

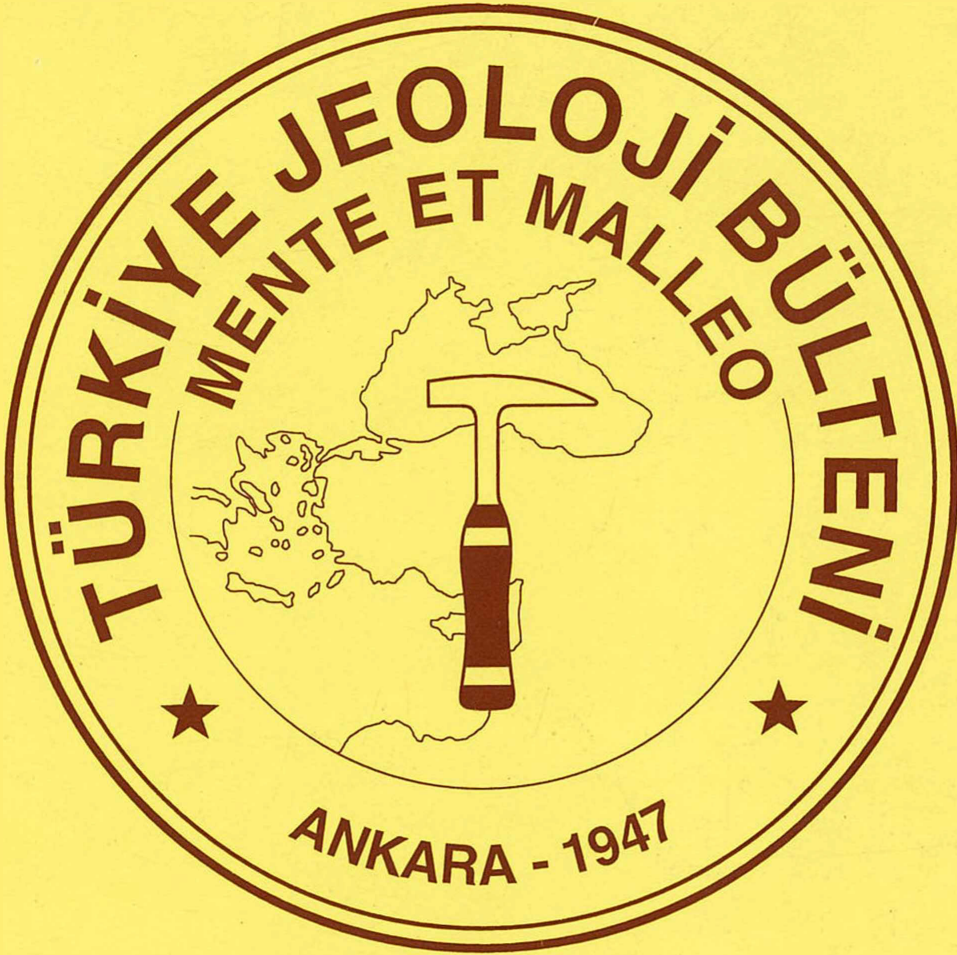
TÜRKİYE JEOLOJİ BÜLTENİ

Geological Bulletin of Turkey

Ağustos 1994 Cilt 37 Sayı 2

August 1994 Volume 37 Number 2

ISSN 1016-9164



TMMOB JEOLOJİ MÜHENDİSLERİ ODASI
Chamber of Geological Engineers of Turkey

TMMOB
JEOLOJİ MÜHENDİSLERİ ODASI
Chamber of Geological Engineers of Turkey

YÖNETİM KURULU / EXECUTIVE BOARD

Hikmet TÜMER
M. Yüksel BARKURT
Tahir ÇEBİ
Erçin TÜRKEL
Dr. Zeynel DEMİREL
Erdem ÇÖREKÇİOĞLU
Yakup ÖZÇELİK

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

TÜRKİYE JEOLOJİ BÜLTENİ
Geological Bulletin of Turkey
Yayın Kurulu / Publication Board

Editorler/Editors
Dr. Sefer ÖRÇEN - Dr. Atilla ÇİNER

Sekreter/Secretary
Kuddusi KARAKUŞ

Teknik Yönetmen/Technical Editor
Hilmi YAĞCI

Makaleleri İnceleyenler
Editorial Board

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

Yazışma adresi

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

Correspondence adress

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

TÜRKİYE JEOLojİ BÜLTENİ

Geological Bulletin of Turkey

Ağustos 1994 Cilt 37 Sayı 2
August 1994 Vol. 37 No 2

ISSN 1016-9164

İÇİNDEKİLER CONTENTS

- İç-Doğu Anadolu alkalın provensindeki Kösedag plütonu (Suşehri-KD Sivas) doğu kesiminin petrografisi, petrokimyası ve petrojenezi
Petrography, petrochemistry and petrogenesis of the eastern part of Kösedag plüton from the Central-Eastern Anatolian alkaline province, Suşehri, NE Sivas
.....D.BOZTUĞ , S. YILMAZ, Y.KESGİN 1
- Batı Kef krom yatağının (Guleman-Elazığ) jeolojik özellikleri
Geological characteristics of the Batı Kef (Guleman-Elazığ) chromium deposit
.....Ü.ÇAKIR 15
- Beypazarı (Ankara) granitinin jeolojisi, mineralojisi ve petrojenezi
Geology, mineralogy and petrogenesis of Beypazarı (Ankara) granite
.....C.HELVACI, S.BOZKURT 31
- Devrekani Havzası (Kastamonu kuzeyi) Üst Paleosen-Orta Eosen yaşlı karbonat istifinde mikrofasiyes analizleri
Microfacies analysis of the Upper Paleocene-Middle Eocene carbonate sequence Devrekani Basin (Northern Kastamonu)
.....C.TUNOĞLU 43
- Munzur Dağlarının (Kemah-İliç-Erzincan) stratigrafisi
Stratigraphy of the Munzur mountains (Kemah-İliç-Erzincan)
.....E.ÖZER 53
- Sürmene (Trabzon) yöresi bazaltlarının jeolojik yerleşimi ve jeokimyası
Geological setting and geochemistry of the Sürmene area basalts (Trabzon, NE Türkiye)
.....B.YALÇINALP 65
- Adana Baseni Güvenç formasyonu'nun (Tersiyer) fasiyes ve ortamsal nitelikleri
Fades and environmental aspects of the Güvenç formation (Tertiary) in the Adana Basin, Turkey
.....N.ÖZÇELİK, C. YETİŞ 73
- Samandağ formasyonunun (Antakya Havzası) yaşı ve Molluska faunasına bağlı paleoekolojik özellikleri
The age and paleoecological properties of Samandağ formation (Antakya basin) based on molluscan fauna
.....K.KARAKUŞ, G.TANER 87
- Boyabat (Sinop) yöresi (Triyas - Kretase) birimlerinin organik fasiyes incelemesi.
Organic fades properties of sedimentary units of Mesozoic in Boyabat (Sinop) region Northern (Turkey)
.....A.SARI 111
- Isparta - Burdur arasının jeolojisi ve tektonik özellikleri
Geology and tectonic features between Isparta and Burdur area (SW Turkey)
.....E.KARAMAN 119
- Hekimhan - Hasaңcelebi yöresinin Üst Kretase stratigrafisi ve havza evrimi
Upper Cretaceous stratigraphy of Hekimhan-Hasaңcelebi region and the basin evolution
.....Ö. F. GÜRER 135
- Ergani-Maden (Elazığ) balar yatağı cevherlerinin Bi, La, Ce, Th ve U eser elementleri
Bi, La, Ce, Th and U minor elements of Ergani-Maden (Elazığ) copper ore deposit
.....H.ÇELEBİ, İ. PEKER 149

TMMOB JEOLojİ MÜHENDİSLERİ ODASI
Chamber of Geological Engineers of Turkey

İç -Doğu Anadolu alkalin provensisindeki Köseadağ plütonu (Suşehri-KD Sivas) doğu kesiminin petroğrafisi, petrokimyası ve petrojenezi

Petrography, petrochemistry and petrogenesis of the eastern part of Köseadağ pluton from the Central-Eastern Anatolian alkaline province, Suşehri, NE Sivas

Durmuş BOZTUĞ Cumhuriyet Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Sivas
Sabah YILMAZ Cumhuriyet Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Sivas
Yaşar KESGİN TPAO, Arama Grubu Başkanlığı, Ankara

Öz

İç-Doğu Anadolu alkalin provensisi doğu kesimlerinde yüzeylenen Üst Eosen yaşlı Köseadağ plütonu, Orta Eosen yaşlı volkano-sedimanter birime ait traki-bazalt ve bazaltik-trakiandezitleri kesmekte ve Alt Miyosen (Akitaniyen) yaşlı lagüner kireçtaşları tarafından uyumsuzlukla örtülmektedir. Ana yapısal unsurlar KD-GB doğrultulu oblik ve normal faylar ile plütonda gözlenen eklem sistemlerinden oluşmaktadır. Eklem sistemleri genel olarak izotrop bir karakter sergilemekle birlikte, DB/40G ve K65D/dik konumlu çatlak sistemleri daha hakim olarak gözlenmektedir. Köseadağ plütonu doğu kesimi, başlıca, orta-kaba ve ince taneli olmak üzere haritalanabilir iki fasiyese ayrılabilir. Ana kütleli oluşturan orta-kaba taneli fasiyes, çoğunlukla kuvars-siyenit, siyenit ve ender olarak da monzonilik kayalardan oluşurken; ince taneli fasiyes ise diğerinin içerisinde küçük sokulumlar halinde gözlenmekte ve başlıca siyenitik kayalardan oluşmaktadır. Ana mafik mineralleri amfibol (hornblend-kersutit), klinopiroksen (ojit ve ender olarak egrinöjit) ve biyotitten oluşan Köseadağ plütonu doğu kesiminin siyenitik ve monzonitik kayaları kafemik (CAFEM), metalümino, katyonik (Na+K) < Al parametresi olan ve silis bakımından doygun alkalin (ALKS) özellik gösteren bir magma tipine sahiptir. R1-R2 parametrelerine göre "geç orojenik", Y-SiO₂, Nb-SiO₂, Rb-SiO₂, Nb-Y ve Nb+Y- Rb eser element verilerine göre de "levha içi granitoidleri (WPG)" karakteri gösteren Köseadağ plütununun, bu özelliklerinin, çarpışma sonrası (POST-COLG) bir jeo-dinamik ortama bağlı olarak gelişebileceği bazı eser element verileriyle de desteklenmektedir. Bu verilerin ışığında, Köseadağ plütununun, Neo-Tetis'in kuzey kolunun kuzeye doğru yitimiyle ilgili çarpışmaya bağlı kabuk kalınlaşmasının sonlarında, pasif kenarda meydana gelen gerilme rejimi ile gelişebilecek olan manto yükselminde malzeme alan ve alt kabuktan da kirlenen bir petrojenez mekanizmasına sahip olabileceği düşünülmektedir.

