dış görünüm, V-7, X 51
- Şekil 10-12. *Cytheretta tenuistriata* Reuss
10. Kabuk, sağ dış görünüm, VI-16, X 44
11. Kabuk, sol dış görünüm, VI-16, X 44
12. Kabuk, sırt, görünümü VI-16, X 44
- Şekil 13-14. *Cyamocytheridea* sp.
13. Kabuk, sağ dış görünüm, V-2, X 47
14. Kabuk, sırt görünümü, V-2, X 47
- Şekil 15-17. *Krithe rutoti* Keij
15. Kabuk, sağ dış görünüm, V-3, X 40
16. Kabuk, sol dış görünüm, V-3, X 40
17. Kabuk, sırt görünüm, V-5, X 46
- Şekil 18. *Caudites orientalis* Sönmez-Gökçen
18. Kabuk, sol dış görünüm, V-2, X 63
- Şekil 19. *Pokornyella osnabrıtngensis* (Lienenklaus)
19. Kapak, sağ dış görünüm, IV-33, X 61
- Şekil 20-21. *Pokornyella ventricosa* (Bosquet)
20. Kabuk, sol dış görünüm, V-7, X 49
21. Kabuk, sağ dış görünüm, V-7, X 49

PLATE I

- Figure 1. *Cytherella triestina* Kollmann
1. Carapace, left wiew, V-7, X 90
- Figure 2-3. *Cytherella jonesiana* (Bosquet)
2. Carapace, left wiew, VI-8, X 40
3. Carapace, dorsal wiew, VI-8, X 46
- Figure 4-5. *Cytherelloidea* sp.
4. Carapace, right wiew, V-3, X 43
5. Carapace dorsal wiew, V-3, X 43
- Figure 6. *Paracypris* sp.
6. Carapace, left wiew, V,2, X 55
- Figure 7. *Bairdia subdeltoidea* (Muenster)
7. Carapace, right wiew, VI-8, X 59
- Figure 8. *Neocyprideis apostolescui* (Keij)
8. Carapace, left wiew, 1-10, X 60
- Figure 9. *Macrocypris* sp.
9. Carapace, left wiew, V-7, X 51
- Figure 10-12. *Cytheretta tenuistriata* Reuss
10. Carapace, right wiew, VI-16, X 44
11. Carapace, left wiew, VI-16, X 44
12. Carapace, dorsal wiew, VI-16, X 44
- Figure 13-14. *Cyamocytheridea* sp.
13. Carapace, right wiew, V-2, X 47
14. Carapace, dorsal wiew, V-2, X 47
- Figure 15-17. *Krithe rutoti* Keij
15. Carapace, right wiew, V-3, X 40
16. Carapace, left wiew, V-3, X 40
17. Carapace, dorsal wiew, V-5, X 46
- Figure 18. *Caudites orientalis* Sönmez-Gökçen
18. Carapace, left wiew, V-2, X 63
- Figure 19. *Pokornyella osnabrungensis* (Lienenklaus)
19. Right valve, IV-33, X 61
- Figure 20-21. *Pokornyella ventricosa* (Bosquet)
20. Carapace, left, V-7, X 49
21. Carapace, right wiv, V-7, X 49

1973 *Bairdia subdeltoidea* (Münster), Sönmez-Gökçen, MTA, pl, IV, fig. 10-11, p. 37.
Lokalite: Alidedetepe kesiti 1-3; Mercimektepe kesiti n-5,13,15; Boztepe kesiti VI-7,8,9 nolu örnekler.
Stratigrafik ve coğrafik dağılım: Almanya: Tersiyer (Münster, 1830, Roemer, 1838), Fransa: Lütisiyen (Roemer; 1838; Apostolescu, 1955), İtalya; Miyosen (Roemer, 1838), İsviçre: Şattiyen (Oertli, 1956). Türkiye: Bartoniye (Sönmez-Gökçen, 1973)

Bairdia (*Bairdoppilata*) *gliberü* Keij, 1957

1957 *Bairdoppilata gliberti* Keij, Inst. Doy. des Sci. Hatur. de Belgique, Mein. no: 136, p. 53, pl. 1; fig. 18-21.

1973 *Bairdoppilata gliberti* Keij, 1957; Sönmez-Gökçen MTA derg., No: 147, pl, IV, fig 12-14, p. 38.

1985 *Bairdia* (*Bairdoppilata*) *gliberti* Keij, 1957. Oertli, Atlas des Ostracodes de France, pl. 72, fig. 7-8, p. 270.

Lokalite: Mercimektepe kesiti II-1, 4, 11, 15; Ayvalı Kesiti IV-33; Dervişbey kesiti V-1, 2,3,5,6,7; Boztepe kesiti VI-7,8,9 nolu örnekler.

Stratigrafik ve coğrafik dağılım: Belçika: Monsiyen, İpresiyen, Lütisiyen, Bartoniye (Apostolescu, 1964; Keij, 1957; Marliere, 1958). Fransa: Lütisiyen (Oerü, 1985).

Üst Familya CYTHERACEA

Familya Cytherideidea

Alt familya Cytherideinae

Cins Neocytherideis

Tür-tip Cyprideis (*Neocyprideis*) *durcortariensis* Apostolescu

Neocyprideis apostolescu (Keij, 1957)

Levha I Şekil 8

1957 *Neocyprideis* (*Goerlichia*) *apostolescu* Keij, s. 72, lev. 7, şek. 9-15.

1964 *Neocyprideis apostolescu* (Keij), Apostolescu, s. 1035-1039.

1990 *Neocyprideis apostolescu* (Keij), Şafak, Ç. Ü. Müh-Mim. Fak. C. 5-1, lev. 1, şek. 5-9.

Lokalite: Alidedetepe kesit 1-10,12; Ayvalı kesiti IV-18 nolu örnekler.

Stratigrafik ve coğrafik dağılım: Fransa: Lütisiyen (Keij, 1957). İngiltere ve Belçika: Lütisiyen (Haskins, 1969) Alt Oligosen (Oertli, 1985; Guernet, 1984). Türkiye: Lütisiyen (Şafak, 1990).

Familya Macrocyprididae

Cins Macrocypris

Tip-tür *Cythere minna* Baird

Stratigrafik yayılım: ? Ordovisiyen, Eosen-Güncel.

Ortam: Deniz.

Macrocypris sp.

Levha I Şekil 9

1973 *Macrocypris* sp. Sönmez-Gökçen, MTA., pl. V, fig. 5-6 p. 39.

Lokalite: Dervişbey kesiti V-1, 2,7 nolu örneklerde.

Stratigrafik ve coğrafik dağılım: Türkiye: Bartoniye (Sönmez Gökçen, 1973).

Familya Cytherettidae

Cins Cytheretta

Tür-tip *Cytheretta rubra* Müller

Stratigrafik yayılım: Eosen-Güncel.

Ortam: Denizel.

Cytheretta et tenuistriata Reuss, 1853

Levha I Şekil 10-12

1853 *Cytherella tenuistriata* Reuss, Neues Jahrb. f. Min., p.676, pl.9, fig. 10.

1952 *Cytheretta tenuistriata* (Reuss); Triebel, Notizbl., Hess. L. Amt. Bodenforsch. 3, p. 22, pl. 3, fig. 12-15.

1973 *Cytheretta tenuistriata* (Reuss); Sönmez-Gökçen, MTA, pl V, fig: 25-27, p. 45.

Lokaiite: Ayvalı kesiti IV-32; Boztepe kesiti VI-13, 16 nolu örnekler.

Stratigrafik ve coğrafik dağılım: Almanya: Stampiyen (Reuss, 1853; Triebel, 1952; Sönmez-Gökçen, 1973'ten). Fransa: Stampiyen (Apostolescu 1964). İsviçre: Stampiyen (Oertli, 1956; Sönmez-Gökçe, 1973'ten). Türkiye: Sanoyisiyen (Sönmez-Gökçen, 1973).

Cins *Cyamocytheridea*

Tür-tip *liairdia punctatella* Bosquet

Stratigrafik yayılım: ? Oligosen-Miyosen.

Ortam: Denizel.

Cyamocytheridea sp.

Levha I Şekil 13-14

Lokalite: Mercimektepe kesiti 11-11; Dervişbey kesiti V-2 nolu örnekler.

Alt familya Krithinae

Cins *Krithe*

Tür-tip *Cythere* (*Cytherideis*) *bartonensis* Jones

Statigrafik yayılım: Üst Kretase-Güncel.

Ortam: Denizel.

DARENDE TERSİYER İSTİFİ

Krithe rutoti Keijj, 1957

Levha I Şekil 15-17

1957 Krithe rutoti Keijj, İstit., R. Sci. Nat. Belg., Nan. 136, p. 86, pi. 8, fig. 5-10.

1973 Krithe rutoti Keijj, 1957; Sönmez-Gökçen, MTA, pl. VII, fig. 11-13, p. 55.

Lokalite: Alidedetepe kesiti I-3; Mercimektepe kesiti II-10, 11, 12, 13, 14, 15; Dervişbey kesiti V-1, 2, 3, 4, 5, 6, 7; Boztepe kesiti VI-7, 13, 15, 16 nolu örneklerde.

Stratigrafik ve coğrafik dağılımı: Belçika-Monsiyen, Üst İpresiyen, Lütesiyen, Lediyen (Keijj, 1957; Marliere, 1958), Lütesiyen (Ducasse, 1959). Türkiye: Bartoniye (Sönmez-Gökçen, 1973).

Familiya Hemicytheridae

Cins Caudites

Tür-tip Caudites mediais Coryell and Fields

Stratigrafik yayılım: Eosen-Güncel.

Ortam: Denizel.

Caudites orientalis Sönmez-Gökçen, 1973

Levha I Şekil 8.

1973 Caudites orientalis Sönmez-Gökçen, MTA Bull., pl. VI, fig. 10-12 P. 63.

Lokalite: Dervişbey kesiti V-2, 4, 7 nolu örneklerde.

Stratigrafik ve coğrafik dağılımı: Türkiye: Bartoniye (Sönmez-Gökçen, 1973).

Cins Pokornyella

Tür-tip Cythere limhata Bosquet

Stratigrafik yayılım: Eosen, Oligosen.

Ortam: Litoral.

Pokornyella osnabrunensis (Lienenklaus, 1894)

Levha I Şekil 19

1894 Cythere osnabrunensis Lienenklaus, Z. dtsh. Geol. Ges., p. 191, pl. 13, fig. 11

1958 Pokornyella osnabrunensis Lienenklaus; Kollman, Verhand. Geol. Bund., p. 35.

1973 Pokornyella osnabrunensis (Lienenklaus); Sönmez-Gökçen, MTA Bull., pl. VII, fig. 31-36, p. 68.

Lokalite: Ayvalı kesiti IV-33 nolu örnek.

Stratigrafik ve coğrafik dağılımı: Fransa: Alt Eosen-Bartoniye (Ducasse, 1959); Almanya: Alt Oligosen (Lienenklaus, 1894). Türkiye: Bartoniye (Sönmez-Gökçen, 1973).

Pokornyella ventricosa (Bosquet, 1852)

Levha I Şekil 20-21

1852 Cythere ventricosa Bosquet, Mem., Acad. Roy. Sc. Belgique, 24, p. 80, pl. 4, fig. 2

1973 Pokornyella ventricosa (Bosquet); Sönmez-Gökçen, MTA Bull., pl. 8, fig. 37-39, p. 68.

1985 Pokornyella ventricosa (Bosquet); Oertli, Atlas des Ostracodes des France, pl. 82, fig. 8, 9, p. 293.

Lokalite: Ayvalı kesiti IV-33; Dervişbey kesiti V-1, 2, 4, 6, 7; Boztepe kesiti VI-13 nolu örnekler.

Stratigrafik ve coğrafik dağılımı: Belçika: Üst İpresiyen, Lediyen (Keijj, 1957). Fransa: Paris havzası, Lütesiyen (Apostolescu, 1964); Akiten havzası, Lütesiyen Alt Bartoniye (Ducasse, 1959); Lütesiyen-Lediyen (Deltel, 1961). Türkiye: Bartoniye (Sönmez-Gökçen, 1973).

Familiya Leguminocythereidae

Cins Leguminocythereis

Tür-tip Leguminocythereis scarabaeus Howe ve Law

Stratigrafik yayılım: Eosen, Miyosen.

Ortam: Denizel.

Leguminocythereis sp.

Levha II Şekil 1-3

Lokalite: Dervişbey kesiti V-1, V-2, V-5 nolu örnekler.

Cins Nucleolina

Tür-tip Nucleolina lenuicornata Deroo

Stratigrafik yayılım: Üst Kretase-Eosen.

Ortam: Denizel.

Nucleolina multicostrata (Deltel, 1963)

Levhan Şekil 4-5

1963 Echinocythereis multicostrata Deltel; Actes Soc. Linn. Bordeaux, 100, p. 189, pl. fig. 128-130.

1973 Nucleolina multicostrata (Deltel); Sönmez-Gökçen, MTA Bull., PL DC, fig. 5-9, p. 69.

Lokalite: Ayvalı kesiti IV-33 nolu örnek.

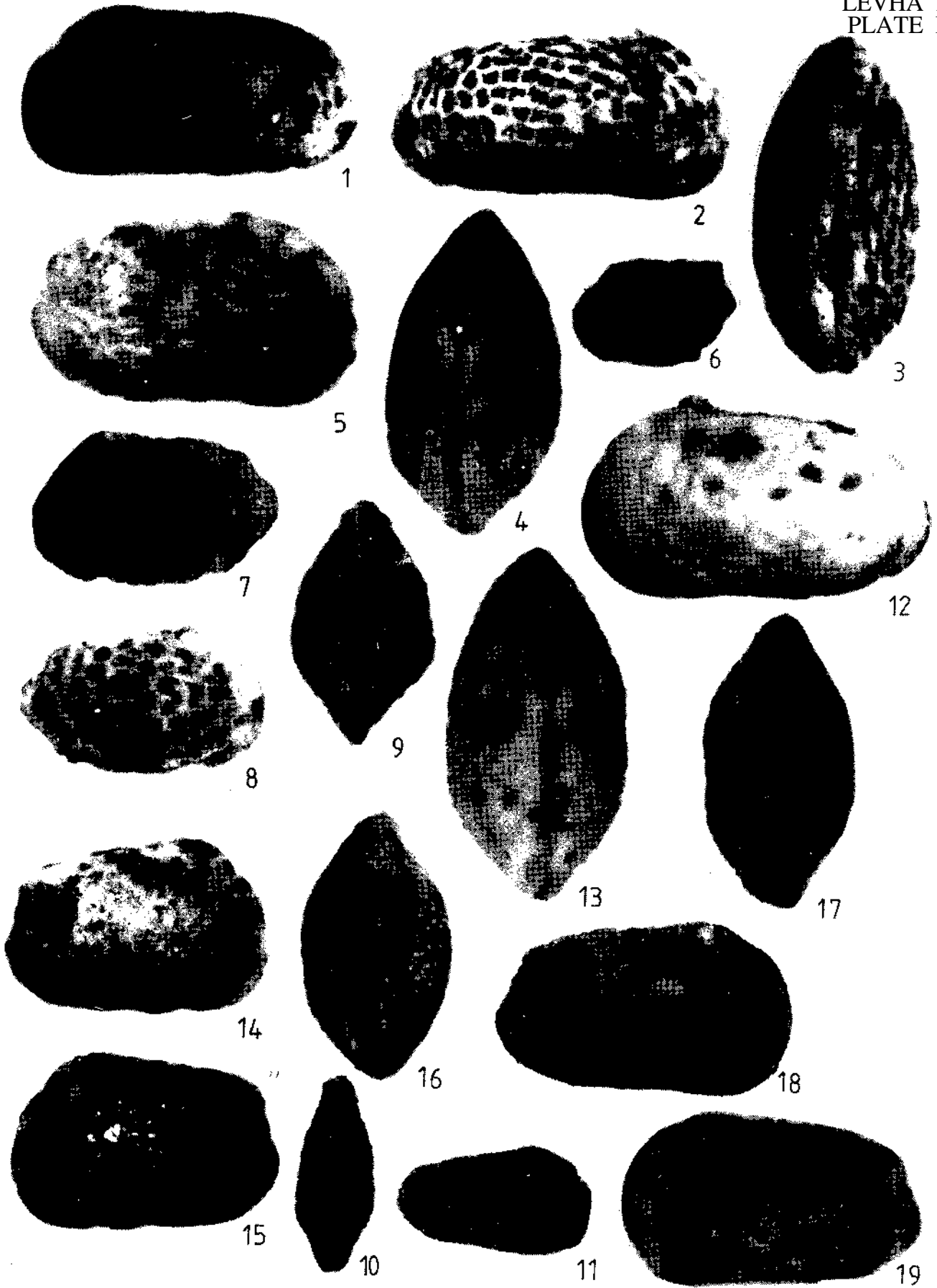
Stratigrafik ve coğrafik dağılımı: Fransa: Lütesiyen, Bartoniye (Deltel, 1963). Türkiye: Bartoniye (Sönmez-Gökçen, 1973).

Cins Loxocorniculum

Tür-tip Cythere fischeri Brady

Stratigrafik ve coğrafik dağılımı: Oligosen-Güncel.

Ortam: Denizel.



DARENDE TERSİYER İSTİFİ

LEVHA II

PLATE II

- Şekil 1-3. *Leguminocythereis* sp.
1. Kabuk, sol dış görünüm, V-5, X 53
2. Kabuk, sağ dış görünüm, V-5, X 53
3. Kabuk, sırt görünüm, V-5, X 53
- Şekil 4-5. *Nucleolina multicostata* (Deltel)
4. Kabuk, sırt görünüm, IV-33, X 60
5. Kabuk, sağ dış görünüm, IV-33, X 60
- Şekil 6. *Loxocorniculum* sp.
6. Kabuk, sol dış görünüm, IV-18, X 70
- Şekil 7-9. *Schizocythere tessellata* (Bosquet)
7. Kabuk, sol dış görünüm, V-7, X 64
8. Kabuk, sağ dış görünüm, V-1, X 64
9. Kabuk, sırt görünüm, V-7, X 64
- Şekil 10-11. *Trachyleberis aculeata aculeata* (Bosquet)
10. Kabuk, sırt görünüm, V-2, X 34
11. Kabuk, sağ dış görünüm, V-2, X 34
- Şekil 12-13. *Echinocythereis isabeanana* Oertli
12. Kabuk, sol dış görünüm, IV-33, X 42
13. Kabuk, sağ dış görünüm, IV- 33, X 42
- Şekil 14-16. *Echinocythereis lutfullahi* Sönmez - Gökçen
14. Kabuk, sağ dış görünüm, VI-8, X 60
15. Kabuk, sol dış görünüm, VI-8, X 60
16. Kabuk, sırt görünüm, VI-8 X 60
- Şekil 17-19. *Echinocythereis scabra* (Münster)
17. Kabuk, sırt görünüm, V-5, X 48
18. Kabuk, sağ dış görünüm, V-5, X 48
19. Kabuk, sol dış görünüm, V-5, X 48

- Figure 1-3. *Leguminocythereis* sp.
1. Carapace, left wiew, V-5, X 53
2. Carapace, right wiew, V-5, X 53
3. Carapace, dorsal wiew, V-5, X 53
- Figure 4-5. *Nucleolina multicostata* (Deltel)
4. Carapace, dorsal wiew, IV-33, X 60
5. Carapace, right wiew, IV-33,, X 60
- Figure 6. *Loxocorniculum* sp.
6. Carapace, left wiew, IV-18, X 70
- Figure 7-9. *Schizocythere tessellata* (Bosquet)
7. Carapace, left wiew, V-7, X 64
8. Carapace, right wiew, V-1, X 64
9. Carapace, dorsal wiew, V-7, X 64
- Figure 10-11. *Trachyleberis aculeata aculeata* (Bosquet)
10. Carapace, dorsal wiew, V-2, X 34
11. Carapace, right wiew, V-2, X 34
- Figure 12-13. *Echinocythereis isabeanana* Oertli
12. Carapace, dorsal wiew, IV-33, X 42
13. Carapace, right wiew, IV-33, X 42
- Figure 14-16. *Echinocythereis lutfullahi* Sönmez-Gökçen
14. Carapace, right wiew, VI-8, X 60
15. Carapace, left wiew, VI-8, X 60
16. Carapace, dorsal wiew, VI-8 X 60
- Figure 17-19. *Echinocythereis scabra* (Münster)
17. Carapace, dorsal wiew, V-5, X 48
18. Carapace, right wiew, V-5, X 48
19. Carapece, left wiew, V-5, X 48

Loxocorniculum sp.

Levhan Şekil 6

Lokalite: Ayvalı kesiti IV-18 nolu örnek.

Familya Schizocytheridae

Cins Schizocythere

Tip-tür Schizocythere hollandica Triebel

Stratigrafik yayılım: Paleosen-Miyosen.

Ortam: Denizel.

Schizocythere tessellata (Bosquet, 1852)

Levhan Şekil 7-9

1850 *Cythere tessellata* Bosquet, Mem. Acad. Roy. Sc. Belgique, 24, p. 84, pi. 4, fig. 6.1961 *Schizocythere tessellata* (Bosquet); Deltel, Univ. de Bordeaux, These 3° cycle, p. 84, pi. 11, fig. 163.1973 *Schizocythere tessellata tessellata* (Bosquet); Sönmez-Gökçen, MTA Bull, p. 78, pi. 9, fig. 35-37.1985 *Schizocythere tessellata* (Bosquet); Oertli, Atlas de Ostracodes de Fiance, p. 275, pi. 74, fig. 14

Lokalite: Dervişbey kesiti V-1, 3,6,7 nolu örnekler.

Stratigrafik ve coğrafik dağılım: Belçika: İpresiyen-Lütesiyen (Apostolescu, 1964; Keij, 1657), Fransa: Paris havzası Tanesiyen-Bartoniye (Apostolescu, 1964, Bosquet 1852; Keij, 1957; Triebel, 1950); Akiten havzası Lütesiyen-Rupeliyen (Deltel, 1964).

Familya Trachyleberididae

Cins Trachyleberis

Tür-tip *Cythere scabrocuneata* Brady

Stratigrafik yayılım: ? Paleosen, Eosen-Güncel.

Ortam: Neritik.

Trachyleberis aculeata aculeata (Bosquet, 1852)

Levhan Şekil 10-11

1852 *Cythere aculeata* Bosquet; Mem. Acad. Roy-Sci. Belgique 24, p. 107, pi. 5, fig. 10.1961 *Trachyleberis aculeata* (Bosquet); Deltel, Univ. de Bordeaux These, 3° Cycle, p. 183, pi. 9, fig. 301-3021973 *Trachyleberis aculeata aculeata* (Bosquet, 1852); Sönmez-Gökçen, MTA Bull, p.79, pl.9, fig. 39-40.

Lokalite: Dervişbey kesiti V-2,4,6 nolu örnekler.

Stratigrafik ve coğrafik dağılımı: Belçika: Monsiyen-Bartoniye (Keij, 1957; Marliere, 1958). Fransa: Paris havzası, Monsiyen-Lediye (Apostolescu, 1964,

Bosquet 1852; Keij, 1957); Akiten Baseni, Lütesiyen (Ducasse, 1959; Deltel, 1961) Türkiye: Bartoniye (Sönmez-Gökçen, 1973).

Cins *Echinocythereis*Tür-tip *Cythereis garretti* Howe ve McGuirt

Stratigrafik yayılım: Üst Kretase-Güncel.

Ortam: Denizel.

Echinocythereis isabena Oertli, 1960

Levha H Şekil 12-13

1960 *Echinocythereis isabena* Oertli, Revue de Micropal., 3, p. 162, pl. 3, fig. 1-6.1973 *Echinocythereis isabena* Oertli; Sönmez-Gökçen, MTA Bull, p. 82, pl. 9, fig. 12-15.

Lokalite: Mercimektepe kesiti II-4,15; Ayvalı kesiti IV-33 nolu örnekler.

Stratigrafik ve coğrafik dağılım: İspanya: İpresiyen-Lütesiyen (Oertli, 1960). Türkiye: Lütesiyen-Bartoniye (Sönmez-Gökçen, 1973).

Echinocythereis lutfullahi Sönmez-Gökçen, 1973

Levha H Şekil 14-16

1973 *Echinocythereis lutfullahi* Sönmez-Gökçen, MTA Bull., p. 82, pl. 10, fig. 16-21.

Lokalite: Boztepe kesiti VI-8,9 nolu örnekler.

Stratigrafik ve coğrafik dağılım: Türkiye: Bartoniye (Sönmez-Gökçen, 1973).

Echinocythereis scabra (Münster, 1830)

Levha H Şekil 17-19

1985 *Echinocythereis scabra* (Münster, 1830); Oertli, Adas des ostracodes de fiance, p. 288, pl 80, fig. 8.

Lokalite: Dervişbey kesiti V-1, 2, 3,4, 5, 6,7; Boztepe kesiti VI-13,16 nolu örnekler.

Stratigrafik ve coğrafik dağılım: Fransa: Üst Eosen (Oertli, 1985).

Echinocythereis septentrionalis Ducasse, 1967

Levha m Şekil 1-3

1967 *Echinocythereis septentrionalis* Ducasse, 89s,51ev.1985 *Echinocythereis septentrionalis* Ducasse; Oertli, s 289, lev. 80, şek. 9.1990 *Echinocythereis septentrionalis* Ducasse; Şafak, Ç.Ü. Müh-Mim. Fak. Derg., 5:1,144, lev. 3, Şek. 2-4

DARENDE TERSİYER İSİİFI

Lokalite: Mercimektepe kesiti II-3; Dervişbey kesiti V-1,2,6,7; Boztepe kesiti VI-7,9,13,15,16 nolu örnekler. Stratigrafik ve coğrafik dağılım: Fransa: Eosen (Ducasse, 1967; Oertli, 185); Türkiye: Üst Eosen (Şafak, 1990).

Familiya Hemicytheridae
Alt familiya Thaerocytherinae
Cins Hermanites
Tür-tip Hermania reticulata Puri

Stratigrafik yayılım: Senoniyen-Güncel.

Ortam: Epineritik.

Hermanites aîatus Ducasse, 1963

Levha m Şekil 4-7

1963 Hermanites alata Ducasse, Actes Joe. Linn. Bordeaux 100, p. 239, pi. 3, fig. 34-35.

1973 Hermanites alata Ducasse, Sönmez-Gökçen, MTA Bull., p. 84, pi. M, fig. 1-5.

1985 Hermanites alatus Ducasse: Oertli; Atlas des ostracodes de France, p. 296, pi. 83, fig. 7-8.

1990 Hermanites alata Ducasse; Şafak, Müh-Mim. Fak, No: 1, p. 145, lev. 3, şek. 7-8, lev. 4, Şek. 1-3.

Lokalite: Alidedepte kesiti 1-3; Dervişbey kesiti V-2,3,4,5,7 nolu örnekler.

Stratigrafik ve coğrafik dağılım: Fransa: Üst Eosen (Ducasse, 1963), Pireneler: İlerdiyen (Tambareau, 1972), Türkiye: Trakya, Bartoniye (Sönmez-Gökçen), Polatlı, Tanesiyen-İlerdiyen (Duru, 1984), Üst Lütisiyen (Şafak 1990).

Hermanites triebeli Stchepinsky, 1960

Levha m Şekil 8-10

1960 Hermanites triebeli Stchepinsky, Bull. Serv. Carte Geol. d'Alsace et de Lorraine, 13,1: p. 28, pl. 2, fig. 26-27.

1973 Hermanites triebeli Stchepinsky; Sönmez-Gökçen, MTA Bull., p. 85, p. 11, fig. 18-20

Lokalite: Dervişbey kesiti V-2 nolu örnek.

Stratigrafik ve coğrafik dağılım: Almanya: Sanoyisiyen (Moos, 1963). Fransa: Alt Sanoyisiyen (Stchepinsky, 1960), Türkiye: Sanoyisiyen (Sönmez-Gökçen, 1973).

Cins Quadracythere
Tür-tip Cythere truncula Brady
Statigrafik yayılım: Paleosen-Güncel
Ortam: Denizel.

Quadracythere hulusu Sönmez-Gökçen, 1973

Levhain Şekü 11-12

1973 Quadracythere hulusu, MTA Bull., No: 147, p.88,pl. 11, fig: 28-32

Lokalite: Dervişbey kesiti V-3,5 nolu örnek.

Stratigrafik ve coğrafik dağılım: Türkiye: Bartoniye (Sönmez-Gökçen, 1973).