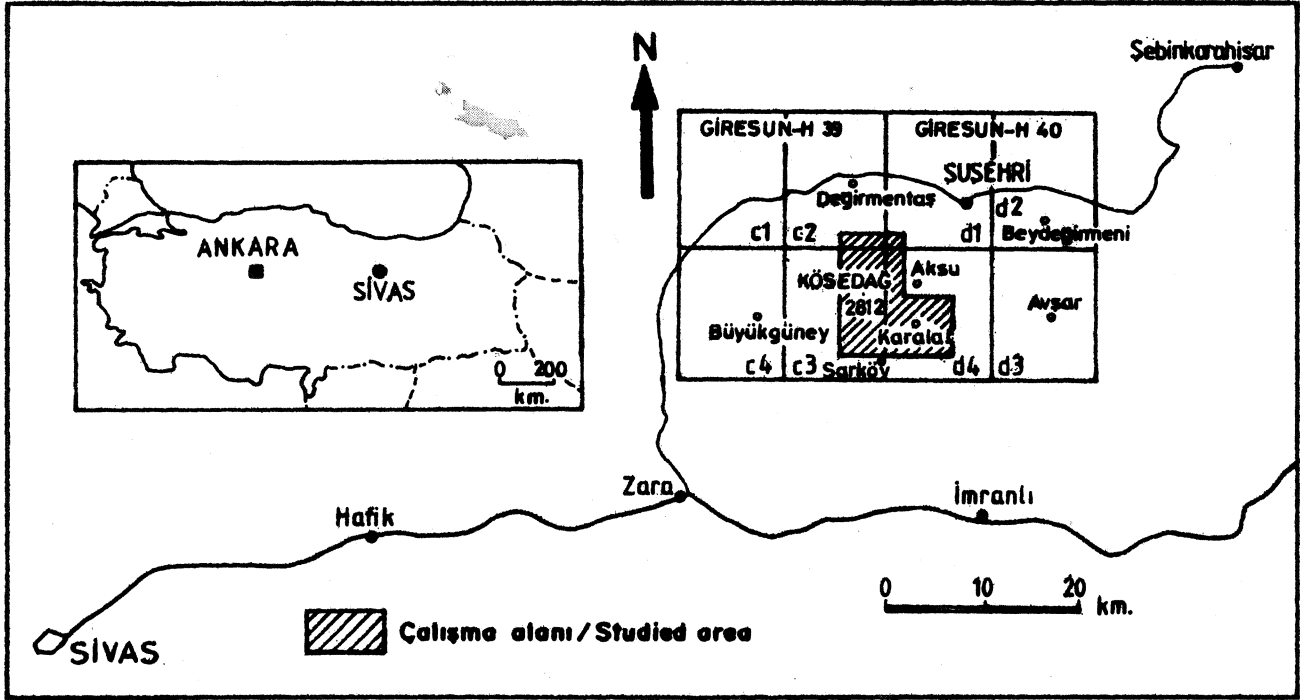
Abstract

The Upper Eocene Köseadağ pinion, outcropping in the eastern part of the CE Anatolian alkaline province, intrudes into the trachybasalts and basaltic-trachyandesites of the M.Eocene volcano-sedimentary unity and is unconformably overlain by the Lower Miocene (Aquitaniyen) lagoonal limestones. The main structural elements are composed of oblique and normal faults with NE-SW direction and some joint systems developed in the pluton. Köseadağ pinion represents an isotropic joint system character, however, so-me joints with the directions of EW1 40S and N65E1 perpendicular are seen to be dominant. The eastern part of Köseadağ pluton can be mapped as two main facies such as medium to coarse, and fine-grained facies. The medium to coarse grained facies, constituting the main body, consists mainly of quartz-syenite, syenite and rarely of monzonitic rocks. The fine-grained rocks which are seen as small intrusions within the main body are syenitic in composition. The major mafic constituents of the syenitic and monzonitic rocks of the eastern part of Köseadağ pluton consist of amphibole (hornblende, kaersutite), clinopyroxene (augite and scarcely aegirine-augite) and biotite minerals. These rocks show kafemic (CAFEM), metaluminous (Na+K < Al), and silica saturated alkaline (ALKS) character. The R1-R2 parameters indicate a "late orogenic" setting, and also some trace element data such as Y-SiO₂, Nb-SiO₂, Rb-SiO₂, Nb-Y and Nb+Y-Rb diagrams represent a WPG origin for the Köseadağ pluton. These features are thought to be associated in a post-collisional (POST-COLG) environment. This is also supported by some trace element diagrams. On the basis of all these data and regional geological setting, the Köseadağ pluton can be considered to be derived from a magma which was generated from the upper mantle by the tensional regime in the passive margin towards the final stages of the crustal thickening just after the collision related to the northward subduction of the northern branch of the Neo-Tethys. On the other hand, such a magma source is thought to have been contaminated by some crustal material.

GİRİŞ

İlk kez Yılmaz ve Boztuğ (1991) tarafından tanımlanan İç-Doğu Anadolu alkalin Provensinin en kuzeydoğu ucunda yer alan Köseadağ plütonu, Sivas ili KD'sundaki Suşehri ilçesinin hemen güneybatısında yüzlenmektedir (Şekil 1). Bu çalışmanın amacı, Köseadağ plütonu doğu kesiminin petrografik, petrokimyasal ve petrojenezik incelemesini gerçekleştirerek, Kalkancı (1974) tara-

findan ortaya konulan verilerin daha güncel hale getirilmesidir. Bu amaçla, Kalkancı (1974)'nın Köseadağ plütonu doğu kesimindeki çalışması temel alınarak, plütunun doğu kesimi ile çevre kayaların içeren yaklaşık 140 km² lik bir alanın jeoloji haritası gözden geçirilmiş (Şekil 2a) ve toplam 111 adet kayaç örneği (Şekil 2b) alınmıştır. Kayaç örneklerinin tamamının mineralojik-petrografik tanımlamaları gerçekleştirildikten sonra ta-



Şekil 1. Yer bulduru haritası.

Figure 1. Location map.

ze ve karakteristik alanlarından 73 adetinin tümkayaç ana ve eser element içerikleri, CRPG (Govindaraju, 1989) ve ÜSGS (Flanagan, 1976) kayaç standartları eşliğinde (Çizelge 1) X-ışınları Floresans Spektrometre-sinde (RIGAKU 3270-E-WDS) analiz edilmiştir. Laboratuvar çalışmalarının tümü, Cumhuriyet Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü ince Kesit, Kırm-Öğütme-Elleme ve MİPJAL (Mineraloji-Petrografi ve Jeokimya Araştırma Laboratuvarları)'nda yürütülmüştür.

JEOLJİK KONUM

Kösedag plütunu, ana kütleli oluşturan faneritik ve orta-kaba taneli doku gösteren siyenitik-monzonitik kayalar ile bunların içinde yine intrüzif olarak gözlenen ana kütleli, Lütesiyen yaşlı (Kalkancı, 1974) volkano-sedimanter karakterli kayaları sıcak dokanakla kesmekte (Şekil 2a) ve hatta, örneğin, Köse Süleyman Ziyareti Tepenin (2812 m) yaklaşık 1 km güneyinde, Sarıközü sırtında olduğu gibi, bu volkano-sedimanter birime ait andezitik kayaçlar enklavlar şeklinde içermektedir. Kalkancı (1974) tarafından gerçekleştirilen tümkayaç Rb-Sr radyometrik yaş tayininde, ana kütlede 42 ± 4 MY; damar kayaçları fasiyesinde ise 37 ± 2.6 MY'lık yaşlar elde edilerek, plütunun, Priyaboniyen yaşlı olduğu ortaya konmuştur.

Çalışma alanının güneybatı kesiminde, Kösedag plütunu içerisinde intrüzif olarak gözlenen bazik volkanitlerin de Priyaboniyen sonrası-Miyosen öncesi olduğu ileri sürülmüştür (Kalkancı, 1974). Kösedag plütunu, çalışma alanının kuzeyinde, Yukarıören köyü yöresin-

de, *Austrotrillina howchini*, *Archaias kirkukensis*, *Peneroplis* sp., *Dendritina* sp., Miliolidae, Gastropoda, Ekinid fosil topluluğu ile Akitaniyen (Alt Miyosen) yaşını veren lagüner ortam kireçtaşları (KD-15 no'lu kayaç örneği; tanımlayan: S.Kirici, TPAO-Ankara) tarafından uyumsuzlukla örtülmektedir (Şekil 2a,b). Diğer taraftan çalışma alanının güneydoğu kesiminde, Karalar köyü güneyinde, KD-GB doğrultusunda uzanan ve başlıca killeşme, epidotlaşma ve kloritleşme şeklinde gelişen bir hidrotermal alterasyon zonu bulunmaktadır. Bu alterasyon zonu nun kuzeyi, oblik bir fay ile sınırlanırken, güneyi ise taze siyenitik kayaçlarla geçişli bir sınır ilişkisi sergilemektedir (Şekil 2a).

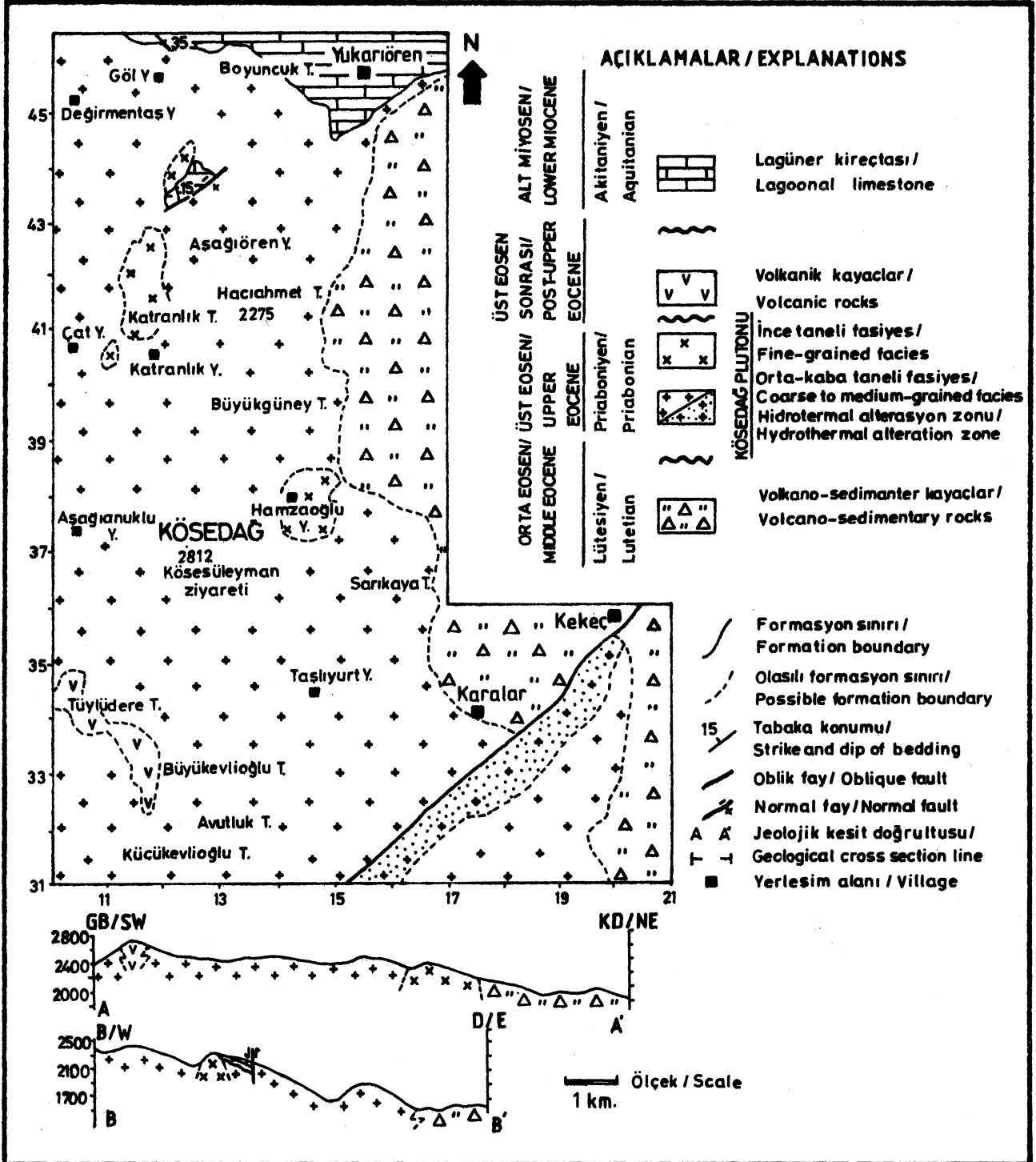
Çalışma alanındaki başlıca yapısal unsurlar, Karalar köyü güneyindeki KD-GB doğrultulu oblik fay ile inceleme alanının kuzeyindeki Aşağıören yaylasının yaklaşık 2 km kuzeybatısında gözlenen ve Kösedag plütunu ile Miyosen kireçtaşları arasında gelişen benzer doğrultulu normal faydan oluşmaktadır (Şekil 2a). Kösedag plütunu doğu kesiminde gözlenen eklem sistemlerinin ölçümü sonucu yapılan değerlendirmede ise, eklem sistemlerinin genel olarak izotrop karakter sergiledikleri görülmekle birlikte; DB/40G ve K65D/dik konumlu çatlak sistemlerinin daha hakim olduğu sonucuna varılmaktadır (Şekil 3).

PETROGRAFI

Kösedag plütunu

Daha önce de belirtildiği gibi, Kösedag plütunu, ana kütleli oluşturan faneritik ve orta-kaba taneli kayalar ile bunlar içerisinde intrüzif olarak gözlenen ince taneli fasiyesten meydana gelmektedir (Şekil 2a).

KÖSEDAG PLÜTONU



Şekil 2a. Kösedag plütunu doğu kesiminin jeoloji haritası (Kalkancı 1974'e dayandırılarak değiştirilmiştir.)

Figure 2a. Geological map of the eastern part of Kösedag pluton (modified after Kalkancı, 1974).

Orta-kaba taneli fasiyesi

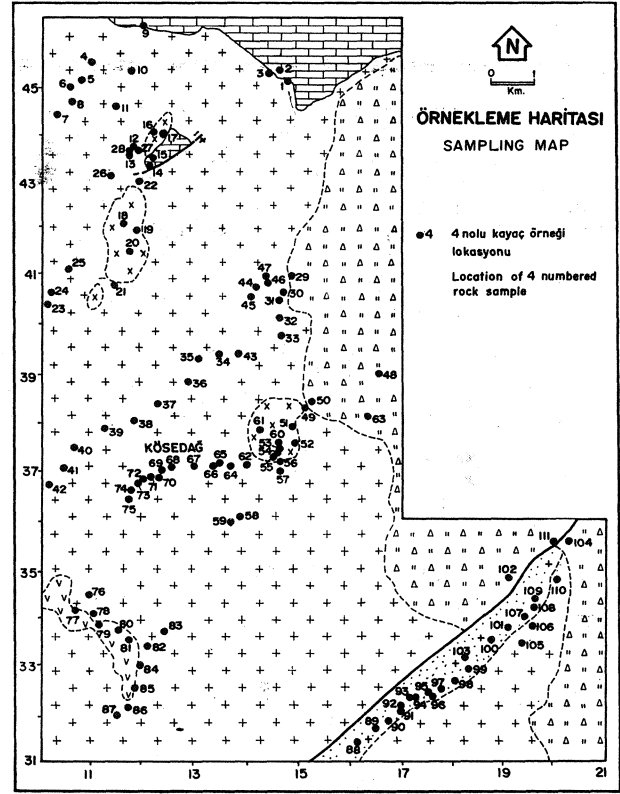
Tüm kayaç kimyasal analiz verilerinden (Çizelge 2) elde edilen parametrelere göre yapılan adlandırmada (Debon ve Le Fort 1982), orta-kaba taneli fasiyesi meydana getiren kayaçların başlıca siyenit ve kuvars-siyenit; ender olarak da monzonitik bileşiminde oldukları görülmüştür (Şekil 4). Bu kayaçların önemli mikroskopik özellikleri şöyle özetlenebilir;

Siyenitik kayaçlar

Kösedag plütönuna ait tüm kayaç kimyasal analizi yapılan toplam 73 adet kayaç örneğinden 29 adeti kuvars-siyenit, 27 adeti de siyenit olarak isimlendirilebilecek bileşime sahiptir (Çizelge 2, Şekil 4). Fenokristalden ziyade megakristal olarak tanımlanan (Vernon, 1986; Hibbard, 1991; Pitcher, 1993) ve genel olarak 0.5-1 cm eninde ve 1-3 cm uzunluğunda K-feldispat megakristalleri ile belirginleşen bir porfirik dokuya sahip olan bu kayaçların ana felsik bileşenleri K-feldispat+plajiyoklas+kuvars minerallerinden meydana gelmektedir. Malik mineraller ise klinopiroksen (öjit ve ender olarak egirinöjit)+biyotit+amfibol (hornblend, kersutit) veya öjit+biyotit topluluğundan oluştuğu gibi, sadece biyotit mineralinden de oluşabilmektedir. Tali bileşenler ise daha çok apatit+titanit+opak minerallerden oluşmakla birlikte bazı kayaçlar turmalin de içermektedir.

Felsik bileşenlerden K-feldispatlar, genellikle az miktarda killeşme gösteren ortoklaslar ile yer yer de yama ve şeritsi perlit (Erkan, 1978) özelliği gösteren perlit minerallerinden oluşmaktadır. Tipik olarak, yarı öz-şekilli ve hatta öz-şekilli küçük plajiyoklas minerallerini manto biçiminde kuşatmalarından dolayı, K-feldispat mineralleri, aynı zamanda antirapakivi dokusu da (Hibbard, 1991) gösterirler. Ortoklasa göre daha az miktarlarda görülen plajiyoklaslar, genelde yarı öz-şekilli ve çubuğumsu-prizmatik, yer yer levhamsı-prizmatik biçimlere sahiptir. Yer yer serisitleşme ve ender olarak da karbonatlaşma+epidotlaşma+serisitleşme şeklinde gelişmiş sosuritleşme gösterirler. Plajiyoklaslarda optik mireralojik yöntemlerle (Erkan, 1978) belirlenen An içeriği % 28-44 arasında değişmektedir. Diğer taraftan, K-feldispat mantosu içinde kalmış öz-şekilli plajiyoklas latalarının An içeriği ise % 38-48 arasında değişen değerler göstermektedir. KD-56 no'lu kayaç örneğinde (Şekil 2b), plajiyoklas minerali içinde poikilitik dokuyu oluşturan klinopiroksen kapanımları izlenmektedir. Mafik minerallere gelince, siyenitik kayaçlardaki Minopiroksen mineralleri başlıca öjitik bileşimde olup, ender olarak da yeşilimsi renginden dolayı egiröjit bileşiminde olabileceği düşünülmektedir.

Klinopiroksenlerde gelişen ikincil bozunma ürünleri çoğunlukla uralitleşme, biyotitleşme ve kloritleşme



Şekil 2b. Kösedag plütönunu doğu kesiminin örnekleme haritası (diğer açıklamalar için Şekil 2a'ya bakınız).

Figure 2b. Sampling map of the eastern part of Kösedag pluton (See Fig. 2a for other explanations).

şeklinde gözlenmekle birlikte; ender olarak talklaşma ve epidotlaşma da gözlenebilmektedir. KD-38 no'lu kayaç örneğinde, öjit mineralinin, tipik olarak yeşilimsi-kahverenkli hornblend ve kırmızımsı-kahverenkli biyotit mantosuyla çevrelendiği izlenmektedir. Birincil amfibol mineralleri, genellikle sarımsı-kahverengimsi renkleri ile kersutitik bileşim (c-eksenine dik geçmiş kafa kesitlerinde dahi bu renk-pleokroizma ilişkisi görülmektedir) gösterirken; zaman zaman da tipik yeşilimsi-kahverengi renkleri ile yaygın hornblend bileşimi, göstermektedirler.

Piroksenlerden itibaren uralitleşme yoluyla gelişmiş tremolit/aktinolit mineralleri ise karakteristik olarak iğnemsilifsi ve fırçamsı biçimleriyle izlenmektedir. Biiincil biyotitler, tipik olarak kırmızımsı-kahverenkli renkleri ile karakteristik iken; zaman zaman öjitlerinden itibaren, hidrotermal alterasyonla gelişmiş yeşilimsi renkli biyotitler ise, ojitin psödomorfu olarak ve çok ince pulcuklardan oluşan bileşenler olarak izlenmektedir.

Bu tür biyotit oluşumları, aynı zamanda opak mineral oluşumları ile de birlik oluşturmaktadır. Tali mine-

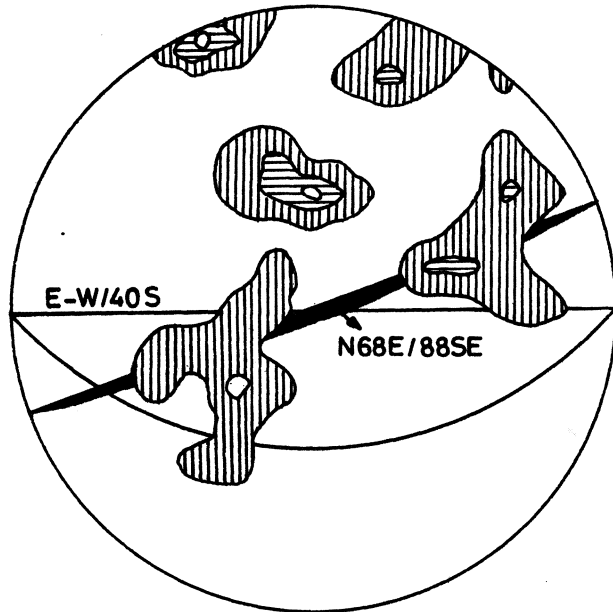
KÖSEDAĞ PLÜTONU

railerden apatitler, belirgin bir şekilde özşekilli ve iğnemsî veya karemsî biçimleri ile karakteristiktirler. Şörl bileşimli turmalinler ise daha çok hidrotermal yolla gelişen biyotit içeren kayalarda bulunmaktadır.

Monzonitik Kayaçlar: Köseadağ plütunu orta-kaba taneli ana fasiyesi içerisinde 5 adet kayaç örneği monzonitik bileşim (Çizelge 2; Şekil 4) göstermektedir. Mikroskopik özellikleri tamamen siyenitik kayaçlara benzerlik gösteren bu kayaçların tek farkları, plajiyoklas içeriklerinin biraz daha fazla olmasıdır. Mafik mineral topluluğu öjit+kersutit+biyotit minerallerinden oluşan monzonitik kayaçlardaki plajiyoklasların An içerikleri % 34-48 arasında değişmektedir.

İnce Taneli Fasiyes

Köseadağ plütunu ana kütlelerini oluşturan orta-kaba taneli siyenitik kayaçlar içerisinde intrüzif olarak gözlenen (Şekil 2a) ince taneli fasiyes kayaçları da siyenitik bileşim gösterirler. İnce taneli fasiyese ait olup tümkayaç kimyasal analizi yapılan 11 adet kayaç örneğinin 5 adeti kuvars-siyenit. 4 adeti siyenit ve 1 tanesi de aşırı kuvars fazlalığıyla da belirginleşen granit bileşimine sahiptir (Çizelge 2). Mikroskop altında tipik olarak hipidiyomorf-tanesel doku gösteren bu kayaçların mineralojik bileşimleri şöylece özetlenebilir: Ana felsik bileşenleri orlokas+plajiyoklas+kuvars'tan oluşan bu siyenitik damar kayaçlarının ana mafik bileşenleri öjit



Şekil 3. Köseadağ plütunu doğu kesiminde gözlenen eklem sistemlerinin kontur diyagramı (alt küreye izdüşüm, 37 ölçüm).

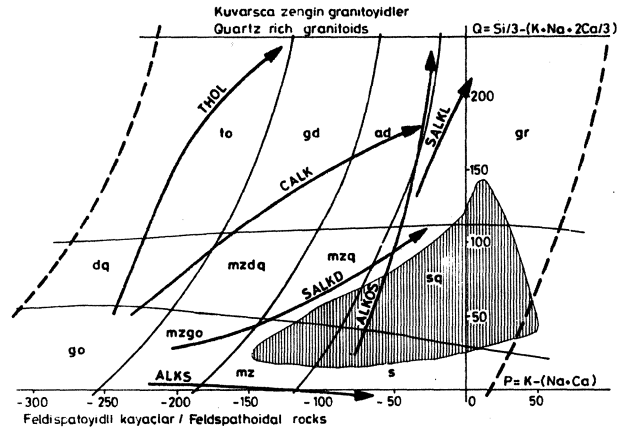
Figure 3. Contour diagram of joint system observed in the eastern part of Köseadağ platon (projection in the lower hemisphere, 37 measurements).