Quadracythere orbignyana (Bosquet, 1852)

Levha IH Şekil 13-14

1852 Cythere orbignyana Bosquet, Mem. Acad. Roy. Sc. Belgique, 24,p. 86, pl. 4, fig. 8.

1957 Quadracythere orbignyana (Bosquet); Keij, Inst. R. Sci. Nat. Belg., Mem. 136, p. 107, pl. 12, 15; fig. 14-15,10.

1973 Quadracythere orbignyana (Bosquet); Sönmez-Gökçen, MTA Bull., No: 147, p. 89, pl. 12, fig. 12-13.

Lokalite: Alidedepte kesiti 1-3, 26; Ayvalı kesiti IV-33; Dervişbey kesiti V-3,4 nolu örnekler.

Stratigrafik ve coğrafik dağılım: Fransa: Lediyen, Bartoniye (Apostolescu, 1964; Bosquet. 1852; Keij, 1957); Orta-Üst Lütisiyen, Üst Eosen (Ducasse, 1959).

Cins Trachyleberidea

Tür-tip Cythereis prestwichiana Jones ve Sherbo

Stratigrafik yayılım: Üst Kretase-Miyosen.

Ortam: Denizel.

Trachyleberidea stricta Sönmez-Gökçen, 1963

Levhaffl Şekil 15-16

1963 Trachyleberidea stricta Sönmez-Gökçen, MTA Bull., No: 147, p. 92, pl. 12, fig. 16,22.

Lokalite: Mercimektepe kesiti II-5,11; Dervişbey kesiti V-3 nolu örneklerde.

Stratigrafik ve coğrafik dağılım: Türkiye: Bartoniye (Sönmez-Gökçen, 1973)

Familiya Xestoleberididae Sars, 1928

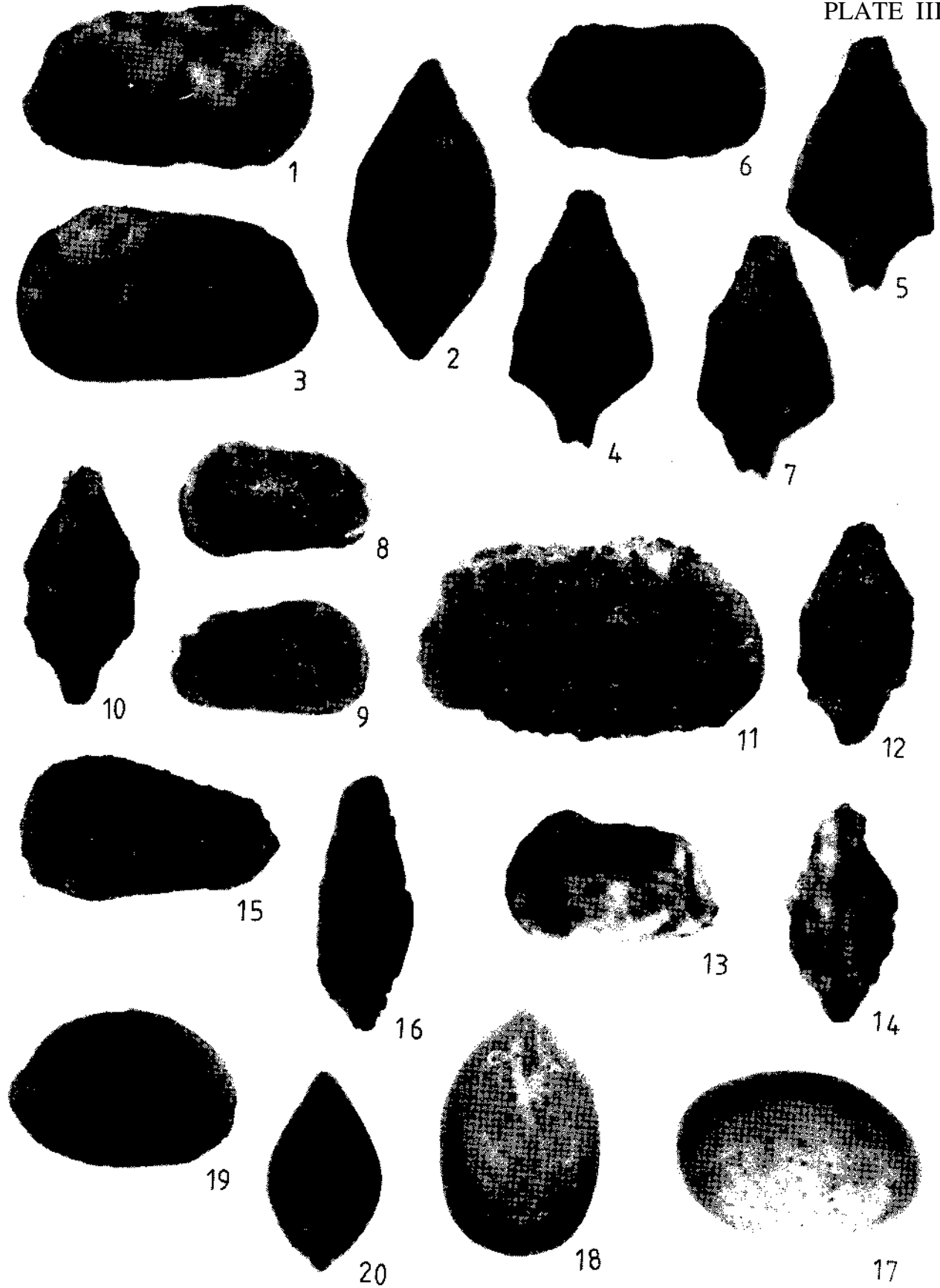
Cins Xestoleberis Sars, 1866

Tür-tip Cythere aurantia Baird, 1938

Statigrafik yayılım: Kretase-Güncel

Ortam: Litoral-Epineritik

LEVHA III
PLATE III



DARENDE TERSİYER İSTİFİ

LEVHA III

- Şekil 1-3. *Echinocythereis septentrionalis* Ducase
1. Kabuk, sağ dış görünüm, VI-13, X 53
 2. Kabuk, sırt görünümü, VI-13, X 53
 3. Kabuk, sol dış görünüm, VI-13, X 53
- Şekil 4-7. *Hermanites alatus* Ducasse
4. Kabuk, sırt görünüm, V-7, X 44
 5. Kabuk, karından görünüm, V-7, X 44
 6. Kabuk, sağ dış görünüm, V-7, X 42
 7. Kabuk, sırt görünüm, V-7, X 42
- Şekil 8-10. *Hermanites triebeli* Stchepinsky
8. Kabuk, sol dış görünüm, V-3, X 39
 9. Kabuk, sağ dış görünüm, V-3, X 39
 10. Kabuk, sırt görünüm, V-3, X 46
- Şekil 11-12. *Quadracythere hulusu* Sönmez-Gökçen
11. Kabuk, sağ dış görünüm, V-5, X 61
 12. Kabuk, sırt görünüm, V-5, X 39
- Şekil 13-14. *Quadracythere orbignyana* (Bosquet)
13. Kabuk, sol dış görünüm, IV-33, X 48
 14. Kabuk, sırt görünüm, IV-33, X 48
- Şekil 15-16. *Trachyleberidea stricta* Sönmez-Gökçen
15. Kabuk, sol dış görünüm, V-2, X 51
 16. Kabuk, sırt görünümü, V-2, X 51
- Şekil 17-18. *Xestoleberis subglobosa* (Bosquet)
17. Kabuk, sağ dış görünümü, V-7, X 53
 18. Kabuk, sırt görünümü, V-7, X 53
- Şekil 19-20. *Uroleberis striatopunctatum* Ducasse
19. Kabuk, sağ dış görünüm, IV-33, X 66
 20. Kabuk, sırt görünüm, IV-33, X 58

PLATE III

- Figure 1-3. *Echinocythereis septentrionalis* Ducase
1. Carapace, right wiew, VI-13, X 53
 3. Carapace, left, wiew, VI-13, X 53
- Figure 4-7. *Hermanites alatus* Ducasse
4. Carapace, dorsal wiew, V-7, X 44
 5. Carapace, ventral wiew, V-7, X 44
 6. Carapace, right wiew, V-7, X 42
 7. Carapace, dorsal wiew, V-7, X 42
- Figure 8-10. *Hermanites triebeli* Stchepinsky
8. Carapace, left wiew, V-3, X 39
 9. Carapace, right wiew, V-3, X 39
 10. Carapace, dorsal wiew, V-3 X 46
- Figure 11-12. *Quadracythere hulusi* Sönmez-Gökçen
11. Carapace, right wiew, V,5, X 61
 12. Carapace, dorsal wiew, V,5, X 39
- Figure 13-14. *Quadracythere orbignyana* (Buiquet)
13. Carapace, left wiew, IV-33, X 48
 14. Carapace, dorsal wiew, IV-33, X 48
- Figure 15-16. *Trachyleberidea stricta* Sönmez-Gökçen
15. Carapace, left wiew, V-2, X 51
 16. Carapace, doisal wiew, V-2, X 51
- Figure 17-18. *Xestoleberis subglobosa* (Bosquet)
17. Carapace, right wiew, V,7, X 53
 18. Carapace, dorsal wiew, V,7, X 53
- Figure 19-20. *Uroleberis striatopunctatum* Ducasse
19. Carapace, right wiew, IV-33, X 66
 20. Carapace, dorsal wiew, IV-33, X 58

T E R S İ Y E R / Tertiary			Pliyo- Kuvaterner	S İ S T E M / System
E O S E N / Eocene			Pliyo- Quaternary	S E R İ / Serie
LÜTESİYEN / Lutetian		PRIYABONİYEN / Priabonian		K A T / Stage
KORGAN TEPE	ASARTEPE	DARENDE	ÇAYBAŞI	F O R M A S Y O N / Formation
				LİTOLojİ Lithology O S T R A C O D A
Çakıllı / conglomerate	Marl / marl	Kumtaşı / sandstone Kireçtaşı / lime stone	Kumtaşı / sandstone Çakıllı / conglomerate	
—				<i>Echinocythereis septentrionalis</i>
—				<i>Echinocythereis scabra</i>
—				<i>Krithe rutoti</i>
—				<i>Bairdia subdeltoidea</i>
—				<i>Xestoleberis subglobosa</i>
—				<i>Pokornyella ventricosa</i>
—				<i>Macrocypris</i> sp.
—				<i>Leguminocythereis</i> sp.
—				<i>Hermanites alatus</i>
—				<i>Trachleberis aculeata aculeata</i>
—				<i>Hermanites tribeli</i>
—				<i>Cyamocytheridea</i> sp.
—				<i>Paracypris</i> sp.
—				<i>Echinocythereis isabencana</i>
—				<i>Quadracythere hulusii</i>
—				<i>Echinocythereis lutfullahi</i>
—				<i>Trachyleberidea strikta</i>
—				<i>Uroleberis striatopunctata</i>
—				<i>Pokornyella osnabrugensis</i>
—				<i>Neocyprideis apostolescui</i>
—				<i>Nucleolina multicostata</i>
—				<i>Cytherella jonesiana</i>
—				<i>Quadracythere orbignyana</i>
—				<i>Bairdia (Bairdoplata) gliberti</i>
—				<i>Loxocorniculum</i> sp.
—				<i>Caudites orientalis</i>
—				<i>Cytheretta</i> cf. <i>tenuistriata</i>
—				<i>Cytherelloidea</i> sp.
—				<i>Schizocythere tessellata</i>

Şekil 9. İnceleme alanı genelleştirilmiş kesiti ve ostakod dağılımı

Figure 9. Generalized section of investigated area and distribution of ostracode

DARENDE TERSİYER İSTİFİ

İprestiyen	Lifstiyen	Barboniyen Priboniyen	Sanojriyen	Rüpejiyen (Stemjiyen)	KAT STAGE OSTRACODA
	*****	+++++			<i>Cytherella triestina</i> Kollmann
	+++++	+++++			<i>Bairdia subdeltoidea</i> (Muenster)
>>>>>>>	>>>>>>> +++++ -----	>>>>>>> +++++ -----			<i>Bairdia (Bairdoplata) gliberti</i> Keij
		+++++			<i>Macrocypris</i> sp.
			+++++	----- -----	<i>Cytheretta</i> cf <i>tenuistriata</i> Reuss
----- >>>>>>>	----- >>>>>>>	+++++			<i>Kriha rutoti</i> Keij
		+++++			<i>Caudites orientalis</i> Sönmez-Gökçen
			+++++	----- -----	<i>Pokornyella osnabrunensis</i> (Lienenklaus)
		-----			<i>Echinocythereis scabra</i> (Münster)
	-----	-----			<i>Nucleolina multicostrata</i> (Delte)
>>>>>>>	>>>>>>> +++++	+++++		-----	<i>Schizocythere tessellata</i> (Bosquet)
		+++++			<i>Quadracythere hulusii</i> Sönmez-Gökçen
----- >>>>>>>	----- >>>>>>> +++++	----- >>>>>>> +++++			<i>Trachyleberis aculeata aculeata</i> Sönmez-Gökçen
-/-/-/-/-	-/-/-/-/- +++++	+++++			<i>Echinocythereis isabenana</i> Oertli
		+++++			<i>Echinocythereis lutfullahi</i> Sönmez-Gökçen
>>> +++	+++++	+++++			<i>Hermanites alatus</i> Ducasse
	-----	-----			<i>Quadracythere orbignyana</i> (Bosquet)
	x-x-x-x			x-x-x-x	<i>Cytherella jonesiana</i> (Bosquet)
	>>>>>>> ----- +++++			-----	<i>Neocyprideis apostolescui</i> (Keij)
			+++++	-----	<i>Hermanites tribeli</i> Stschepinsky
		+++++			<i>Trachyleberidea stricta</i> Sönmez-Gökçen
xxxxxxx x-x-x-x >>>>>>>	xxxxxxx x-x-x-x -----	xxxxxxx x-x-x-x -----			<i>Xestoleberis subglobosa</i> (Bosquet)
		+++++		-----	<i>Uroleberis striatopunctatum</i> (Ducasse)
>>>>>>>	>>>>>>> ----- +++++	+++++			<i>Pokornyella ventricosa</i> (Bosquet)
x-x-x-x -----	x-x-x-x -----	x-x-x-x -----			<i>Echinocythereis septentrionalis</i> (Ducasse)

Almanya ----- Hollanda xxxxxx Yugoslavya ***** Belçika >>>>>
 Fransa ----- İsviçre ----- İspanya -/-/-/-/- Türkiye +++++
 İngiltere x-x-x-x

Şekil 10. Bu çalışmadaki ostrakod türlerinin diğer havzalarla denştirilmesi
 Figure 10. Correlation of ostrakod species in this study with the other areas.