+kersutit+biyotit topluluğundan, tali bileşenleri ise başlıca iğnemsî apatit+titanit+opak minerallerden meydana gelmektedir. Gerek ana, gerekse tali bileşenlerin tüm mikroskopik özellikleri orta-kaba taneli siyenitik kayaçlarına benzemektedir. Plajiyoklasların An içeriği ise %28-38 arasında değişmektedir. Şekil 4'te granit bölgesine düşen KD-42 no'lu aplitin (Çizelge 2) ana bileşenleri ise kuvars+ortoklas+plajiyoklas+biyotit minerallerinden oluşmaktadır.

PETROKİMYA

Köseadağ plütunu ana kütlelerini oluşturan orta-kaba taneli siyenitik kayaçlar ince taneli fasiyese ait siyenitik kayalardan elde edilen tümkayaç ana ve eser element kimyasal analiz verileri (Çizelge 2), plütunun önemli petrokimyasal karakteristiklerinin belirlenmesi amacıyla çeşitli diyagramlarda değerlendirilmiştir.

Çizelge 2'de görülen ana element kimyasal analiz verilerinden elde edilen parametreler yardımıyla, plütunu oluşturan magma kaynağının kafemik (CAFEM)-metalümino (Debon ve Le Fort, 1982) karakterli olduğu (Şekil 5) ve bu magma kaynağının aynı zamanda silişçe doymun alkalin (ALKS) topluluğuna (Debon ve Le Fort, 1982) kısmen felsik eşdeğerlerinin kuvarşça zenginleşmiş türevleri olabileceği (Şekil 6) sonucuna varılmış-



Şekil 4. Köseadağ plütunu doğu kesimi kayaç örneklerinin Debon ve Le Fort (1982) isimlendirme diyagramındaki konumları: to, tonalit; gd, granodiyorit; ad, adamelit; gr, granit; dq, kuvars-diyorit; mzdq, kuvars-monzodiyorit; mzq, kuvars-monzonit; sq, kuvars-siyenit; go, gabbro/diyorit; mzgo, monzogabbrol/monzodiyorit; mz, monzonit; s, siyenit.

Figure 4. Debon and Le Fort (1982) nomenclature diagram of the rock samples from the eastern part of Köseadağ pluton. to, tonalite; gd, granodiorite; ad, adamelite; gr, granite; dq, quartz diorite; mzdq, quartz monzodiorite; mzq, quartz monzonite; sq, quartz syenite; go, gabbro/diorite; mzgo, monzogabbrol monzodiorite; mz, monzonite; s, syenite.

Çizelge 1. Bazı CRPG ve USGS kayaç standartlarının C.Ü. MİPJAL'da (Mineraloji-Petrografi ve Jeokimya Araştırma Laboratuvarları) gerçekleştirilen analiz sonuçları ile uluslararası kabullenme değerlerinin karşılaştırması.

Açıklamalar : (1) CRPG kayaç standartları için Govindaraju (1989) ve USGS kayaç standartları için Flanagan (1976) tarafından önerilen değerleri; (2) ise C.Ü. MİPJAL sonuçlarını gösterir.

Table 1. *The comparison of the C.U. MİPJAL (Mineralogical-Petrographical and Geochemical Research Laboratories of The Cumhuriyet University) geochemical analyse results and international recommended values of some CRPG ve USGS rock standards.*

Explanations: (1) represents the recommended values for the CRPG ve USGS rock standards published by Govindaraju (1989) and Flanagan (1976), respectively; (2) represents the geochemical analyses results of the same rock standards carried out in the C.U. MİPJAL.

	C R P G		C R P G		C R P G		C R P G		U S G S		U S G S		U S G S		U S G S	
	MAN	MAN	DRN	DRN	BEN	BEN	ACE	ACE	G-2	G-2	SDC1	SDC1	AGV1	AGV1	RGM	RGM
	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2
SiO ₂	66.60	65.51	52.85	52.28	38.20	38.52	70.35	68.18	69.08	70.09	65.85	67.73	58.79	59.06	73.45	72.90
Al ₂ O ₃	17.62	18.25	17.52	16.58	10.07	9.98	14.70	14.42	15.38	15.92	15.75	16.02	17.14	16.12	13.72	13.58
tFe ₂ O ₃	0.47	0.25	9.70	10.53	12.84	12.04	2.53	2.83	2.66	2.60	6.90	7.50	6.76	7.31	1.86	2.03
MnO	0.04	0.04	0.22	0.24	0.20	0.18	0.06	0.07	0.03	0.03	0.11	0.11	0.09	0.10	0.04	0.04
MgO	0.04	nd	4.40	4.82	13.15	13.09	0.03	nd	0.75	0.62	1.69	1.72	1.53	0.86	0.28	nd
CaO	0.59	0.88	7.05	6.73	13.87	13.70	0.34	0.56	1.96	1.90	1.40	1.60	4.94	4.60	1.15	1.22
Na ₂ O	5.84	5.67	2.99	2.75	3.18	3.41	6.54	6.19	4.08	4.07	2.05	2.19	4.26	3.78	4.07	3.76
K ₂ O	3.18	3.06	1.70	1.65	1.39	1.46	4.49	4.39	4.48	4.55	3.28	3.18	2.91	2.89	4.30	4.11
TiO ₂	0.01	nd	1.09	1.13	2.61	2.58	0.11	0.10	0.48	0.48	1.01	1.07	1.05	1.10	0.27	0.29
P ₂ O ₅	1.39	1.12	0.25	0.22	1.05	0.96	0.01	0.02	0.14	0.12	0.16	0.15	0.49	0.41	0.05	0.04
Rb	3600	3509	73	94	47	41	152	130	170	149	127	111	67	65	149	141
Sr	84	34	400	347	1370	1250	3	nd	478	669	183	125	662	777	108	51
Ba	42	10	385	469	1025	915	55	220	1882	1865	630	784	1226	1216	807	920
Y	1	nd	28	24	30	20	184	198	11	37	40	46	20	23	25	49
Zr	27	34	125	116	265	241	780	899	309	360	290	260	227	244	219	257
Nb	173	182	8	20	100	68	110	104	12	24	18	27	15	24	9	23
Zn	220	230	145	122	120	100	224	199	86	107	103	108	88	98	32	77
Th	1	nd	5	4	11	8	19	23	25	25	12	17	7	2	15	19
Cr	3	25	42	10	360	290	3	nd	9	nd	64	64	10	nd	4	nd
Co	1	4	35	30	61	45	0.2	2	5	1	18	25	15	11	2	5
Cu	140	133	50	47	72	51	4	29	11	30	30	40	60	52	12	33
V	5	30	220	145	235	267	3	30	36	61	102	123	121	127	13	48

tır. Özellikle feldisipal içeriği bakımından zengin olan kayaçların silisçe aşırı doymun peralkalin (PERALKOS) topluluğa benzer trend göstermesine rağmen (Şekil 6), bu kayaçların katyonik Na+K içeriklerinin Al içeriklerinden düşük olmasından dolayı böyle bir petrokimyasal karakterin söz konusu olamayacağı anlaşılmaktadır. Kösedag plütönünde belirlenen bu alkalın özellik, toplam alkalilerin - SiO₂ içeriğine karşı değerlendirildiği TAS diyagramında da (Şekil 7) göze çarpmaktadır. Diğer taraftan, alkali element içeriklerinden % K₂O değerlerinin % 3.5-8.5 arasında değişim göstermesine karşılık; % Na₂O değerlerinin ise % 3.5-6 arasında değiştiği görülmektedir (Şekil 8).

Alkalilerden potasyumca zenginlik, aynı zamanda, Pççerillo ve Taylor (1976) tarafından geliştirilen % K₂O-%SiO₂ diyagramında da göze çaracak şekilde şoşonitik karakterle uyumluluk göstermektedir (Şekil 9). Peacock (1931) tarafından tanımlanan ve % SiO₂ ye karşılık % toplam alkalilerin ve % CaO değerlerinin tanımladıkları trendlerin kesişim noktasından, % SiO₂

Çizelge 2. Kösedag plütönü doğu kesimi kayaç örneklerinin tümkayaç ana ve eser element analiz sonuçları.

Açıklamalar: Ana element oksit bileşenleri % ağırlık, eser elementler ise ppm cinsinden verilmiştir. tFe₂O₃, toplam demir oksit. AK, ateşte kayıp. Kayaç sütunundaki kısaltmalar için Şekil 4'e bakınız. Roman rakamları ise ilgili kayaç örneğinin Şekil 5'deki konumunu gösterir.

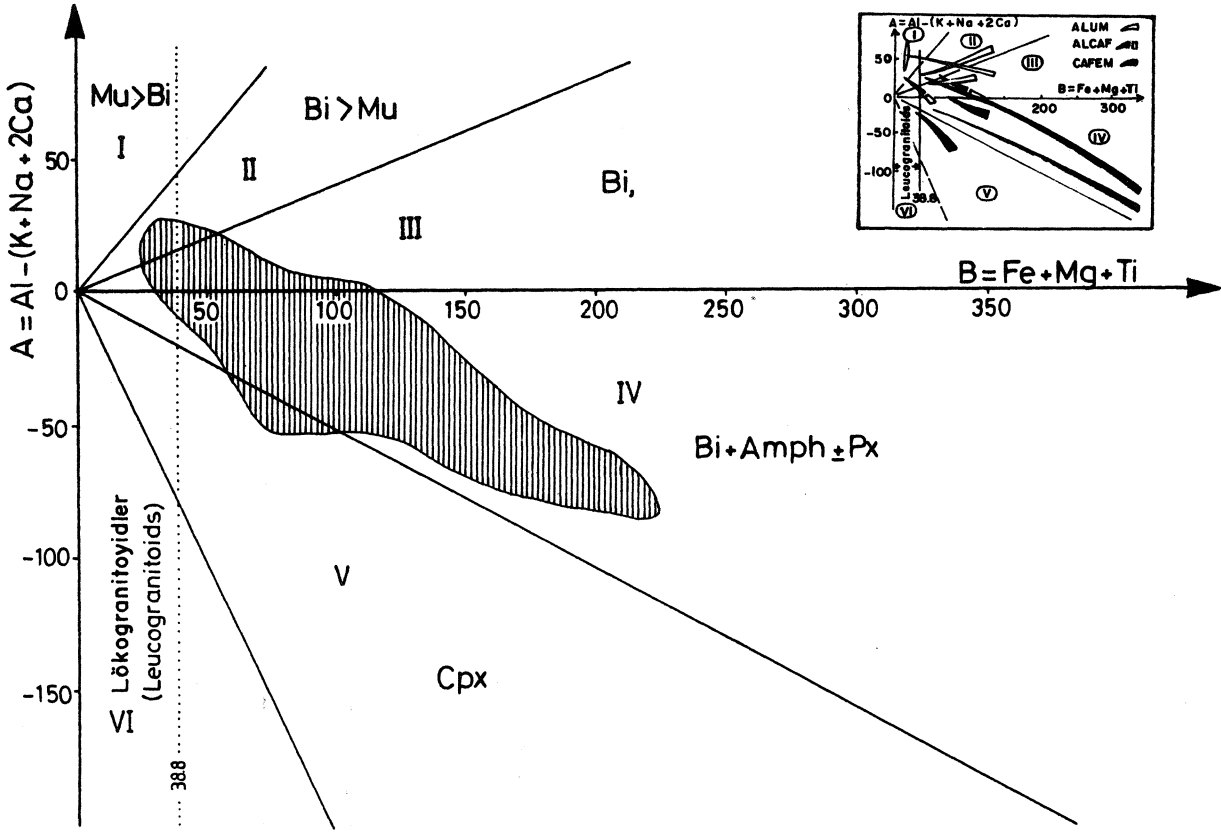
Table 2. *Wholerock major and trace element geochemical analyses results of the rock samples from the eastern part of Kösedag pint on.*

Explanations: Major element oxides and trace element contents are given in weight percent and ppm, respectively. tFe₂O₃ represents total iron oxide as ferric iron. LOI represents loss on ignition. See Fig. 4 for the abbreviations of the rock types. The Roman numbers represent the domain of Fig. 5 in which the rock sample is plotted.