Xestoleberis subglobosa (Bosquet, 1852)

Levha m Şekil 17-18

1852 Bairdia subglobosa Bosquet, Mem. Acad. Roy. Sc. Belgique, 24, p. 23, pi. 1, fig. 7.

1973 Xestoleberis subglobosa (Bosquet); Sönmez-Gökçen MTA Bull, No: 147, p. 94, pi. 12, fig. 29,32.

1990 Xestoleberis subglobosa (Bosquet); Şafak, Müh-Mm. Fak. No: 1-5,145, Lev: 4, Şek. 4-5.

Lokalite: Mercimektepe kesiti 11,5,9,13,15; Dervişbey kesiti V- 1, 2, 0, 5, 7; Boztepe kesiti VI- 13, 15 nolu örnekler

Stratigrafik ve coğrafik dağılımı: Fransa: Lütesiyen-Bartoniye (Keij, 1957; Ducasse, 1959; Apostolescu, 1964). Türkiye: Bartoniye (Sönmez-Gökçen, 1973); Tanesiye-Küviziyen (Duru, 1984) Lütesiyen (Şafak, 1990).

Cins Uroleberis

Tür-tip Eucytheropteron parnensis
Apostolescu,

Statigrafik yayılım: Eosen-Güncel

Ortam: Epineritik

Uroleberis stratitopunctatum Ducasse, 1959

Levha ffl Şekil 19-20

1959 Uroleberis striatopunctatum Ducasse, Univ. de Bordeaux, These 3° cycle, p. 137, pi. 12, fig. 209

1973 Uroleberis stratitopunctatum Ducasse; Sönmez-Gökçen, MTA Bull, No: 147, p.95, pi. 12, fig:36-37.

Lokalite: aycalı kesiti IV-33; Dervişbey kesiti V- 3,5,6,7 nolu örnekler.

Stratigrafik ve coğrafik dağılımı: Fransa, Akiten Baseni (K): Lütesiyen- Bartoniye (Ducasse, 1959), (G): Lütesiyen-Rupeliye (Destel, 1961). Türkiye: Bartoniye (Sönmez-Gökçen, 1973)

KAT SINIRLARI

Bölge istifinin kronostratigrafik bölümlenmesi planktik ve bentik foraminifer ile ostrakodlara dayalı olarak yapılmıştır.

Lütesiyen: Bu kat Acarinina bulbrookii (Bolli), Turborotalia cerroazulensis frontosa (Subbotina) ve Catapsydrax sp. gibi planktik foraminiferlerin ilk görünüşleriyle başlamaktadır. Ostrakodlardan Nucleolina multcostata (Destel), Cytherella tristina Kollmann, Cytherella jonesiana (Bosquet), Neocyprideis apostolescui (Keij), Quadracythere orbignyana (Bosquet), Uroleberis sp.'de Lütesiyen'de ilk kez görülürler. Ayrıca Nummulites perforatus (Montfort), Nummulites beaumonti d'Archiac ve Haime, Nummulites aturicus Joly ve Leymerie, Fabiania cassis (Oppenheim)'ile de katın üst sınırı belirlenmektedir (N. Avşar ile sözlü görüşme).

Priyaboniyen: Bu kat inceleme alanında ostrakod ve planktik foraminiferlere göre ayırtanamamıştır. Ancak Lütesiyen'de saptanan Nummulitesler bu birim içerisinde yer almamaktadır. Lütesiyen, üzerine konkordan olan birimin stratigrafik konumuna göre Priyaboniyen ayırtlanmıştır.

SONUÇLAR

Bu çalışmada Lütesiyen yaşlı Asartepe, Priyaboniyen yaşlı Darende formasyonlarından ölçülen 7 stratigrafi kesiti tanımlanmış ve ostrakod içerikleri saptanarak sistematikleri yapılmıştır. Ayrıca genelleştirilmiş kesitte ostrakod dağılımı verilmiştir (şekil 9). Araştırmada ostrakodların yanısıra foraminiferlerin cins ve türleri de tayin edilmiştir.

Bu araştırmada saptanan türlerin, Avrupa ve Türkiye'de yapılan diğer çalışmalarda dağılımlarının bulunduğu seviyeler denştirilmiştir (şekil 10). Bu türlerden

KAT Stage	FORMASYON Formation	OSTRACODA				
		LITORAL Lithoral	EPINERİTİK Epineritic	INFRANERİTİK Infraneritic	BATİYAL Bathyal	
PRIABONİYEN PRIABONIAN	DARENDE	Quadracythere				
		Neocyprideis				
		Bairdia				
		Nucleolina				
		Echinocythereis				
		Pokorniyella				
		Uroleberis				
		Hermanites				
		Bairdia				
		Xestoleberis				
LÜTESİYEN LUTESIAN	Azo	Krithe				
		Echinocythereis				
		Cytherella				
		Cytheretta				
		Macrocypris				
		Schizocythere				
		Nucleolina				
		Trachyleberis				
		Uroleberis				
		Pokorniyella				
Azo	Azo	Caudites				
		Quadracythere				

Şekil 11. İnceleme alanı ostrakodlarının yansıttığı ortamlar (Morkhoven, 1962)

Figure 11. Environment of ostracodes in investigated area

DARENDE TERSİYER İSTİFİ

Bairdia subdeltoidea (Muenster), Bairdia (Bairdopplata) gliberti Keij, Krithe rutoti Keij, Schizocythere tessellata (Bosquet), Tracyleberis aculeata aculeata Sönmez-Gökçen, Echinocythereis isabonana Oerüi, Echinocythereis septenrionalis (Ducasse), Xestoleberis subglobosa (Bosquet), Pokornyella ventricosa (Bosquet)'nin İpresiyen'de ve Lütesiyen düzeylerinde bulunmaktadır. Bunun yanı sıra Nucleolina multicostata (Deltel), Cytherella triestina Kollmann, Cytherella jonesiana (Bosquet), Neocyprideis apostolescui (Keij), Quadracythere orbignyana (Bosquet), Uroleberis ise Lütesiyen'de ilk kez ortaya çıkmaktadır. Ayrıca Sönmez-Gökçen (1973) tarafından Üst Eosen'de ilk kez tanımlanan türlerden Caudites orientalis, Echinocythereis lutfullahi, Quadracythere hulussii'de bu çalışmada Lütesiyen düzeylerinde saptanmıştır.

Asartepe formasyonunun yaşı önceki araştırmalarda olduğu gibi Lütesiyen olarak değerlendirilmiş olup, diğer çalışmalarda fosillere ek olarak birimin ostrakod ve planktik foraminifer dağılımı da verilmiştir. Darende formasyonu ise Bairdia (Bairdopplata) gliberti Keij, Quadracythere orbignyana (Bosquet), Pokornyella osnabrungensis (Lienenklaus), Pokornyella ventricosa (Bosquet) gibi ostrakod fosillerini içermekte olup, bu fosiller Asartepe formasyonu içerisinde de görülmektedir. Darende formasyonunun altta bulunan birim ile konkordan konumu ve altındaki birime ait Nummulitesleri içermesi ile yaşı Priyaboniyen olarak verilmiştir.

Birimlerin litolojileri, ostrakodların ortam ayırtlayıcı özellikleri (Morkhoven, 1962) ve foraminifer içeriğine göre inceleme alanı için ortamsal yorum yapılmıştır. İnceleme alanında saptanan ostrakod cinslerinden Quadracythere, Caudites, Pokornyella, Cythere, Hermanites, Uroleberis epineritik ortamı yansıtmaktadır (Şekil 11). Bu fosiller Lütesiyen düzeylerinde Nummulitesler ile beraber bulunmaktadır. Ancak inceleme alanının Lütesiyen düzeylerine ait bazı seviyelerinde bentik foraminifer ile ostrakod gözlenirken, bazı seviyelerinde planktik foraminiferlerin baskın olduğu görülmüştür (şekil 2-8). Bu nedenle Lütesiyen'de bir derinleşmenin olduğu söylenebilir. Lütesiyen yaşlı birimlerin üst kısımlarına doğru fosilli düzeyler azalarak görülmemekte ve jipsler başlamaktadır. Ancak jipsli seviyelerden sonra gelen birim içerisinde Quadracythere, Bairdia, Echinocythereis, Pokornyella, Uroleberis, Nucleolina gibi ostrakodlar ile bentik foraminiferler yeniden gözlenmiştir. Bu durumda, jipslerin olması ile Lütesiyen'den sonra Priyaboniyen'den bir çekilmenin varlığı, jips seviyelerinin üst kısımlarında bulunan denizel

ostrakodlar ve bentik foraminiferler ile de neritik ortama geçiş görülmektedir.

KATKI BELİRTME

Bu inceleme Ç.Ü. Araştırma fonu MMF-90/4 nolu proje olarak sürdürülmüştür. Çalışmaya destek sağlayan Ç.Ü. Araştırma Fonu Başkanlığına ve Ç.Ü. Jeoloji Mühendisliği Bölüm Başkanlığına teşekkür ederim.

Araştırmanın başlatılmasında ve sürdürülmesinde değerli öneri ve görüşleriyle yardımlarını esirgemeyen Sayın Prof. Dr. Nuran Gökçen'e teşekkürlerimi sunarım. Saha ve laboratuvar çalışmalarında bana yardımcı olan Doç. Dr. Niyazi Avşar'a, çalışmanın değişik aşamalarında görüşlerinden yararlandığım Dr. Ümit Şafak'a ve çizimleri gerçekleştiren Mine Yıldır'a teşekkür ederim.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Akkuş, M. R., 1970. Darende-Balaban havzasındaki litostatigrafik birimler ve jips'li formasyonların yaşı hakkında yeni bilgiler. MTA Derg. No: 75, Ankara.
- Akkuş, M. F., 1971. Darende-Balaban havzasının (Malatya, ESE Anadolu) jeolojik ve stratigrafik incelenmesi, MTA Dergisi, No: 76, Ankara, 1-60.
- Apostolescu, V., 1955. Description de quelques Ostracodes du Lutetien du bassin de Paris. Cahiers Geologiques, A. Chavan, 28-29,241,279
- Apostolescu, V., 1964. Repartition stratigraphique generale des ostracodes du Paleogene des bassins de Pariset Bruxelles. Colloque Paleogene. Mem. B. R. G. M. 28,1035-1040.
- Bosquet, J., 1852. Description des Entomostraces fossiles des terrains tertiaries de la France et de al belgique. Mem. Acad. Doy. Sc. Belgique, L 24.
- Carbonnel, G., 1957. Les Ostracodes de Lilerdien (Eocene inferieur) du bassin de Tresp (Espagne): Stratotype et coupes avoisinantes. Rev. Mcropal. Vol. 7, No: 1,37-50.
- Deltel, B., 1961. Les Ostracodes du Paleogee moyen et superieur d'Aquitaine meridionale. Univ. Bordeaux. These 3° cycle, No. d'oider 95,1-215.
- Deltel, B., 1963. Nouveaux Ostracodes de l'Eocene et de l'Oligocene de TAquitaine meridionale. Actes Soc. Linn. Bordeaux, v. 100.
- Ducasse, O., 1959. Les Ostracodes de l'Eocene du sous-sol Bordelais. Interet stratigraphique Univ. de Bordelais: Repertation intered stratigraphique et paleogeographique, Univ. Bordeaux, Tehese. 3° cycle, 1-134.

- Ducasse, O., 1963. Quelques especes nouvelles d'Ostracodes de l'Eocene terminal girondin, Act. Soc. Linn, Bordeaux, 100,224-248.
- Ducasse, O., 1967. Nouveaux Ostracodes de l'Eocene nord-Aquitain. P. V. Soc. Sc. Phys. Hat. Bordeaux, 23-89.
- Duru, M., 1984. Polatlı (GB Ankara) güneyindeki Alt Paleojen istifinin ostrakod biyostratigrafisi. Hacettepe Üniversitesi Yüksek Mühendislik Tezi, Ankara, 141 s.
- Guernet, C., 1984. Ostracodes de L'Auvergnien du Bassin de Paris: Description et signification, Rev. Micropal. Vol. 27, No: 2,149-170.
- Haskins, C. W., 1969. Tertiary Ostracoda from the Isle of Wight and Barton, Hampshire, England, part IV, Rev. Micropal., 12 (3), 149-170.
- Jones, T. R., 1856. A monograph of the Tertiary Entomostraca of England. PaleonL Soc. London.
- Keij, A. J., 1957. Eocene and Oligocene Ostracoda of Belgium. Inst. Roy. Sci. Nat. Mem., 136; Belgique, 1-210.
- Kollmann, K., 1958. Vorläufige Mitteilung über eine Ostrakodenfauna aus der Inneralpinen Molasse von Rogatsboden. Verhand. Geol. Bund., Heft. 1, Wein.
- Kollmann, K., 1962. Ostracoden aus dem Mitteleozänen "Flysch" der Beckens von Pasin (Istrien, Jugoslawien). Yerhand. Geol. bund., Heft. 2, Wien.
- Kurtman, F. 1978. Gürün Bölgesinin jeoloji ve tektonik özellikleri. MTA Dergisi, No: 91, Ankara, 1-12
- Lienenklaus, E., 1894. monographie der Ostracoden des Nord westeutschen Tertiars. Z. dtsh. Geol., Ges., 46.
- Marliere, R., 1958. Ostracodes du Montien de Mons et resultats de leur etude. Mem. Soc. Belge. Geol., ser. 8, no. 5, Bruxelles.
- Moss, B., 1962. Ein Vertreter der Gattung Miocyprideis Kollmann, 1960 (Ostrac) aus dem Italienischen Pliozän. Geol. Jahrb, Bd. 80, Hannover.
- Muenster, G., 1830. Über einige fossile Arten Cypris und Cythere. Jahrbuch f. Mineralogie usw, 60-67, Heidelberg.
- Oertli, H. J., 1960. Evolution d'une espece d'Echinocythereis dans le Lutetien du Rio isabennana (Prov. Huesco, Espagne), Rev. Micropal., 3(3), 157-166.
- Oertli, H. J., 1985. Atlas des Ostracodes de France. Bull. Centres Rech. L'explor. Prod. Elf-Aquitaine. Mem. 9,257-31.
- Örçen, S., 1986. Medik-Ebreme (KB Malatya) dolayının biyostratigrafisi ve paleontolojisi, MTA Dergisi, No: 105-106, Ankara 39-74.
- Roumer, F. A., 1838. Die Cytherinen des Molasse-Gebirges. Neues Jahrb. f. Min., Heft. I, Stuttgart.
- Reuss, A. E., 1853. Ueber einige Foraminiferen, Bryozoen, und Entomostrazen der Mainzer Beckens. Neues Jahrb. f. Min., etc., 670,679, pl. 9.
- Sirel, E., 1976. Eodnularia conica n. sp. türünün tanımı ve Darende-Gürün (Batı Malatya) yöresindeki Üst Lütésiyan-Alt Priaboniyen kireçtaşlarına ilişkin yeni görüşler. TJK Bülteni, No: 19,2,79-82.
- Sönmez, N., 1963. Deux genres d'Ostracodes du Paleogene de Thrace (Turquie). Rev. Micropal., v. 6, no: 2, Paris.
- Sönmez-Gökçen., N. 1973. Etude paleontologique (Ostracodes) et stratigraphique de niveaux du Paleogene du Sud-Est de la Thrace. MTA Dergisi, No: 147, Ankara, 1-117.
- Stchepinsky, A., 1960. Etude des Ostracodes du Sannoisien de T Alsace. Bull. Ser. Carte Geol. Als. Lorr., t. 13, f.1, Strasbourg.
- Şafak, Ü., 1990. Malatya kuzeybatısının (Medik Ebreme yöresi) Üst Lütésiyan ostrakod faunası, Ç. Ü. Müh-Mim. Fak. Derg., C: 5, No: 135-156.
- Triebel, E., 1950. Homoomorphe Ostracoden Gattungen. Senckenberg Bd 31, Frankfurt.
- Triebel, E., 1952. Ostracoden der Gattung Cytheretta aus dem Tertiär des Mainzer Beckens. Notizbl. hess. L. Bodenforsch., vol. 6, No. 3, Wiesbaden.