KÖSEDAĞ PLÜTONU

Gizelge 2.

Kayaç Gr.No Rook Sample	Kayaç Tipi Rook Type	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ (Mn)	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	AK	Toplam LOI	Hb	Gr	Ba	Y	Zr	Nb	Pb	Zn	Th	Co	Cu	V	
KD-3/2	sq-IV	67.38	16.48	2.21	0.06	0.20	1.10	4.21	7.11	0.28	0.07	0.37	99.47	309	nd	204	89	668	45	46	79	55	77	55	50
KD-3/1	mzq-IV	54.04	10.91	3.43	0.19	4.14	0.22	4.54	2.19	0.88	0.34	0.97	90.05	59	523	299	30	146	22	31	110	14	40	195	123
KD-4/2	mzq-IV	61.42	10.76	5.86	0.12	2.45	3.80	4.03	4.77	0.61	0.24	1.03	101.11	159	640	675	42	275	24	39	109	19	55	78	90
KD-5	n-IV	59.77	17.07	5.87	0.11	2.09	3.22	4.29	5.53	0.62	0.28	0.90	100.35	140	624	795	47	265	25	34	89	19	58	68	93
KD-6	n-IV	59.18	17.04	5.41	0.14	2.56	3.42	4.09	5.45	0.65	0.29	0.74	98.97	166	625	643	47	235	25	31	84	17	55	71	97
KD-8/1	n-IV	60.50	17.52	5.35	0.15	1.87	3.20	4.22	5.78	0.66	0.30	0.16	99.71	142	591	670	52	294	24	33	79	15	50	63	96
KD-8/2	n-IV	59.32	16.97	4.92	0.13	2.27	3.38	3.82	5.78	0.59	0.27	1.05	98.15	142	642	846	50	277	24	34	81	17	47	92	88
KD-10	n-IV	60.02	17.72	5.69	0.13	2.24	3.48	4.23	5.52	0.67	0.29	0.82	100.81	164	668	766	47	290	25	41	98	18	53	64	97
KD-11	n-IV	60.74	17.51	3.76	0.10	1.57	2.50	4.15	6.82	0.56	0.24	0.08	98.03	221	520	811	55	117	26	36	114	15	45	49	79
KD-12	n-IV	61.43	17.61	4.72	0.12	1.77	3.11	4.26	6.15	0.63	0.26	1.09	101.15	182	668	1052	53	270	25	30	83	13	44	81	87
KD-13	n-IV	59.25	17.03	4.18	0.08	1.91	3.10	4.15	6.02	0.60	0.29	1.47	98.08	174	603	798	52	249	25	33	91	18	39	54	83
KD-16	n-V	64.01	17.26	4.47	0.16	0.55	1.95	5.75	6.13	0.54	0.18	0.43	101.43	232	222	527	79	493	34	36	147	36	61	108	76
KD-17	n-V	63.49	16.53	4.01	0.10	0.77	2.21	5.38	5.85	0.48	0.20	0.07	99.09	288	202	471	95	306	42	34	84	50	75	68	70
KD-18	n-IV	65.25	17.17	3.58	0.09	0.50	1.35	5.27	6.78	0.52	0.12	0.82	101.45	341	95	310	78	405	37	42	93	53	75	40	72
KD-19	sq-IV	65.39	17.26	4.14	0.60	0.60	2.02	4.38	6.57	0.55	0.19	0.53	101.73	275	262	510	74	442	32	33	90	40	85	79	77
KD-20	sq-IV	64.39	17.10	3.46	0.09	0.53	1.80	4.93	6.13	0.48	0.18	0.04	99.13	266	238	469	84	538	36	33	86	44	69	43	71
KD-22	n-IV	61.22	17.92	4.99	0.15	1.15	2.72	4.31	6.64	0.66	0.27	0.23	100.26	172	528	844	50	277	25	33	86	29	53	299	90
KD-23	sq-IV	62.58	16.73	4.40	0.14	1.81	2.46	4.20	5.76	0.50	0.21	0.54	99.33	234	463	629	61	327	29	36	124	27	81	64	74
KD-24	mzq-IV	60.36	16.99	6.21	0.14	2.83	3.78	3.99	5.10	0.70	0.31	0.59	101.00	128	565	672	43	259	24	29	106	20	49	50	100
KD-25	n-IV	59.74	17.68	5.79	0.14	2.19	3.32	4.22	5.99	0.71	0.32	0.68	100.78	146	682	873	47	219	26	31	98	24	43	72	100
KD-28	n-IV	61.07	17.92	4.38	0.11	1.61	3.02	4.29	6.25	0.57	0.26	1.16	100.64	122	612	825	43	177	23	31	102	24	54	57	82
KD-32	n-IV	59.50	16.64	4.49	0.09	2.63	3.34	3.83	5.99	0.58	0.28	0.78	98.15	148	735	1080	50	220	24	32	89	16	40	66	83
KD-34	sq-IV	63.80	17.41	4.61	0.08	1.16	2.02	4.26	6.33	0.62	0.21	0.56	101.06	246	349	596	84	727	41	38	89	41	85	52	84
KD-35	sq-IV	59.98	16.96	4.70	0.13	2.04	2.91	4.14	5.74	0.63	0.30	0.53	99.06	161	540	660	56	336	26	35	120	12	56	63	88
KD-36	n-IV	59.52	17.04	4.86	0.11	2.05	3.05	3.91	6.24	0.66	0.31	0.29	98.04	143	574	800	51	242	27	31	99	16	59	53	93
KD-37	sq-IV	58.77	17.11	5.33	0.12	3.16	2.68	4.12	5.33	0.70	0.30	0.65	98.25	171	576	665	48	356	29	30	92	18	49	65	93
KD-38	n-IV	61.08	17.84	4.58	0.11	1.45	3.07	4.65	5.96	0.63	0.27	1.35	100.99	168	605	950	50	205	25	31	91	13	63	51	87
KD-39	sq-IV	62.39	16.73	3.32	0.06	2.36	1.99	4.23	6.26	0.50	0.20	0.69	98.73	191	345	540	61	412	29	42	75	25	88	64	75
KD-40	sq-IV	64.15	16.92	3.00	0.09	1.06	1.88	4.38	6.30	0.43	0.17	0.28	98.26	204	295	482	71	172	32	38	84	39	92	52	65
KD-41	sq-IV	70.26	16.64	2.88	0.04	0.13	0.65	4.26	6.64	0.32	0.06	0.38	101.66	331	4	232	103	463	52	43	97	73	187	37	51
KD-42	gr-I	71.78	16.16	1.35	0.01	nd	0.55	3.53	6.47	0.23	0.04	1.10	101.21	359	nd	183	122	366	57	41	71	112	218	30	44
KD-43	sq-IV	61.73	16.44	4.21	0.12	1.87	2.40	4.00	6.23	0.55	0.22	0.54	98.26	221	368	537	72	418	34	36	123	33	43	52	79
KD-44	n-IV	58.81	17.95	5.65	0.12	2.42	3.95	4.18	5.47	0.62	0.31	0.76	100.24	147	931	1105	43	202	24	30	92	12	34	73	91
KD-45	n-IV	57.64	16.85	6.19	0.11	2.85	3.92	3.90	5.02	0.73	0.36	1.20	98.77	153	730	796	44	198	25	32	87	20	45	73	101
KD-46	n-IV	58.66	16.62	4.85	0.11	2.82	2.92	3.77	6.25	0.62	0.28	1.13	98.03	166	560	840	49	209	25	29	94	20	44	56	87
KD-49	uns-III	64.11	18.02	4.56	0.15	nd	0.89	3.74	8.57	0.70	0.19	1.03	101.96	267	145	578	64	286	29	33	69	26	70	45	90
KD-51	n-IV	63.78	17.36	3.64	0.11	0.41	2.09	4.66	7.14	0.56	0.17	1.52	101.44	111	226	653	76	424	33	32	87	32	77	55	77
KD-52	sq-IV	63.98	17.29	3.34	0.12	0.05	1.11	4.18	7.81	0.53	0.18	1.70	99.29	313	nd	227	76	227	36	38	87	31	156	57	78
KD-53	sq-IV	66.95	16.66	3.42	0.11	nd	0.70	4.21	8.18	0.60	0.09	0.74	101.57	271	nd	193	111	877	47	35	71	58	156	57	78
KD-55	mz-IV	55.50	17.89	6.47	0.13	2.66	5.77	3.93	4.20	0.73	0.44	0.83	98.55	86	832	759	35	219	22	28	91	9	49	118	106
KD-57	sq-IV	63.95	17.39	3.52	0.10	0.84	2.12	4.68	6.49	0.53	0.17	1.27	101.04	207	294	455	77	377	36	29	86	41	78	61	76
KD-58	sq-IV	62.90	17.55	4.48	0.11	1.43	2.50	4.48	5.98	0.62	0.26	0.82	101.12	223	463	665	58	497	32	32	93	30	87	52	84
KD-59	sq-IV	64.32	17.87	3.50	0.08	0.83	1.79	4.66	6.83	0.52	0.15	0.49	100.96	262	315	613	66	763	32	36	82	39	78	49	73
KD-60	sq-IV	65.33	17.22	2.58	0.10	0.40	1.33	4.50	7.15	0.46	0.12	0.42	99.61	321	120	340	87	820	39	37	83	39	96	47	67
KD-61	sq-III	66.77	17.03	3.31	0.01	0.84	1.64	4.38	6.21	0.43	0.12	0.98	101.72	255	278	546	81	479	36	36	100	39	73	52	65
KD-62	n-IV	64.90	18.26	3.31	0.09	0.38	1.65	4.74	7.72	0.54	0.15	0.20	101.93	161	78	312	48	178	22	40	91	15	72	49	79
KD-64	sq-IV	65.74	17.29	2.95	0.09	0.29	1.33	4.84	6.70	0.48	0.11	0.59	100.41	284	69	261	95	360	42	46	95	50	92	41	69
KD-65	sq-IV	67.11	17.39	3.05	0.09	0.44	1.33	6.94	6.79	0.53	0.10	0.14	101.91	269	129	494	77	500	36	37	87	42	82	41	73
KD-66	sq-IV	66.86	17.29	3.04	0.08	0.12	1.04	4.93	7.03	0.53	0.09	0.20	101.20	320	nd	237	95	774	43	37	95	45	95	46	72
KD-67	sq-IV	67.23	17.26	2.63	0.08	0.15	1.07	5.02	6.82	0.51	0.09	0.47	101.40	356	nd	206	96	736	41	46	85	49	104	39	71
KD-68	sq-IV	64.59	17.45	2.93	0.09	0.23	1.11	4.69	7.41	0.53	0.13	2.02	101.17	284	44	352	76	441	32	40	79	28	100	40	74
KD-69	sq-IV	66.28	17.26	3.23	0.12	0.37	1.23	4.94	7.07	0.59	0.13	0.26	101.48	299	nd	256	77	492	34	38	99	44	71	36	77
KD-70	sq-IV	65.48	17.07	2.97	0.11	0.38	1.16	4.78	7.15	0.62	0.13	0.01	99.86	320	nd	256	82	277	39	32	84	40	106	39	79
KD-71	n-IV	64.82	17.87	3.43	0.14	0.30	1.30	5.07	7.03	0.66	0.15	0.43	101.20	273	149	352	70	195	31	34	103	28	88	48	87
KD-72	sq-IV	66																							



Şekil 5. Köseadağ plütunu doğu kesimi kayaç örneklerinin karakteristik mineraller diyagramındaki (Dehon ve Le Fort, 1982) konumları. I, II, III no'lu bölgeler peralümino; IV, V, VI no'lu bölgeler metalümino karaktere sahiptirler. ALUM, alümino; ALCAF, alümino-kafemik; CAFEM, kafemik topluluk trendleri. Mu, muskovit; bi, biyotit; amph, amfibol; cpx, klinopiroksen.