Two different phase of carbonatite have been distinguished. The oldest ones occur as dykes up to 1.5 m. in width and cut through the Triassic host rocks and ophiolites. Younger generation of carbonatites occur in the form of dykes ranging in size 1-10 cm. and cut through the breccia pipes and veins.

The deposit consists of bastnaesite-fluorite-barite mineralizations in economic grade. The mineralization is mainly hosted by anchimetamorphic sediments and rarely trachytic tuffs and breccia pipes. There are five breccia pipes in the area which are formed by magmatic process. The mineralization consists of the infilling of radial circular and funnel shaped fractures and breccia pipes.

Fracturing, brecciation and mineralization are associated with the late Oligocene carbonatite intrusions.

Prebreccia mineralization is dominated by fluorite and barite. Post-breccia mineralization is dominated by REE mineral phases. Thorbastnaesite is the most abundant and widespread mineral phase. Minör phases are fluocerite and brockite. Fluid inclusion studies suggest that early stage of prebreccia mineralization was between 550-300° and late stage 300-190 C°. The early stage of postbreccia mineralization was between 300-500 C°, whereas the final stage was below 250 C°.

The bastnaesite-fluorite-barite deposit of Kızılcaören is formed by the upwelling of the high temperature carbonatitic magmatic fluids (carbo-thermal fluids) guided by circular, radial and funnel shaped fractures, at late Oligocene-early Miocene time.

GİRİŞ

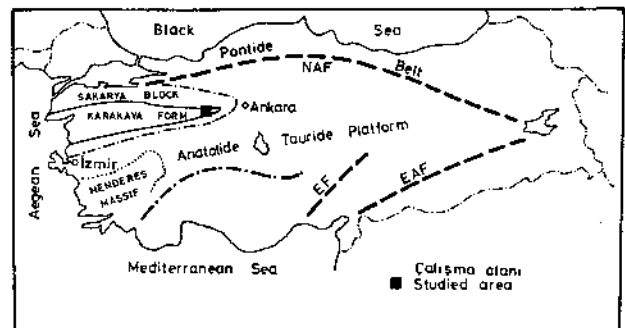
Kızılcaören karbotermal cevherleşmesi Ankara'nın 150 km batısında, Pontid kuşağı ile Anatolid-Torid platformu arasında, Karakaya formasyonunun (Bingöl, 1976) doğu kenarında yer alır (şekil 1). Cevherleşme yörede saptanan karbonatit sokulumları ile ilişkilidir (Delaloye ve Özgenç, 1983). Yatak ekonomik anlamda toryumlu bastnaezit, fluorit ve barit mineralleşmelerini içerir. MTA Genel Müdürlüğüne yapılan rezerv çalışmaları sonucu %3-4 tenörlü 3 milyon ton NTE, %35 tenörlü 4 milyon ton fluorit, %20 tenörlü 3 milyon ton barit ve %0.2 tenörlü 380.000 ton Toryum rezervi saptanmıştır (Demiröz, 1976., Kaplan, 1977).

Yatakta karbonatitlerle ilişkili cevherleşme parajenezinde pirit dışında, başkaca sülfid minerallerine rastlanmaz. Yörede saptanan breşleşme tipi, yapısal özellikler, kırık sistemleri, parajenez özellikleri ve cevherleşme süreçleri, bilinen hidrotermal cevherleşmelerle aykırılıklar gösterir.

Kızılcaören yatağı 1960'lı yıllarda MTA Genel Müdürlüğüne gerçekleştirilen hava prospeksiyonları sırasında bulunmuştur. Bölge son 30 yıldır birçok araştırmacı tarafından incelenmiştir. İlk araştırmalar bölgesel jeolojik anlamda gerçekleştirilmiştir (Kupfahl, 1954; Weingart, 1954; Kaaden, 1966; Coğulu ve diğr. 1965; Sündal, 1969; Bingöl, 1976; Kulaksız, 1977; Yılmaz, 1981). Cevherleşmeye yönelik ilk çalışmalar Uçmak (1970) ve Kaplan (1977) tarafından yapılmıştır. Arda (1975, 1976) ve Çağatay (1981) yataktaki NTE mineral fazlarının torbastnaezit, fluoserit ve brockit şeklinde geliştiğini belirtmişlerdir. Delaloye ve Özgenç (1983), Kızılcaören cevherleşmesi ve çevre kayaların yaş tayinlerine yönelik çalışmalarında, yörede karbonatit

kayaların varlığını saptamışlar ve karbonatitlerde sıvı kapanım çalışmaları gerçekleştirmişlerdir. Kırıkoğlu (1983), Stumphl ve Kırıkoğlu (1986) cevherleşmeye yönelik çalışmalarında fluoserit ve brockit minerallerinin varlığını teyid etmişlerdir. Bu araştırmacılar yatağın epizotermal koşullarda geliştiğini belirtmektedirler. Hatzl ve diğr. (1990) yataktaki cevher mineralleri üzerinde izotop ve sıvı kapanım çalışmaları yapmışlardır. Özgenç (1988, 1992) yataktaki NTE ve Th davranışlarını incelemiş ve NTE minerallerinin yüksek sıcaklık mineralleri olarak oluştuğunu belirtmiştir. Hatzl (1992) yataktaki nadir toprak minerallerinin, karbonatitlerin hidrotermal koşullarda bozulması sonucu olabileceğini belirtmektedir.

Bu çalışmanın amacı, bölgesel ve yöresel ölçekte elde edilen bulguların sonuçlarını vermek ve NTE'ce zengin ve huni, baca ve dairesel kırık sistemlerince denetlenen cevherleşmenin oluşumuna yönelik bir model sunmaktır.



Şekil: 1. Kızılcaören yatağının tektonik birlikler içindeki yeri

Figure: I. Tectonic setting of Kızılcaören deposit

JEOLJİ

Kızılcaören yatağı Karakaya formasyonunun doğu kenarında yer alır. Yöredeki en yaşlı kayalar metagabro-metadiyorit daykalarını içinde bulunduran ve esas olarak serpentinitlerden oluşan ofiyolitlerdir. Ofiyolitlerin yaşı Geç Paleozoyik-Erken Triyas olarak verilmektedir (Bingöl, 1976., Şengör ve Yılmaz, 1981., Üşümezsoy, 1987). Geç Triyas yaşlı ankimetamorfik tortullar (kumtaşı, fillit, şeyi, çamurtaşı, sleyt) faylı dokanakra ofiyolitleri üstler (Kulaksız, 1977., Delaloye ve Özgenç, 1983). Sahanın güneyinde yer alan D-B doğrultulu ve derinlere kadar uzanan büyük fay zonu ofiyolitlerle Triyas formasyonunun dokanağını oluşturur (şekil 2). Geç Oligosen yaşlı mağmatik faaliyet sonucu karbonatitler, erken Miyosen yaşlı volkanik faaliyetler sonucu da trakitik proklastikler, trakitler ve fonolitler oluşmuştur (Delaloye ve Özgenç, 1983). Trakit ve fonolit domlan güneydeki D-B doğrultulu büyük fay boyunca ofiyolitleri keserek yerleşir. Bu yerleşim, yöredeki bu en önemli yapısal unsurun erken Miyosen'den beri hareketsiz olduğunu belirtir. Cevherleşme alanının doğu ve batısında bulunan iki reze fayı, güneydeki D-B doğrultulu faya yaklaşık olarak dik konumdadır. Yörede saptanan yapısal unsurlar, büyük boyutlu breş bacaları ile huni, ışınal, dairesel ve doğrusal kırık sistemleri cevherleşme alanında geniş ölçekli bir çökmenin varlığına işaret eder. Güneydeki büyük fay ile buna dik konumdaki iki reze fayı cevherleşme alanını sınırlamıştır. Bu fayların sınırladığı alan dışında cevherleşme gözlenemez. Bu faylar breş bacaları ve cevherli kırıklardan daha yaşlıdır.

Sahada değişik fazlardan oluşmuş karbonatitler ve volkanitler ayırtlanmıştır. Bunların radyometrik yaşları ile yatakta saptanan parajenetik ve stratigrafik fazlara göre, breş bacalarının oluşumu ile ilişkili olan mağmatik faaliyet ve cevherleşme süreçleri, breşleşme öncesi ve breşleşme sonrası olarak iki ana evrede gelişmiştir.

Breşleşme Öncesi Karbonatitler

Bu karbonatitler Streckeisen (1978) sınıflamasına göre sövit ve alkivit olarak isimlendirilmiştir. Başlıca özşekilli kalsit ve dolomit, özşekilli diyopsit, biyotit, manyetit ve daha az oranda prizmatik apatit ile globüler formda fluorit içerirler. Değişik uzunluklarda dayklar şeklinde olup 1-1.5 m genişliktedirler. Sahada Kocayayla tepenin GD'nda, Karaburunsivri tepenin G'inde, Devebağirtan tepenin D'nda ve Koca Devebağirtan tepenin K'nde görülür. Bu kayaların kalsitlerinde yapılan sıvı kapanım çalışmaları, bunların homojenleşme sıcaklığının 550C⁰ olduğunu göstermiştir. Yapılan radyometrik yaş tayinleri bu kayalar için 28. 7 ± 1.0 my değerler elde

edilmiştir (Delaloye ve Özgenç, 1983). Bu karbonatitlere ait iri parçaların breş bacaları içinde bulunması nedeniyle bunların oluşumu breşleşme öncesidir.

Breşleşme öncesi karbonatitler NTE ve iz elementler bakımından hafifçe zenginleşmişlerdir. Yapılan XRF analizlerinde, ppm olarak Ba (3200), Sr (11342), Rb (19), Th (56), La (506), Ce (1543), Nb (232), Zr (163), Nd (180) ve Y (70) değerlerin elde edilmiştir.

Breşleşme Öncesi Trakitler ve Piroklastikler

Trakitler küçük stok ve dayklar şeklinde Devebağirtan tepenin G'nde ve Küçük Höyükte tepenin GD'nda görülür. Başlıca kayaç yapıcı mineraller sanidin ve oligoklaz ve daha az oranda kuvars, biyotit ve allanittir. Kayaç değişik oranlarda camsı hamur içerir.

Trakitik piroklastikler silisleşmiş camsı tuf ve breşlerden oluşur. Sahadaki yayılımları ve kalınlıkları azdır. Bu nedenle volkanizmanın patlamalı bir evre geçirmediği düşünülebilir. Bu kayaların yaşı 26 ± 0.8 my olarak bulunmuştur. Tuf ve trakit parçalarına özellikle Küçük Höyükte tepe batısındaki breş bacaları içinde rastlanır.

Trakitlerin NTE ve iz element içerikleri ppm olarak Ba (875), Sr (1350), Rb (180), Th (150), La (95), Ce (115), Nb (50), Zr (110) ve Nd (80) olarak saptanmıştır.