Figure 5. Characteristic minerals diagram (Dehon and Le Fort, 1982) of the rock samples from the eastern part of Köseadağ pluton. I, II, III and IV, V, VI numbered domains represent peraluminous and metaluminous domains respectively. ALUM, aluminous; ALCAF, alumino-cafemic; CAFEM, cafemic association. MIL muscovite; bi, biotite; amph, amphibole; cpx, clinopyroxene.

eksenine inilen dikmenin SiO_2 eksenini kestiği değer ile belirlenen petrokimyasal karakteristik, Köseadağ plütunu kayaçlarına uygulandığında, "alkalik" bir özelliğin (Ehlers ve Biati, 1982'den) varlığı göze çarpmaktadır (Şekil 10).

Köseadağ plütununun oluşturan magma kaynağının tek evreli bir magma odasından itibaren katılış katılışmadığı, özellikle K/Rb-Rb (Jakes ve White, 1970) ve Rb-Sr diyagramlarında test edilmiştir. Bilindiği gibi, K/Rb-Rb diyagramında farklı trendlerin çıkması, magma odasının, farklı zamanlarda farklı magma kaynaklarınınca beslendiğine işaret etmektedir.

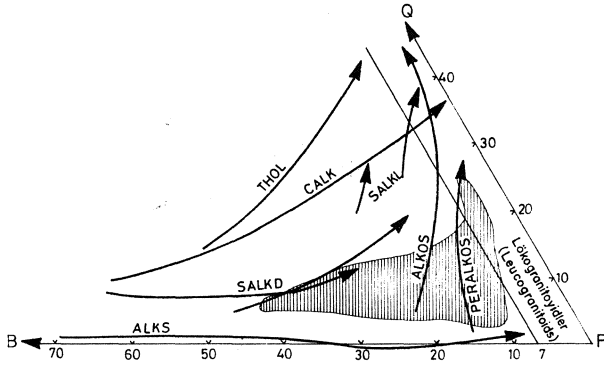
Oysa, Şekil 11a ve b'den kolayca görüleceği gibi, Köseadağ plütununun tek evreli bir magma kaynağının katılışması ile meydana geldiği sonucuna varılmaktadır.

PETROJENEZ

Köseadağ plütununun jeolojik konumu mineralojik-petrografik ve petrokimyasal karakteristikleri hep birlikte gözönüne alınarak, bölgesel jeolojik konum içerisinde değerlendirilecek ve petrojenez mekanizmasına yaklaşımda bulunulacaktır.

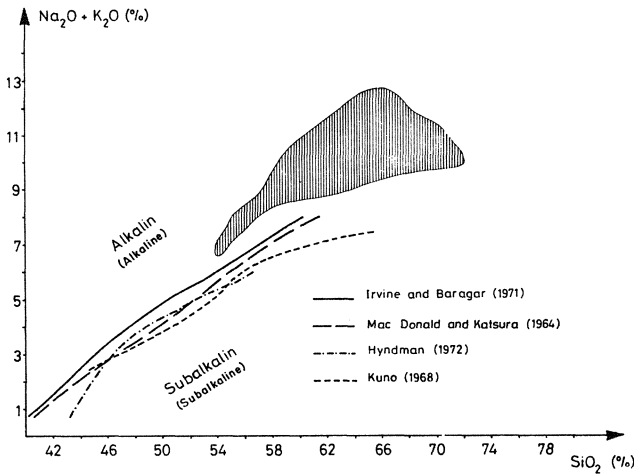
Genel olarak bazaltik-andezitik karakterli Lütesiyen yaşlı (Kalkancı, 1974) volkanosedimanter birimi sıcak dokanakla kesen Priyaboniyen yaşlı (Kalkancı, 1974) Köseadağ plütununun mafik mineral topluluğu klinoprik-sen+amfibol+biyotit minerallerinden oluşmaktadır. Ana element jeokimyasına dayalı değerlendirmelerde ortaya çıkan CAFEM magma tipi, böyle bir mafik mineral topluluğuyla uyum içerisindedir. Dehon ve Le Fort (1982)'a göre, CAFEM özellik, genel olarak manto

KÖSEDAĞ PLÜTONU



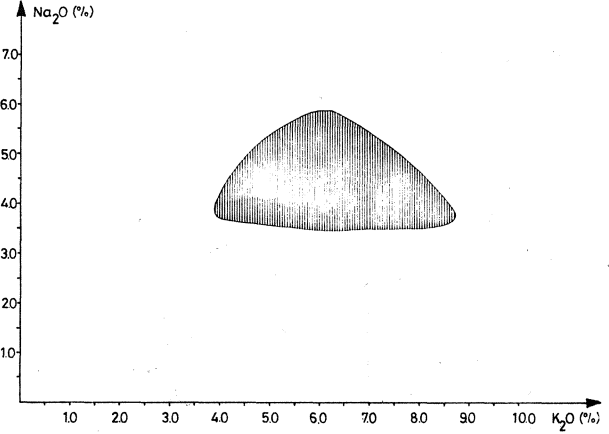
Şekil 6. Köseadağ plütünü doğu kesimi kayalar örneklerinin QBF üçgen diyagramındaki (Debon ve Le Fort, 1982) konumları. THOL, toleyitik; CALK, kalkalkalin; SAKL, açık renkli subalkalin; SALKD, koyu renkli subalkalin; ALKS, silişçe doymun alkalin; ALKOS, silişçe aşırı doymun alkalin; PERALKOS, silişçe aşırı doymun peralkalin.

Figure 6. The QBF triangular diagram (Debon and Le Fort, 1982) of the rock samples from the eastern part of Köseadağ platon. THOL. tholeiitic; CALK calcalkaline; SAKL. light colored subalkaline; SALKD, dark colored subalkaline; ALKS. silica saturated alkaline; ALKOS, silica oversaturated alkaline; PERALKOS. silica over saturated peralkaline.



Şekil 7. Köseadağ plütünü doğu kesimi kayalar örneklerinin toplam alkali -silika (TAS) diyagramındaki konumları.

Figure 7. Total alkali-silica (TAS) diagram of the rock samples from the eastern part of Köseadağ platon.



Şekil 8. Köseadağ plütünü doğu kesimi kayalar örneklerinin % Na₂O-% K₂O değişim diyagramı.

Figure 8. Alkalis variation diagram of the rock samples from the eastern part of Köseadağ platon.

katkısının fazla olduğu hibrid magmalarda gözlenebilmektedir. Diğer taraftan, Köseadağ plütünü belirleyen alkalin karakter, yukarıdaki verilerle birlikte değerlendirildiğinde, manto kaynaklı köken malzemeye uyumlu görülmektedir (Pitcher, 1993). Zaten, Kalkancı (1974) tarafından belirlenen ve 0.7043 ± 0.0005 değerinde olan Sr⁸⁷/Sr⁸⁶ ilksel oranı verisi, Köseadağ plütünü oluşturan magma kaynağında manto malzemesi katkısının etkin olduğu görüşü ile uyumlu görünmektedir.

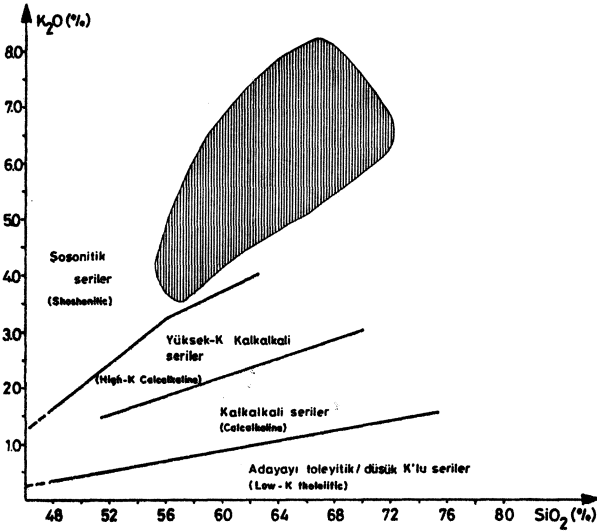
Köseadağ plütünü kayalar örnekleri, Batchelor ve Bowden (1985) tarafından önerilen R1-R2 diyagramında değerlendirildiğinde, tipik olarak "geç orojenik" karakter görülmektedir (Şekil 12). Kayalar örneklerinin serbest kuvars içermelerinden dolayı, Pearce ve diğ. (1984) tarafından önerilen jeotektonik ortam belirlemeye yönelik diyagramlardan Y-SiO₂ ve Nb-SiO₂ diyagramlarında levha içi granitoid (WPG)+ okyanus sırtı granitoid (ORG) bölgelerinde konumlanmaktadır (Şekil 13).

Bilindiği gibi, okyanus sırtı granitoidleri, tipik olarak ofiyolitik topluluklardaki plajiyogranitlerle temsil edilmektedir (Pearce ve diğ., 1984). Bu yüzden, Köseadağ plütünü levha içi granitoid karakterinde olduğuna inanılmaktadır. Bu karakter, zaten, Şekil 13 deki Rb-SiO₂ diyagramında ve Şekil 14 deki Nb-Y ve Nb+Y -Rb diyagramlarında açık bir şekilde gözlenmektedir.

Böylece, Şekil 12 de geç orojenik, Şekil 13 ve 14 de levha içi karakter sergileyen Köseadağ plütünü, bölgesel jeolojik konumu da dikkate alınarak; Neo-Tetis'in kuzey kolunun, kuzeye doğru dalarak yitimini (Şengör ve Yılmaz, 1981) takip eden çarpışmaya bağlı

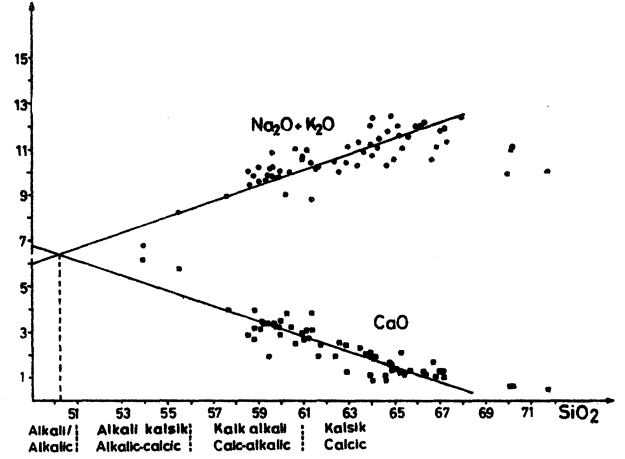
kabuk kalınlaşmasının sonlarında, pasif kenarda (Harris ve diğ., 1986) gelişebilecek çarpışma sonrası (POST-COLG) bir jeodinamik ortama sahip olabileceği düşünülmektedir. Çarpışmaya bağlı kabuk kalınlaşmasının sonlarında görülen çarpışma sonrası granitoidlerden (POST-COLG) Skaergaard ve Mull granitoidlerinin (Pearce ve diğ., 1984), % K_2O içerikleriyle bazı uyumsuz element içerikleri ORG'ye göre (Pearce ve diğ., 1984) normalleştirilerek Kösedag plütünü ile karşılaştırmalı olarak incelendiğinde, bu granitoidlerin, Kösedag plütünü ile benzerlik gösterdikleri izlenmektedir (Şekil 15). Kösedag plütünü için öngörülen çarpışma sonrası jeodinamik ortam, aynı zamanda, Thblomont ve Cabanis (1990) tarafından önerilen $Y/44-Rb/100-Nb/16$ üçgen diyagramında da gözlenebilmektedir (Şekil 16). Diğer taraftan, Sivas çevresindeki diğer bazı plütönlarla birlikte Kösedag plütönünde çarpışma ile ilgili olabileceği Tokel (1989) tarafından da belirtilmiştir.