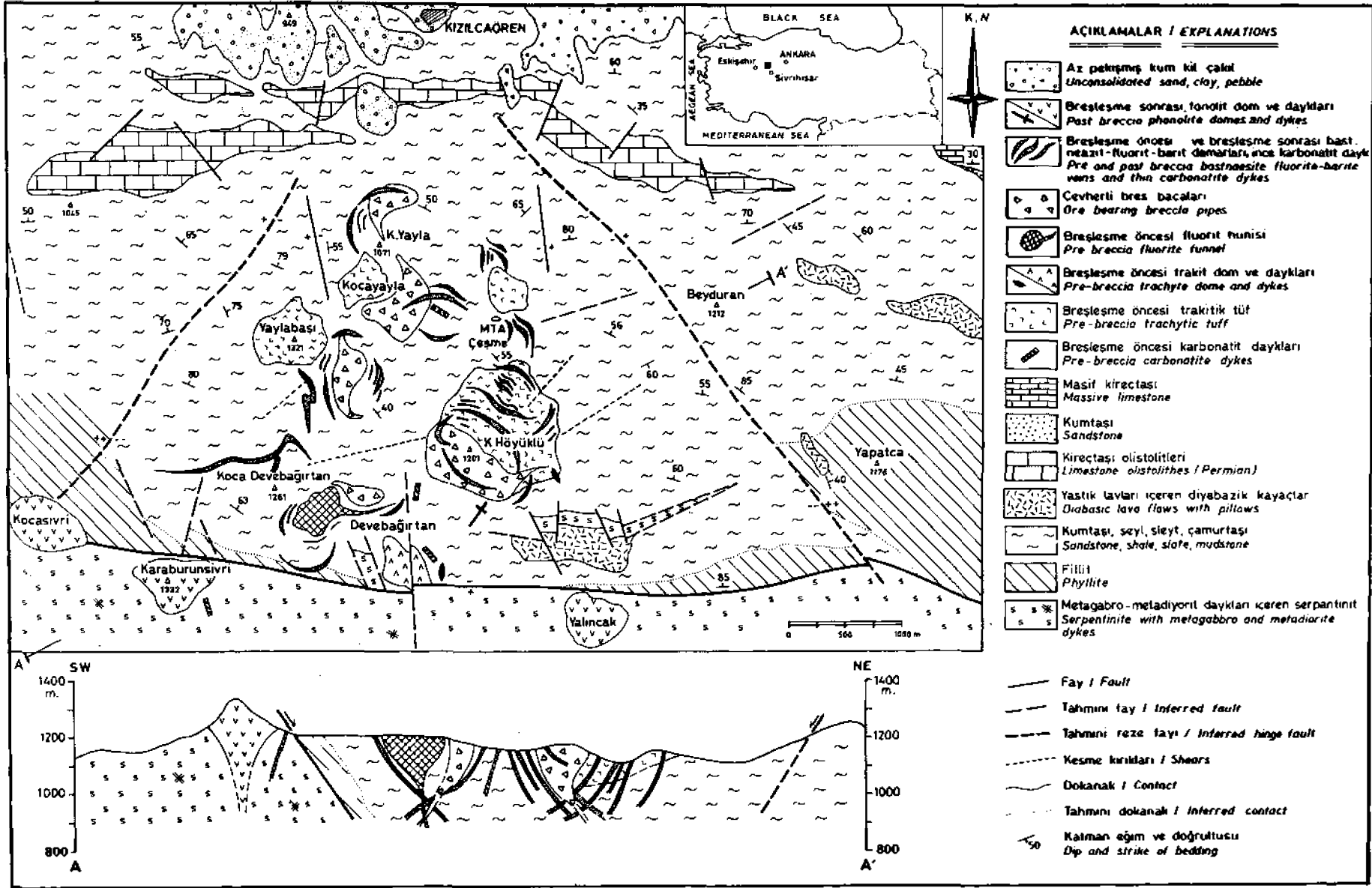
Breşleşme Sonrası Karbonatitler

Bu karbonatitler 1-10 cm. genişliğinde ince dayklar şeklinde oluşur. Cevherli damarları, breş bacalarını, Triyas birimlerini ve volkanitleri keser. Breşleşme öncesi karbonatitlerle aynı mineralojik bileşimdedir. Bu karbonatitlerle torbastneazit mineralizasyonları ile biraradalık gösterir. Küçük Höyükte ve Küçükayla tepe civarında gelişen konsantrik damarlarda, ince karbonatit daykan ve bastneazit damarları birbirini keser konumdadır. Bu biraradalık karbonatitlerin ve nadir toprak mineralleşmelerinin aynı evrede geliştiğini gösterir.

Bu kayalar NTE ve iz elementler açısından oldukça zenginleşmiştir. Özellikle La, Ce ve Th değerleri, breşleşme öncesi karbonatitlerden yüksektir. Yapılan analizlerde ppm olarak Ba(2000), Sr (4800), Rb (11), Th (300), La(4725), Ce(6700), Zr(30), Nb(325) ve Nd(850) değerleri elde edilmiştir.

Breşleşme Sonrası Fonolitler

Fonolitlerin ana bileşenleri sanidin, nefelin, lösit, ve ejirinojittir. Daha az oranda apatit, sfen ve globüler fluorit bulunur. Fonolitler domlar şeklinde sahanın güneyindeki ana fay boyunca yerleşir ve belirgin yükseltileri oluştururlar. Bu kayalarda 22-24 my civarında yaşlar sap-



KIZILCAÖREN KARBOTERMAL YATAĞI

tanmıştır. Fonolitler cevherli damarları, ve kendilerinden önceki tüm birimleri keser.

Yapılan NTE ve iz element analizlerinde bu kayalar için ppm olarak Rb (120), Sr (75), Y (20), Zr (930), Nb (200), Ba (875), La (420), Ce (600) ve Hf (105) değerleri elde edilmiştir.

BREŞLEŞME

Çalışma alanındaki breş bacaları oval şekilli olup ortalama boyudan 500x750 m'dir (şekil 2). Breş zonlarının 200-300 m derinliklere kadar uzandıkları belirtilmektedir (Kaplan, 1977).

Bacaların eğimleri 45° - 55° arasında değişir. Yan kayalarla bacaların dokanaklan belirgindir. Breşlerin esas bileşenleri Triyas birimlerine ait 1-100 m. genişlikteki iri bloklar ile 1-20 cm. boyutlarında köşeli ofiyolit, trakit, karbonatit ve fluorit parçalarından oluşur. Matriks yan kayaların ince malzemesinden oluşur. Dolgu materyeli olarak kalsit, kuvars ve cevher damarları bulunur.

Triyas birimlerine özgü stratigrafik ve yapısal özellikler breş bacaları içinde korunmuştur. Bu tip

breşleşmelerin geniş alanları kapsayan göçme ve çökmelerle oluştuğu öne sürülmüştür (Eckermann, 1960., Heinrich, 1967., Sillitoe, 1985., Baker ve Andrew. 1991). Geniş çaplı çökmelerin oluşum mekanizması Eckermann (1960) ile Norton ve Cathles (1973) tarafından açıklanmıştır. Eckermann (1960) tarafından önerilen modelde, alkali karbonat magmaların kabuk içine sokulumları ve yükselmeleri anında yüzeye yakın seviyelerde, magmanın iç basıncının litostatik basıncı yenmesi ile tavanın kırılması sonucu büyük bloklar halinde çökmeler oluşmaktadır. Norton ve Cathles (1973) ile Baker ve Andrew (1991) tarafından önerilen modelde ise iki olası mekanizma söz konusudur. Bunlardan birincisi, başlangıçta sığ derinliklere sokulan magmaların derinlere doğru geri çekilmesidir. Bu suretle magmanın bıraktığı boşluğa tavan kayaların göçmektedir. Diğer modelde ise, çok büyük hacimlerde sıvı ve gazların kristallenme sürecine giren magmanın en üst seviyelerinden kaçmasıdır. Bu esnada oluşan yüksek basınç tavan kayalarda ışmsal dairesel, huni ve baca şekilli kırıkların gelişmesine ve geniş çaplı çökmelere neden olmaktadır.

Çalışma alanındaki breş bacalarının boyutları,

	Breşleşme öncesi mineralizasyon (Prebreccia mineralization)		Breşleşme sonrası mineralizasyon (Postbreccia mineralization)	
	550-300 C° Erken Faz Early Stage	300-190 C° Geç Faz Late Stage	300-500 C° Erken Faz Early Stage	250-? C° Geç Faz Late Stage
Rutil(Rutile)	—			
Plajioklaz(Plagioclase)	—			
Flogopit(Phlogopite)	—			
Fluorit(I)-Fluorite(I)	—			
Fluorit(II)-Fluorite(II)		—		
Barit(Barite)		—		
Pirit(Pyrite)		—		
Matriks Fluorit(III)-Fluorite(III)		—		
Matriks Kalsit(Matrix calcite)		—		
Götit(Goethite)		—		
Hematit(Hematite)		—		
Fluorit(IV)-Fluorite(IV)			—	
Sölestin(Celestite)			—	
Kalsit(Karbonatit)-Calcite(Carbonatite)			—	
Torbastneazit(Thorbastnaesite)			—	
Fluoserit(Fluocerite)			—	
Brockit(Brockite)			—	
Braunit(Braunite)			—	
Kuvars(Quartz)				—
Mn-Oksitler(Mn-Oxides)				—

Şekil: 3. Kızılcaören yatağının genelleştirilmiş parajenezi
Figure: 3. Generalized paragenetic sequence of Kızılcaören deposit

derinliği ve litolojisi bunların çökmeler sonucu oluştuğunu gösterir. Yoğun fluorit cevherleşmelerinin varlığı ve geniş karbonatit oluşumlarına rastlanmaması çökmelerin, sığ derinliklere yerleşen bir karbonatit magmanın geri çekilmesi ve aynı anda uçucu bileşenlerce zengin (Cl, F, CO₂) magmanın üst seviyelerinden büyük hacimde sıvıların kaçması ile gelişen ardışık iki mekanizma ile oluştuğunu belirtir. Cevherleşme alanında hidrotermal alterasyonlara rastlanmaması ve volkanizmanın patlamalı bir evre geçirmemiş olması, breşleşmenin oluşumunun volkanizma ile ilişkisini zayıflatmaktadır.

CEVHERLEŞME

Cevherleşmeye ev sahipliği yapan kayalar Triyas formasyonuna ait ankimetamorfik birimlerdir. Piroklasitikler de daha az oranda cevherleşmeye yan kayaç olurlar. Yataktaki litostrafik birimler arasındaki zaman-mekan ilişkileri ile yapısal ve stratigrafik ilişkilere göre cevherleşme, breşleşme öncesi ve breşleşme sonrası olarak iki aşamada incelenebilir.

Breşleşme öncesi cevherleşmeler dairesel, ışınal doğrusal ve huni şekilli kırıkların doldurulması şeklinde gelişmektedir. Breşleşme sonrası cevherleşmeler ise önceki damarların kesilmesi ve breşleşme anında gelişen kırık ve boşlukların doldurulması ile oluşur. Sahada konsantrik kım sistemleri egemendir. Bunların boyutları 300x500 m. ve 600x900 m.'dir. Dairesel damarların eğimleri 25° -55° arasındadır. Doğrusal ve ışınal damarlar 500-100 m. yüzeysel devamlılık gösterir ve eğimleri 15°-45° arasındadır.

Yataкта saptanan her parajenetik evrenin gelişimi sırasında cevher getirici sıvılar hep aynı kırıkları izlemiştir. Damarlarda saptanan parajenez mineralleri; rutil, zonlu plajioklad, zonlu flogopit, zonlu fluorit, barit, sölestin, torbastneazit, fluoserit, brockit, braunit, pirit, götit, hematit, kuvars ve Mn oksitler olarak belirtilebilir.

Damarların tümü aynı mineralojik bileşime sahiptir. Ancak mineral bolluklarına göre göreceli bir ayırım yapılabilir. Fluoritce daha zengin damarlar Devebağirtan, Koca Devebağirtan ve Küçük Höyüktepe civarında görülür. Barit minerallerince daha zengin damarlar Kocayayla ve Yaylabası tepede yaygındır. Bu damarlarda akma bantları karakteristiktir. Nadir toprak minerallerince zengin damarlar Koca Devebağirtan, Devebağirtan ve Küçük Höyüktepe tepenin batısında gelişir (şekil 2).

Yataкта saptanan parajenetik evreler ve sıvı kapanım çalışmaları sonucu elde edilen homojenleşme sıcaklıklarına göre dört parajenetik faz ayırtlanmıştır. Bunlardan ikisi breşleşme öncesine, diğer ikisi breşleşme sonrasına aittir (şekil 3).

Breşleşme Öncesi Cevherleşmeler

Breşleşme öncesi cevherleşmeler, cevher getirici sıvıları sahada gelişmiş kırık sistemlerin doldurulması sonucu oluşur. Erken ve geç fazlar başlıca fluorit ve barit mineralleriyle temsil edilir. Fluoritler özşekillidir ve zonlu yapı gösterirler. Tane boylan 0.5-3 cm arasında değişir. Baritler özşekillidir ve 0.5-1.5 cm tane boylarına sahiptir. Parajenez katılan diğer mineraller rutil, zonlu plajioklad ve zonlu flogopittir. Bu mineraller fluorit ve kalsitten oluşan bir matriks ile çimentolanmıştır.

Erken faz: Rutil + zonlu plajioklad + zonlu flogopit + koyu mor zonlu fluorit (I).

Geç faz: Açık mor fluorit (II) + Barit + Pirit + fluorit (III) (matriks) + kalsit (matriks) + götit + hematit.

Koca Devebağirtan tepenin kuzeyinde gelişen huni şekilli damarda fluorit baskın mineraldir. İlk cevher yerleşimi burada başlamış olmalıdır. Diğer damarlarda fluorit ve barit birlikte bulunur. Rutil özşekilli küçük kristaller şeklindedir. Zonlu flogopit özşekilli iri kristaller halindedir. Zonlu plajioklad ve zonlu fluoritlerde kataklastik yapı gözlenir. Zonlu yapıdaki bu minerallerin varlığı erken faz cevherleşmelerinden hemen ardından cevher getirici eriyiklerin ısı ve basıncının hızla düştüğünü gösterir. Pirit tamamen ayrılmış, götit ve hematite dönüşmüştür.

Breşleşme Sonrası Cevherleşmeler

Cevherleşmenin bu evresi esas olarak NTE mineral fazlarıyla temsil edilir. Erken faz cevherleşmelerinde ana mineral torbastneazittir. Daha az oranda fluoserit ve brockit fazları görülür. Bu fazda parajenez katılan diğer önemli mineraller yeşil fluorit ve sölestin.

Geç fazla ise braunit, kuvars ve mangan oksitler oluşur,

Erken faz: Yeşil fluorit (IV) + sölestin + kalsit ve dolomit (karbonatitik) + torbastneazit + fluoserit + brockit.

Geç faz: Braunit + kuvars + Mn - oksitler

Breşleşme sonrası cevherleşmeler önceki damarların boşluk ve kırıklarına, breş bacaları içine ve breşleşme anında oluşan kırık sistemleri içine dolgu şeklinde yerleşir. Yeşil fluorit yalnızca breşleşme sonrası parajenetik evrenin erken fazında görülür. Sölestin baritle birarada bulunur ve bariti ramplase eder. Baritten itibaren sölestin gelişimi, cevher getirici sıvıların ısısının yükseldiğini ve bir rekristalizasyonun başladığını gösterir. Rekristalizasyon anında Sr²⁺ elementi Ba²⁺ elementinin yerini alır (Brower, 1973).

NTE mineralleri, karbonatit mikrodakları ile biraradalık gösterir. Bu beraberlik yataktaki NTE mineral fazlarının yüksek sıcaklıkta oluştuğunu gösterir.