Bütün bu verilerin ve yorumlamaların ışığında, Kösedag plütönünün oluşturan magma kaynağının şöyle bir petrojenez mekanizmasına sahip olabileceği düşünülmektedir: Kretase'de kuzeye doğru dalarak iyi bilinen Doğu Pontid yay magmatizmasını oluşturan Neotetis'in kuzey kolunun yitiminden (Şengör ve Yılmaz, 1981) sonrası meydana gelen çarpışma ve buna bağlı



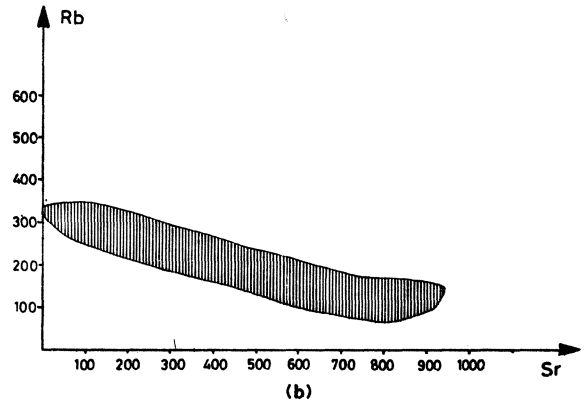
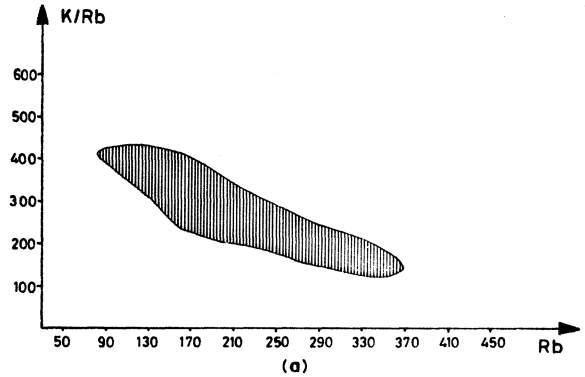
Şekil 9. Kösedag plütönü doğu kesimi kayaç örneklerinin % K_2O -% SiO_2 değişim diyagramındaki (Peccerillo ve Taylor, 1976) konumları.

Figure 9. % K_2O -% SiO_2 variation diagram (Peccerillo and Taylor, 1976) of the rock samples from the eastern part of Kösedag pluton.



Şekil 10. Kösedag plütönü doğu kesimi kayaç örneklerinin Peacock (1931) diyagramındaki konumları.

Figure 10. Peacock (1931) diagram of the rock samples from the eastern part of Kösedag pluton.

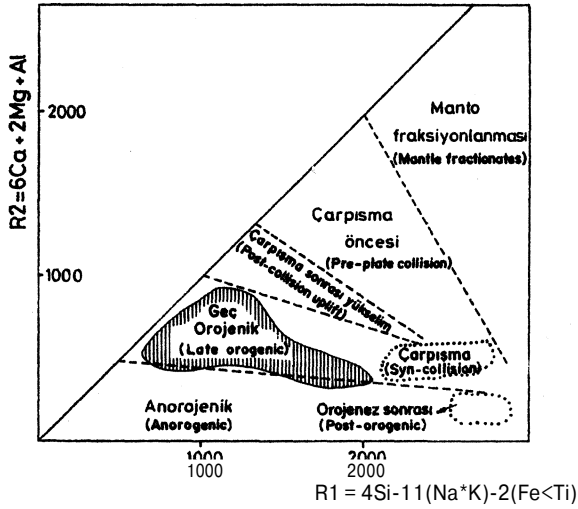


Şekil 11. Kösedag plütönü doğu kesimi kayaç örneklerinin K/Rb - Rb (a) ve Rb - Sr (b) diyagramları.

Figure 11. K/Rb - Rb (a) and Rb - Sr (b) diagrams of the rock samples from the eastern part of Kösedag pluton.

KÖSEDAĞ PLÜTONU

kabuk kalınlaşmasının sonlarında, olasılıkla Paleojende, pasif kenarda meydana gelen yersel gerilme rejimi altında oluşan gerilme rejimi altında oluşan manto yükselemi ve dolayısıyla kabuk incelmeye bağlı olarak kısmi ergimeye uğrayan üst manto malzemesinden türeyen magmanın alt kıtasal kabuğu da kısmen eriterek hibridleşebileceği ve Köseadağ plütünü oluşturabileceği düşünülmektedir.



Şekil 12. Köseadağ plütünü doğu kesimi kayalar örneklerinin R1-R2 diyagramındaki (Batchelor ve Bowden, 1985) konumları.

Figure 12. R1-R2 diagram (Batchelor and Bowden, 1985) of the rock samples from the eastern part of Köseadağ pluton.

Şekil 13. Köseadağ plütünü doğu kesimi kayalar örneklerinin Y-SiO₂, Nb-SiO₂ ve Rb-SiO₂ diyagramlarındaki (Pearce ve diğ., 1984) konumları, WPG, levha içi granitoidleri; ORG, okyanus sırtı granitoidleri; VAG, volkanik yay granitoidleri; COLG, çarpışma granitoidleri. ORG ile ilgili ayrıntılı açıklama için Pearce ve diğ., (1984)'e bakınız.

Figure 13. Y-SiO₂, Nb-SiO₂ and Rb-SiO₂ diagrams (Pearce et al., 1984) of the rock samples from the eastern part of Köseadağ pluton. WPG, within plate granitoids; ORG, oceanic ridge granitoids; VAG, volcanic arc granitoids; COLG, collision granitoids. Please see Pearce et al. (1984) for detailed explanation on ORG.

SONUÇLAR VE ÖNERİLER

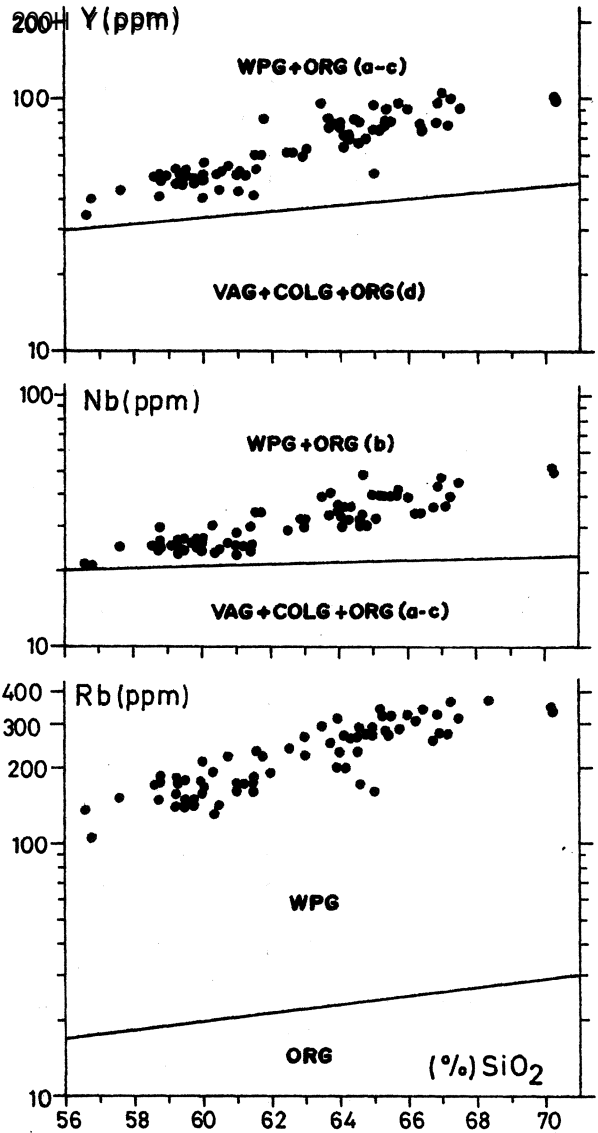
Köseadağ plütünü doğu kesiminde yürütülen bu çalışmada elde edilen sonuçlar ve ileriye dönük çalışma-

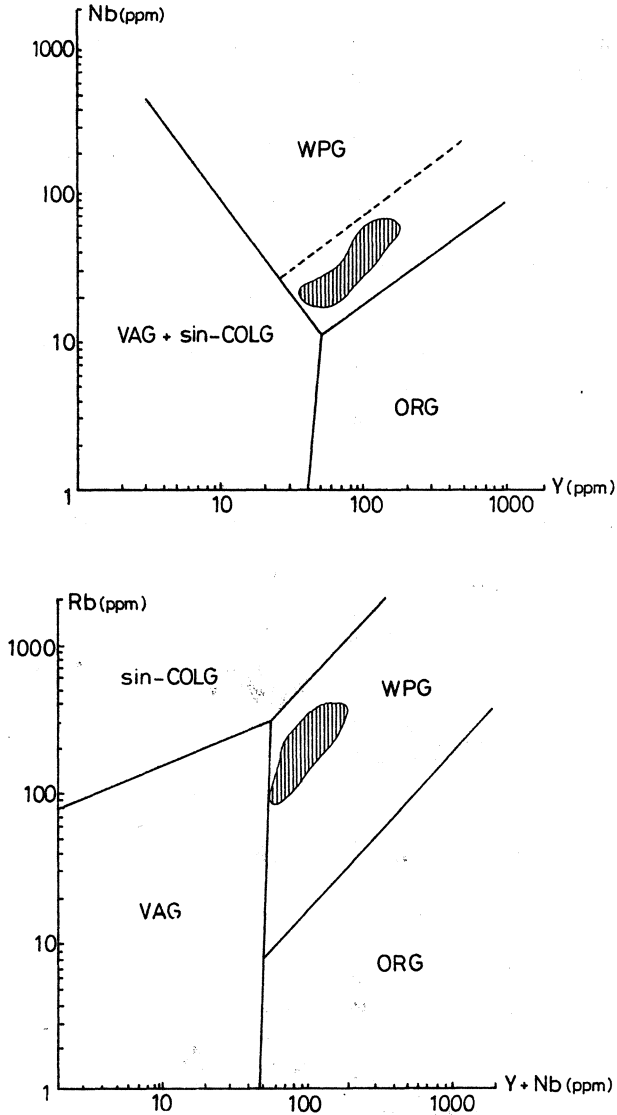
larda gözönüne alınmasında yarar görülen bazı konular şöyle özetlenebilir:

1. Köseadağ plütünü Üst Eosen yaşlı olup, Orta Eosen yaşlı volkano-sedimanter birimi sıcak dokanakla kesmiş ve Alt Miyosen (Akitaniyen) yaşlı lagüner kireçtaşlarıyla uyumsuz olarak örtülmüştür.

2. Çalışma alanındaki ana yapısal unsurlar, KD-GB doğrultulu oblik ve normal faylar ile plütünde gelişmiş eklem sistemlerinden oluşmaktadır. Bu eklem sistemleri her ne kadar izotrop bir karakter sergilese de DB/40G ve N65D/dik konumlu çatlak sistemlerinin daha hakim oldukları göze çarpmaktadır.

3. Köseadağ plütünü doğu kesimi, orta-kaba taneli ana fasiyes ile bunun içinde intrüziif olarak görülen ince taneli fasiyes olmak üzere haritalanabilir iki birime ayrılmıştır.



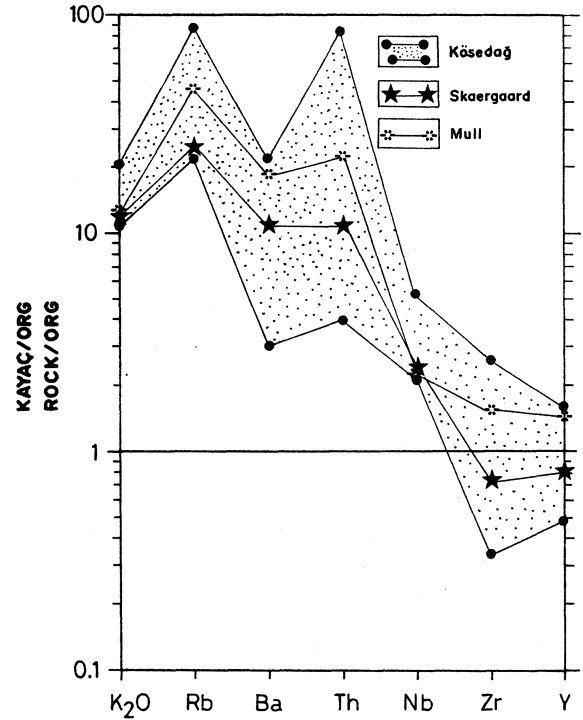


Şekil 14. Köseadağ plütunu doğu kesimi kayaç örneklerinin Nb-Y ve Rb-Y+Nb diyagramlarındaki (Pearce ve diğ., 1984) konumları. Diğer açıklamalar için Şekil 13'e bakınız.