KIZILCAÖREN KARBOTERMAL YATAĞI

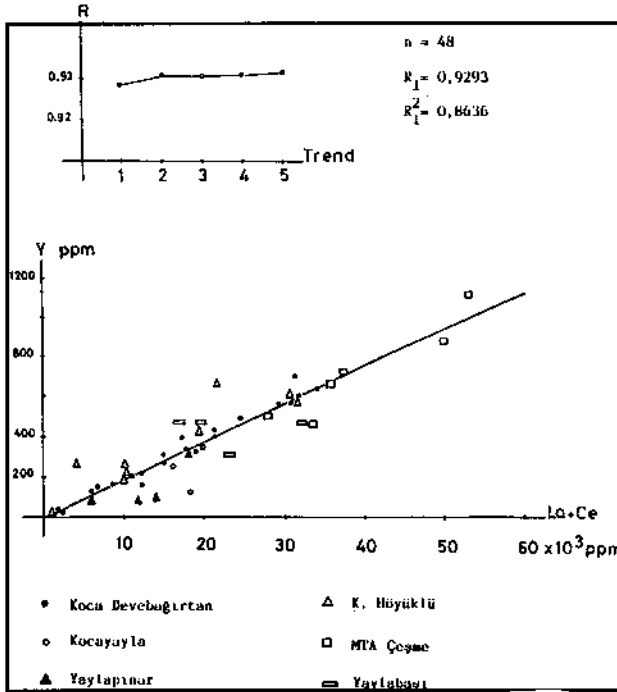
Cevherleşmenin geç fazında braunitin ortaya çıkışı ısının düşmeye başladığını belirtir. Kuvarlarda yoğun olarak gözlenen ikincil kapanımlar ısının yavaça düştüğünü gösterir.

SIVI KAPANIM ÇALIŞMALARI

Sıvı kapanım ölçümleri DEÜ Jeoloji Mühendisliği laboratuvarlarında bulunan Leitz-300 model ısıtma tablası ve MTA Genel Müdürlüğü Laboratuvarlarında bulunan 600 C° kapasiteli ısıtma tablaları ile yapılmıştır.

Ölçümler breşleşme öncesi fluorit, barit ve karbonatit kalsitlerinde ve breşleşme sonrası yeşil fluorit, kuvars ve karbonatit kalsitlerde yapılmıştır. Fluorit ve baritlerde bulunan kapanımlar genellikle birincil kapanımlardır. Oval ve tabular şekillidir. Kuvarlarda bulunan kapanımlar oval ve yuvarlak şekilli olup genellikle ikincil kapanımlardır.

Breşleşme öncesi erken faz koyu mor fluoritlerde Th= 305C°, geç faz açık mor fluoritlerde Th= 225C° ve baritlerde Th= 190C° ölçülmüştür. Bu fluorit ve baritlerde bulunan tabular şekilli kapanımlarda bölünme ve parçalanma izlenmemiştir. Bu durum breşleşme öncesi cevherleşmelerden sonra ısının hızlı bir şekilde düştüğünü gösterir.



Şekil: 4. Yataktaki La+ Ce/Y değişim diyagramı (lokasyonlar için Şekil. 2'ye bakınız)

Figure: 4. La + Ce versus Y diagram of the deposit (for localization see Fig. 2)

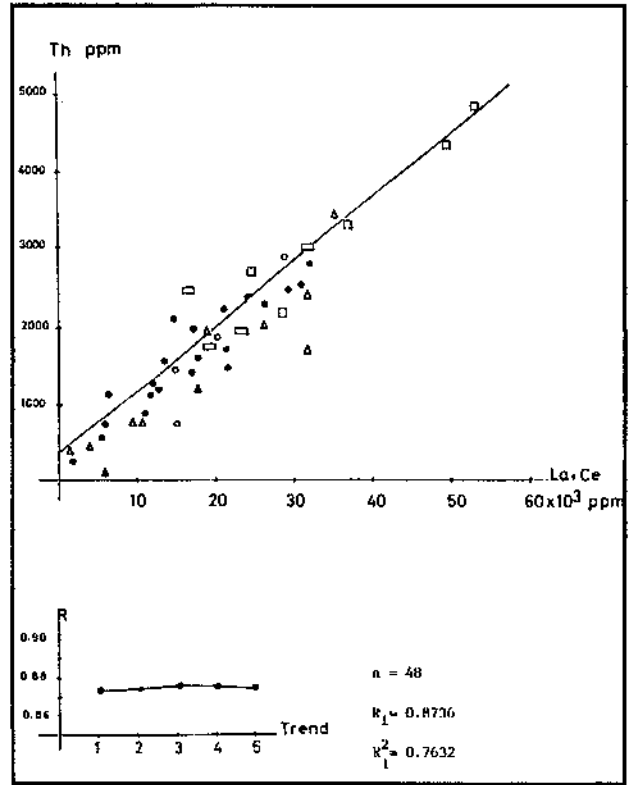
Breşleşme sonrası erken faz yeşil fluoritlerde TH = 330C° dir. Geç faz kuvarlarda Th= 180C - 200C arasındadır.

Breşleşme öncesi karbonatit kalsitlerde Th= 550 C\ ve breşleşme sonrası karbonatit kalsitlerde Th= 460C° ölçülmüştür.

NTE JEOKİMYASI

NTE ve iz element analizleri, DEÜ Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü laboratuvarlarında XRF yöntemi ile gerçekleştirilmiştir. Kızılcaören yatağı hafif hadir toprak elemenüerince(HNTE) zengindir. Önemli iz elementler Y, Th, Sr, Nb ve Nd'dir (Tablo 1). NTE, Y ve Th'un yataktaki dağılımı çok değişkendir. Torbastneazit (Ce-La-Nd-Pr-Sr-Th) CO₃F, en yaygın NTE mineral fazıdır. Yataktaki NTE mineral fazlan ilk kez Arda (1975,1976) ve Çağatay (1981) tarafından incelenmiştir. Diğer NTE mineral fazlan fluoserit (Ce-La)F₃ ve brockit (Ca-Sr-Ba-Th-La-Ce)PO₄ olarak belirlenmiştir.

Yatağın genelinde çok yüksek olan NTE değerleri, fluorit minerallerinde çok düşüktür (Tablo 1).



Şekil: 5. Yataktaki La+ Ce/Th değişim diyagramı (sembol ve lokasyonlar için Şekil. 2 ve 4'e bakınız)

Figure: 5 La + Ce versus Th diagram of the deposit (for symbols and localization see Fig. 2 and 4)

Tablo 1. Cevherli damar ve bacalarda NTE ve iz element analizleri
 Tablo 1. REE and trace element analyses from the veins and pipes

Sample No	La	Ce	Th	Y	Nd	Nb	Sr (ppm)
KA - 1	9527	12154	1515	400	3620	65	6604
KA - 2	3878	8470	1217	160	4815	50	2400
KA - 3	1561	4734	775	119	3975	110	11030
KA - 4	7089	7930	2181	285	5620	95	6257
KA - 5	6094	11270	1500	399	4950	180	4867
KA - 6	15134	14365	2553	561	7125	215	4089
KA - 7	4390	8618	1266	297	4095	83	10973
KA - 8	2720	6014	322	166	3104	76	3777
KA - 9	4219	8126	1310	225	4273	79	2938
KA-10	9852	11516	1755	436	6376	193	4742
KA-11	483	1445	263	43	3348	35	635
KA-12	1950	4733	1235	150	2976	56	1607
KA-13	12047	12547	2427	496	6941	534	5913
KA-14	542	1543	400	34	2503	67	504
KA-15	4079	7242	950	200	3427	87	3031
KA-16	7500	11120	1675	324	4416	136	3452
KA-17	9440	8421	587	340	5010	154	4388
KA-18	1289	4442	621	109	3520	97	2964
KA-19	10769	19917	2600	570	6970	200	4023
KA-20	7226	10238	2000	330	5337	165	3382
KA-21	13276	18590	2478	600	7017	225	5266
KA-22	1316	2624	297	282	2957	63	1663
KA-23	7846	13874	2091	668	4673	179	8697
KA-24	15693	16183	1768	607	7190	205	4055
KA-25	13760	14650	315	267	5220	123	3824
KA-26	12000	15889	170	120	4613	72	1663
KA-27	7558	11516	599	359	4525	93	3013
KA-28	6202	13580	1944	445	4790	118	3533
KA-29	709	954	412	32	3547	59	2618
KA-30	2962	7881	802	206	3618	144	3757
KA-31	3843	5916	804	272	4136	137	3360
KA-32	7542	3962	2525	478	4612	170	3248
KA-33	8860	13973	1992	300	3769	67	4238
KA-34	12669	19831	3107	471	4873	140	5577
KA-35	8950	10635	1850	450	5100	166	4500
KA-36	8632	9035	1250	322	4033	195	3877
KA-37	4219	8126	310	85	3945	76	2938
KA-38	6077	8176	348	107	4618	81	4618
KA-39	3580	2170	29	99	3467	58	1143
KA-40	16336	15100	4026	700	5268	235	7000
KA-41	17904	15896	4245	656	6871	184	2613
KA-42	16217	15838	2880	600	4323	137	4222
KA-43	19668	15937	3500	677	7544	190	3162
KA-44	25945	26685	4987	1132	7160	156	4733
KA-45	24388	25222	4474	896	4015	236	4584
KA-46	16491	11074	3390	503	4210	107	3159
KA-47	16731	16534	3227	470	3987	124	2984
KA-48	13692	23503	3400	740	4381	66	4480
FM-1	125	180	-	30	70	15	3415
FM-2	86	134	-	-	46	-	4130
FM-3	160	218	-	-	97	33	5543
FM-4	50	99	-	25	52	-	3860
FM-5	78	128	-	10	42	-	4250

XRF data, KA = bulk-rock, Fm = individual fluorite mineral
 XRF değerleri, KA = Tüm cevher, FM = Fluorite mineralleri

KIZILCAÖREN KARBOTERMAL YATAĞI

La + Ce / Y diyagramında (şekil 4) görüleceği gibi NTE değerleri Y ile pozitif bir korelasyon gösterir. Y'un NTE'leri ile birlikte mağmatik hidrotermal koşullardaki davranışları Mineyev ve diğr. (1966) tarafından deneysel olarak incelenmiştir. Y'un NTE'leri ile birlikte 500C°-550C° sıcaklıklarda birlikte hareket ettikleri ortaya konmuştur. La + Ce / Th ve Th / Y diyagramlarında (şekil 5 ve 6) TITun kısmen NTE ve kısmen de Y ile benzer kimyasal davranış sergilediği görülmektedir. Bu da beklenen bir sonuçtur. Çünkü Th'un iyonik yarıçapı NTE ve Y'un iyonik yarıçaplarına yakındır. Keza La + Ce / Th diyagramında (Şekil 5), Th'un NTE'leri ile pozitif bir korelasyon gösterdiği görülmektedir. Bu sonuç arazi gözlemleriyle uyumludur. Arazi sintilometre ile yapılan ölçümlerde, NTE'lerin artış gösterdiği damarlarda yüksek Th anomalileri saptanmıştır (Uçmak, 1970. ^ Kaplan, 1977). Arazi NTE'lerce zengin kısımlar, bunların sarı topraklı görünümü ile kolayca tanınabilir. Th*⁴ mağmatik hidrotermal koşullarda dengelidir ve 400C -500C sıcaklıklarda taşınabilir (Gabelman, 1977., Yılmaz, 1981).

Yapılan deneysel çalışmalar NTE'lerin Cl, F ve CO₃ bakımından zengin mağmatik sıvılarıyla taşındığını ortaya koymuştur (Norman ve diğr. 1989., Oreskes ve Einaudi, 1990). Diğer taraftan florokarbonat bileşimindeki bastneazit oluşumlarının ancak mağmatik hidrotermal koşullarda gerçekte diği deneysel olarak ortaya konmuştur (Hsu, 1992). Ancak OH-F bileşimindeki bastneazitlerin düşük sıcaklıklarda oluşabilmesi mümkündür. Kızılcaören bastneazitleri florokarbonat bileşimindedir ve OH-F türüne rastlanmamıştır.

En son deneysel çalışmalar, karbonatit mağmalarının fraksiyonel kristalleşmesinin çok yüksek oranlarda NTE derişimine neden olduğunu ve bunların magma içinde ana bileşenler gibi davranış sergilediklerini göstermektedir (Wyllie ve diğer., 1993). Bu suretle büyük hacimlerde NTE mineralleri oluşabilmektedir.

Kızılcaören yatağında büyük rezerv oluşturan florokarbonat bileşimli NTE mineralleri ve fluoritler, cevherleşmeyi oluşturan karbotermal sıvıların F, Cl ve CO₂ bakımından zengin olduğunu ve bunların 400 C° - 600C° sıcaklıklarda taşındığını gösterir.

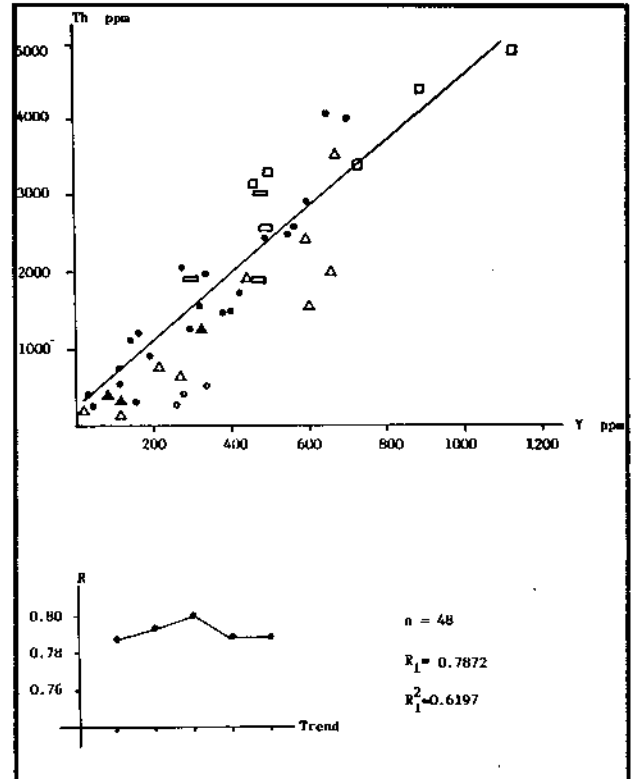
SONUÇLAR

Kızılcaören yatağında saptanan breş bacaları, ışnsal, dairesel ve huni şekilli kırık Sistemleri ve cevherleşmeler, Geç Oligosen yaşı karbonatit sokulumları ile ilgilidir. Erken Miyosen yaşı fonolitler cevherleşme sonrasındır. Breş bacaları mağmatik süreçler sonucu oluşmuştur. Bacaların boyutları, kırık sistemlerinin şekli, geniş bir alanda etkili olan çökmeler ile karbonatit daykan ve alkali volkanitler, bölgede sığ derinliklere yerleşmiş, alkalen-

karbonatitik bileşimli bir sokulumun varlığına işaret eder. Breş bacalarının boyutları, derinliği ve litolojisi bunların çökmeler sonucu oluştuğunu belirtir. Çökmelerin ise, sığ derinliklere yerleşen karbonatit magmanın geri çekilmesi ve aynı anda uçucularca zengin magmanın üst kısımlarından büyük hacimde sıvıların kaçması ile gelişen ardışık iki süreç ile meydana geldiği söylenebilir. Yatakta saptanan fluorit ve NTE rezervleri, büyük hacimlerde cevherli eriyiğin ortama geldiğini gösterir. Karbonatitlerin yüzeyde az görülmesi, magmanın derinlere doğru geri çekildiğini düşündürür.

Karbonatit ve volkanitlerde görülen globüler formdaki fluoritler, cevherli eriyiklerin yüksek oranda alkali içerdiğini belirtir. Alkalilerin varlığı fluorun likit fazdan gaz fazına geçmesini sınırlamıştır. Bu suretle ortamda ekonomik fluorit cevherleşmeleri oluşmuştur.

Yatakta gelişen cevherleşme süreçleri ile ilgili olarak dört parajenetik evre ayrılanmıştır. Bunlardan ikisi breşleşme öncesine, diğer ikisi de breşleşme sonrasına aittir. Breşleşme öncesi cevherleşmeler kırık sistemleri içine dolgu şeklinde yerleşmektedir ve başlıca fluorit ve barit mineralleriyle temsil edilir. Breşleşme sonrası cevherleşme NTE mineral fazlarıyla temsil edilir. Bunlar



Şekil: 6. Yataktaki Th/Y değişim diyagramı (Sembol ve lokasyonlar için Şekil. 2 ve 4'e bakınız)

Figure: 6. Th versus Y diagram of the deposit (for symbols and localization see Fig. 2 and 4)

torbastneazit, fluoserit ve brockittir. Torbastneazit en yaygın ve bol NTE mineralidir. NTE mineral fazlan, breşleşme sonrası karbonatit mikroyayınları ile biraradalık sunar. Bu beraberlik NTE fazlarının yüksek sıcaklıkta (450-500C⁰) oluştuğunu kanıtlar.

Sıvı kapanım çalışmaları, breşleşme öncesi erken faz mineralleşmelerin 550-300C⁰ ve geç faz mineralleşmelerin ise 300-190C⁰ ısı aralıklarında geliştiğini göstermiştir. Breşleşme sonrası erken faz cevherleşmeler 300-500C⁰ ısı aralığında gelişmiştir. Geç faz cevherleşmeler 250C⁰ altındadır.

Kızılcaören bastneazit-fluorit-barit yatağı yüksek sıcaklıktaki karbotermal sıvıların ışınal, dairesel, huni ve baca şekilli kırıkları Geç Oligosende doldurması ile oluşmuştur.

Yatakta gelişen cevherleşmeler için aşağıdaki şekilde bir model önerilebilir:

- Alkalen-karbonatit magma sıg derinlere sokulmuş ve küçük dayklar şeklinde yüze yerleşmeye başlamıştır.

- Bu sokulum çok şiddetli bir şekilde gerçekleştiğinden, ortamda dairesel, ışınal ve huni şekilli kırıklar oluşmuştur.

- F'ca zengin sıvılar magmanın üst seviyelerinden ayrılırken, henüz kristallenmesini tamamlamamış olan karbonatit magma derinlere doğru geri çekilmeye başlamıştır.

- Sıvıların oluşan kırık sistemlerini doldurmasıyla ilk fluorit ve barit kristallenmeleri başlamıştır.

- Magma geri çekilirken bıraktığı boşluklara tavandan çökmeler olmakta ve buna bağlı olarak breş bacaları oluşmaktadır.

Derinlere doğru geri çekilen karbonatit magmanın ısı ve basıncı yeniden artmaktadır.

Bu genç jenerasyon karbonatit magma tekrar sıg derinlere sokulum yaparken fraksiyonel kristalleşmeye uğramakta ve içinde yoğun NTEleri biriktirmektedir.

- NTE bakımından zengin sıvıların magmadan ayrılarak önceki kırık sistemleri içine yerleşmesiyle yaygın NTE mineralleri oluşmaktadır.

KATKI BELİRTME

Bu çalışma Kızılcaören ve çevresinde 1983 yılında başlatılmış olan çalışmaların devamıdır. Yazar araştırmaların devamı süresince lojistik destek sağlayan MTA Genel Müdürlüğüne, sıvı kapanım çalışmalarını gerçekleştiren MTA Teknoloji Dairesi elemanlarından Dr. Zeynep Ayan'a ve D.E.Ü. Jeoloji Bölümü araştırma görevlisi Dr. Nuran Dağ'a teşekkür eder. Yazar ayrıca aynı bölümde laboratuvar sorumlusu Kimya Mühendisi Yılmaz Gültekin'e XRF analizlerinin gerçekleştirilmesinde gösterdiği titiz çalışma için teşekkür borçludur. Çalışmalar sırasında bilimsel katkılarından ötürü yazar, Dr. Ahmet Çağatay'a sonsuz teşekkür eder.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Arda, O., 1975, Mineralojik çalışma: MTA lab. şb. raporu no. 14/8120, Ankara.
- Arda, O., 1976, Mineralojik çalışma: MTA lab. şb. raporu no. 10/A-8600, Ankara.
- Baker, M. E., Andrew, S. A. 1991, Geologic, fluid inclusion and stable isotope studies of the bearing breccia pipe Kidstone, Queensland, Australia: Econ. Geol. 86,810-830.
- Bingöl, E., 1976, Batı Anadolu'nun jeotektonik evrimi: MTA Derg. 86,14-34, Ankara.
- Brower, E., 1973, Synthesis of barite, celestite and barium-strontium sulfate solid solution crystals: Geochim. Cosmochim. Acta 37,155-158
- Çağatay, R., 1981, Türkiye'nin bazı radyoaktif cevherleşmeleri üzerinde mineralojik çalışmalar: TJK bülteni 24,59-64, Ankara.
- Çoğulu, H. E., Delaloye, M., Chessex, R., 1965, Sur l'age de quelques roches plutoniques a cides dans la region d'Eskisehir-Turquie: Arch. Sc. 18, 692-699, Geneve.
- Delaloye, M., Özgenç, İ., 1983, Petrography and age determinations of the alkaline volcanic rocks and carbonate of Kızılcaören district, Beylikahır-Eskişehir, Turkey. Schweiz. Min. Petrogr. 63,289-294.
- Demiröz, T., 1976, Eskişehir-Sivrihisar-Kızılcaören köyü güneyi nadir toprak elementleri-Th kompleks cevher yatağının Kocadevebağirtan kesimindeki Th rezerv durumu: MTA. rap. no. 5566,1-45, Ankara.
- Eckermann, H. Von., 1960, Progress of research on the Alnö carbonate: in. Tuttle, O. F and Gittings, J. (ed) The Carbonatites. New York, 3-31.
- Gabelman, J. W., 1977, Migration of uranium and thorium-exploration significance: AAPG, Studies in geology, 3.
- Hatzl, T., Morteani, G., Fuganti, A., Kienast, P., Blamart, D., 1990, Petrology and geochemistry of the bastneazite-fluorite-barite mineralization near Kızılcaören, province Eskişehir: Intern. Earth Sciences Congress on Aegean Regions, Abst. 83-84, Izmir.
- Hatzl, T., 1992, Die genese der karbonatit und alkalivulkanit assoziierten fluorit-baryt-bastnasit vererzung bei Kızılcaören (Türkei): Münchner Geol. Hefte, 8.
- Heinrich, E. W., 1967, The geology of carbonatites: Rand. Me. Nally. Chicago.
- Hsu, L. C., 1992, Synthesis and stability of bastnaesites in part of the system (Ce, La)-F-H-C-O: Mineral, and Petrology, 47,87-101.
- Kaaden, G., 1966, the significance and distribution of glaucophane rocks in Turkey: MTA Bull. 67, 36-67, Ankara.

KIZILCAÖREN KARBOTERMAL YATAĞI

- Kaplan, H., 1977, Eskişehir-Sivrihisar-Kızılcaören köyü yakın güneyi nadir toprak elementleri ve toryum kompleks cevher yatağı: Jeoloji Müh. Derg. 2, Ankara
- Kırıkoğlu, M. S., 1983, Fluorit-Baryt-Th-SEE lagerstätten im gebiet von Kızılcaören, provinz Eskişehir, West Türki: Diss. Montan Univ. Leoben, Austria, 276 S.
- Kulaksız, S., 1977, Sivrihisar kuzeybatı yöresinin jeolojisi: Doktora tezi, yayınlanmamış. H. Ü. Yerbilimleri Enst. Ankara.
- Kupfahl, H. G., 1954, 55/2,55/4 (Eskişehir) ve 56/1,56/3 (Sivrihisar) paftalarının löveleri esnasında yapılan jeolojik inceleme hakkında rapor: MTA rap. no. 2247, Ankara.
- Mineyev, D. A., Dikov, Y. P., Sobolev, B. P., Boritskaya, V. L., 1966, Differentiation of rare earth elements under supercritical conditions: Geochem. Internat. 3,357-359.
- Norman, I.D., Kyle R. P., Baron, C, 1989, Analysis of trace elements including rare earth elements in fluid inclusion liquids: Econ. Geol. 84,162-166.
- Norton, D. L., Cathles, L. M., 1973, Breccia pipes, products of exsolved vapor from magmas: Econ. Geol. 68,540-546.
- Oreskes, N., Einaudi, M., 1990, Origin of rare earth element enriched hematite breccias at the Olympic Dam Cu-U-Au-Ag deposit, Roxby Downs, south Australia: Econ. Geol. 85,1-30.
- Özgenç, L., 1988, Kızılcaören köyü (Beylikahır-Eskişehir) fluorit-barit-bastneazit yatağının jeolojisi ve parajenetik özellikleri: TJK 42. Jeoloji Kurultayı bildiri özleri kitabı, Ankara.
- Özgenç, L., 1992, Fluid inclusions ad REE geochemistry of the bastnaesite-fluorite-barite deposit of Kızılcaören, Beylikahır (Eskişehir), Türkiye: Intern. Workshop- Work in progress on the geology of Türkiye. Abstracts, 43, England.
- Sillitoe, R. H., 1984, Ore related Breccias in volcanoplutonic arcs: Econ. Geol. 80,1467-1514.
- Sündal, Ü., 1969, Geology of Okçuköy region: M. Sc. thesis, unpublished. ODTÜ, Ankara.
- Stumpfl, E. F., Kırıkoğlu, M. S., 1986, Fluorite-baryte-rare earth deposit at Kızılcaören, Turkey: Mitt. österr. ges. 78,193-200.
- Streckeisen, A., 1978, Classification and nomenclature of volcanic rocks, lamprophyres, carbonatites and melilitic rocks: N. Jb. Miner. Abh.134.
- Şengör, A. M. C, Yılmaz, Y., 1981, Tethyan evolution of Turkey, A plate tectonic approach : Tectonophysics, 75,181-241.
- Uçmak, F., 1970, Eskişehir ili, Sivrihisar ilçesi Beylikahır bucağı, toryum cevheri işletme projesi: MTA rap. no. 4179.
- Üşümezsoy, Ş., 1987, Kuzeybatı Anadolu yığılım orojeni: Paleotetis'in batı kenet kuşağı: Türkiye Jeol. Bült. 30-2,53-63, Ankara.
- Weingart, W., 1954, 56/2, 56/4 Sivrihisar ve 57/1, 57/3 Ankara paftalarının jeoloji haritası raporu: MTA rap. no. 2248, Ankara.
- Wyllie, P. J., Jones A. P., Deng, J., 1993, Carbonatite and REE: Some liquidus phase relationships: Intern. Conference on rare earth minerals. Chemistry, Origin and Ore Deposits. Abstracts, The Natural History Museum, London.
- Yılmaz, H. 1981, Uranyum ve toryum'un yer kabuğu içindeki göçü: Yeryuvarı ve İnsan, 6, 3-4. 66-78, Ankara.
- Yılmaz, Y., 1981, Sakarya kıtası güney kenarının tektonik evrimi: İst. Yerbilimleri. Derg. İstanbul.

TMMOB
JEOLojİ MÜHENDİSLERİ ODASI
Chamber of Geological Engineers of Turkey

Behiç ÇONGAR	Başkan (President)
Hikmet TÜMER	İkinci Başkan (Vice President)
M. Yüksel BARKURT	Yazman (Secretary)
Dr. Zeynel DEMİREL	Sayman (Treasurer)
Coşkun NAMOĞLU	Mesleki Uygulamalar Üyesi (Member of Professional Activities)
Erçin TÜRKEL	Yayın Üyesi (Member of Publication)
Mesude AYDAN	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)

Behçet AKYÜREK (MTA)	Prof.Dr. Ahmet AYHAN (SÜ)
Doç. Dr. Halil BAŞ (SÜ)	Prof.Dr. Özcan BORA (DEÜ)
Prof.Dr. Ayhan ERLER (ODTÜ)	Prof. Dr. Aziz ERTUNÇ (ÇÜ)
Prof.Dr. Nuran GÖKÇEN (DEÜ)	Doç.Dr. Nurdan İNAN (CÜ)
Dr. Neşat KONAK (MTA)	Prof.Dr. Engin MERİÇ (İÜ)
Y.Doç.Dr. Atike NAZİK (ÇÜ)	Prof.Dr. Mehmet ÖNALAN (İÜ)
Prof.Dr. İhsan SEYMEN (SÜ)	Dr. Metin ŞENGÜN (MTA)
Doç.Dr. İzver TANSEL (İÜ)	Prof.Dr. Fikret TARHAN (KTÜ)
Prof.Dr. Yusuf TATAR (FÜ)	Dr. Nuri TERZİOĞLU (TPAO)
Prof.Dr. Selçuk TOKEL (KTÜ)	Prof.Dr. Vedia TOKER (AÜFF)
Prof.Dr. Bektaş UZ (İTÜ)	Prof.Dr. Mefail YENİYOL (İÜ)
Dr. Cengiz YETİŞ (ÇÜ)	

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 Pülteni 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 of the TMMOB, Chamber of Geological Engineers. It is published biannually. 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 15th 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 : (4) 434 36 01 - 432 30 85
Fax : (4) 434 23 88

Correspondence Address

TMMOB JEOLojİ MÜHENDİSLERİ ODASI
Chamber of Geological Engineers of Turkey
Posta Kutusu 464 - Kızılay, 06424 Ankara - TURKEY
Tlf : (90-4) 434 36 01 - 432 30 85
Fax : (90-4) 434 23 88