Figure 14. Nb-Y and Rb-Y+Nb diagrams of the rock samples from the eastern part of Köseadağ pluton. See Fig. 13 for other explanations.

4. Orta-kaba taneli ana fasiyes, başlıca siyenit ve kuvars-siyenitlerin yanısıra az miktarda da monzonitik kayaçları içermektedir. İnce taneli fasiyes ise siyenitik kayaçlardan oluşmaktadır. Açık renkli ana bileşenleri içerisinde K-feldispat megakristallerinin varlığıyla karakteristik olan orta-kaba taneli siyenitik kayaçların ana mafik mineral topluluğu klinopiroksen (öjit)+biyotit+amfibol (kersutit, hornblend) veya öjit+biyotit minerallerinden oluşabildiği gibi sadece biyotit mineralinden de oluşabilmektedir. Monzonitik ka-

yaçlarda ise öjit+kersutit+biyotit mineralleri bulunmaktadır. Plajiyoklasların optik mineralojik yöntemle belirlenen An içerikleri, orta-kaba taneli siyenitik kayaçlarda % 28-44, monzonitik kayaçlarda % 34-48 ve ince taneli siyenitik kayaçlarda da % 28-38 arasında değişirken; orta-kaba taneli siyenitik kayaçlarda gözlenen antirapakivi dokusunun çekirdeğindeki plajiyoklas minerallerinin An içeriği ise % 38-48 arasında değişmektedir.



Şekil 15. Köseadağ plütunu doğu kesimi kayaç örneklerinin bazı element içeriklerinin ORG'ye göre normalleştirilmiş dağılım desenlerinin, Skaergaard ve Mull granitoidlerinininkiler (Pearce ve diğ., 1984) ile karşılaştırılması.

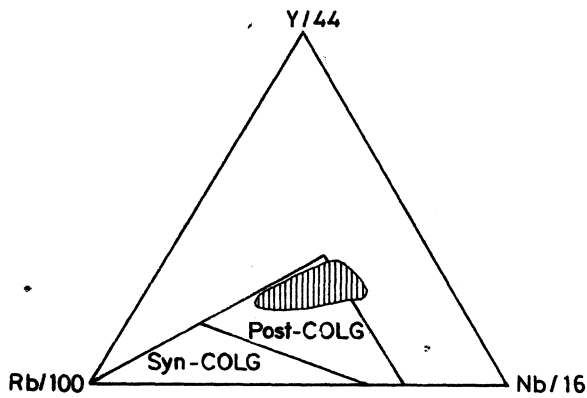
Figure 15. The comparison of the ORG normalized distribution patterns of some elements of the Köseadağ, Skaergaard and Mull plutons. The data of the Skaergaard and Mull plutons have been taken from Pearce et al. (1984).

5. Köseadağ plütunu doğu kesiminde, eşyaşlı mafik ve felsik magmaların homojen karışım şeklindeki hibridleşmesini (magma mixing olayını) yansıtan bazı dokusal özellikler belirlemiştir. Bunlar, başlıca antirapakivi dokusu, iğnemsiz apatit ve poikilitik feldispat oluşumlardır.

6. Köseadağ plütunu doğu kesimi, tipik olarak alkalin özelliğinin yanısıra kafemik (CAFEM) "geç orojenik"

KÖSEDAĞ PLÜTONU

ve levha için (WPG) karakterlerde sergilemektedir. CAFEM özelliğinden dolayı manto malzemesi katkısının fazla olması gerekliliği. Kalkancı (1974) tarafından gerçekleştirilen Sr izotopları ilksel oranı ölçüm sonuçlarıyla da uyum içindedir. Kösedag plütonunun geç orojenik ve WPG özellikleri bölgesel jeolojik konum içerisinde değerlendirildiğinde, bu özelliklerin, çarpışma sonrası (POST-COLG) bir jeodinamik konumda meydana gelebileceği düşünülmektedir. Söz konusu POST-COLG jeodinamik ortam özelliği bazı eser element verileriyle de desteklenirken, Tokel (1989) tarafından da, Kösedag plütonunun çarpışmayla ilgili bir petrojenetik mekanizmasına sahip olabileceği belirtilmektedir.



Şekil 16. Kösedag plütonu doğu kesimi kayalık örneklerinin Y/44-Rb/100-Nb/16 üçgen diyagramındaki (Théblémont ve Cabanis, 1990) konumları.

Figure 16, Y/44-Rb/100-Nb/16 triangular diagram (Theblémoni and Cabanis; 1990) of the rock samples from the eastern part of Kösedag pluton.

7. Yukarıda belirtilen tüm veriler, bölgesel jeolojik konum içerisinde değerlendirildiğinde; Kösedag plütonunun, Neo-Tetis'in kuzey kolunun kuzeye doğru dalımı ile ilgili çarpışmaya bağlı kabuk kalınlaşmasının sonlarında, pasif kenarda meydana gelebilecek gerilme rejimi altında, diğer bir deyişle POST-COLG karakterli bir jeodinamik ortamda, başlıca üst manto malzemesinin kısmi ergimeye uğraması sonucu oluşan magma kaynağının, kısmen alt kabuktan da malzeme olarak kirlenmesi sonucu meydana gelen hibrid bir magmadan itibaren katılmış olabileceği düşünülmektedir.

8. Kösedag plütonu doğu kesiminde yürütülen bu çalışmada elde edilen bulgu ve yorumlamaların, bölgesel jeolojik konumda daha iyi test edilebilmesi için Kösedag plütonunun tanımının incelenmesi ve elde edilen sonuçların, İç-Doğu Anadolu alkalin provensindeki diğer plütonlarla (Yılmaz ve Boztuğ, 1991) denştirilmesi ve bu arada Neo-Tetis'in kuzey koluna ait suture zonunun kuzeyinde yüzeylenen Eosen yaşlı alkali plütonların da (Şe-

binkarahisar kuzeyi, Tutakdağı, Gököy, Çambaşı ve Topçam yörelerindeki plütonlar) bu denştirmeye dahil edilmesi gerektiği önerilmektedir. Bu çalışmalar sırasında, jeolojik haritalama ve petrolojik incelemelerin yanısıra izotop jeokimyası, mutlak yaş tayini ve REE analizlerinin gerçekleştirilmesinde ayrıca yarar görülmektedir.

KATKI BELİRTME

Bu çalışma Cumhuriyet Üniversitesi Araştırma Fonu tarafından kısmen desteklenmiştir.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Batchelor, B. ve Bowden, P., 1985, Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters: Chem.GeoL, 48,43-55.
- Debon, F. ve LeFort, P., 1982, A chemical - mineralogical classification of common phi tohic rocks and associations: Royal Soc.of Edinburgh Transaction, 73, 135-149.
- Ehfers, E. G., Blatt, H., 1982, Petrology. Igneous, sedimentary and metamorphic. W.H. Freeman and Co., San Francisco, 709 p.
- Erkan, Y., 1978, Kayaç oluşturan önemli minerallerin mikroskopta incelenmeleri: H.Ü. Yayınları, A-26, 497 s, Ankara.
- Flanagan, F. J., 1976, Descriptions and analyses of eight new USGS rock standards: In: Flanagan, F.J., (ed.), Twenty-eight Papers Present Analytical Data on New and Previously Described Wholerock Standards. USGS Professional Paper, 840,171-172.
- Govindaraju, K., 1989, 1989 compilation of working values and sample description for 272 geostandards: Geostandards Newsletter, 13, 1-113.
- Harris N. B. W., Pearce, J. A. ve Tindle, A. G., 1986, Geochemical characteristics of collision zone magmatism: In: Coward, M.P ve Ries, A.C., (eds.) , Collision Tectonics. Geological Society of London Special Publication, 19, 67-81.
- Hibbard, M. J., 1991, Textural anatomy of twelve magma mixed granitoid systems I: Dider, J. ve Barbarin, B. (eds.), Enclaves and Granite Petrology. Developments in Petrology, Elsevier, 431-444.
- Hyndman, D. W., 1972, Petrology of igneous and metamorphic rocks. MacGraw Hill, New York, 530 p.
- Irvine, T. N. ve Baragar, W.R.A., 1971, A guide to the chemical classification of common volcanic rocks: Can-Jour.Eart ScL, 8, 523-548.

- Jakes, P. ve White, J. R., 1970, K/Rb ratios of rocks from island arcs. *Geochim et Cosmochim. Acta*, 34, 849-856.
- Kalkancı, Ş., 1974, Etude géologique et pétrochimique du sud de la region de Suşehri: Géochronologie du massif syénitique de Kösedâğ (NE de Sivas-Turquie). Thèse de doctorat de 3e cycle, L'Université de Grenoble, 135 p.
- Kuno, H., 1968, Differentiation of basalts magmas. I: Hess, H. H. ve Poldervaart, A., (eds), *Basalts*, 2, New York, Interscience, 632-688.
- Mc Donald, G.A., ve Katsura, T., 1964, Chemical composition of Hawaiian lavas: *Jour.Petrol.*, 5,82-133.
- Peacock, M. A., 1931, Classification of igneous rock series: *Jour. Geol.*, 39,54-67.
- Pearce, J. A, Harris, N. B. W. ve Tindle, A.G.W., 1984, Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks: *Jour. Petrol.*, 25, 956-983.
- Peceerillo, A. ve Taylor, S.R., 1976, Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey: *Contrib.Mineral. Petrol.*, 58, 63-81.
- Pitcher, W. S., 1993, The nature and origin of granite: Chapman and Hall, 321 p.
- Şengör, A. M. C. ve Yılmaz, Y., 1982, Tethyan evolution of Turkey: A plate tectonic approach: *Tectonophysics*, 75,181-241.
- Thlblemont, D. ve Cabanis, B., 1990, Utilisation d'un diagramme (Rb/100)-Tb-Ta pour la discrimination géochimique et l'étude pétrogénétique des roches magmatiques acide: *Bull. Soc.Géol. France*, 8/VI, 23-35.
- Tokel, S., 1989, Anadolu'da yitim ve çarpışma kökenli granitoidlerin kimyasal ve metalojenetik açıdan karşılaştırılması: *Yerbilimleri*, 15, 129-137.
- Vernon, R. H., 1986, K-feldspar megacrysts in granites Phenocrysts, not porphyroblasts: *Earth-Sci. Rev.*, 23, 1-63.
- Yılmaz, S. ve Boztuğ, D., 1991, Petrology of the Hasançelebi syenitic pluton from the "Central-Eastern Anatolian Alkaline Province", Hekimhan-Malatya District, Turkey: *EUG VI, Terra Abstracts*, p.246, Strasbourg.

Batı Kef krom yatağının (Guleman-Elazığ) jeolojik özellikleri

Geological characteristics of the Batı Kef (Guleman-Elazığ) chromium deposit

Üner ÇAKIR Hacettepe Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Beytepe-Ankara.

Öz

Batı Kef krom yatağı, Guleman ofiyolitinin alt birimini oluşturan tektonit dokulu harzburjitlerin hemen üzerinde, kümülat dokulu dünitlerin tabanında yer alır. Boyutları bakımından Türkiye'nin en önemli yatakları arasındadır.

Tabantaşı konumunda olan tektonitler porfiroklastik dokuya sahip genellikle harzburjitik yer yer dünitik litolojik birimlerle, gang, arataşı ve tavantaşı konumunda olan kümülatlar ise adkümülat dokusuna sahip dünitik, harzburjitik ve lerzolitik litolojik birimlerle temsil edilirler.

Cevher zonu ortalama K59D/ 54GD konumunda olup yüzeyde 1448-1580 m seviyeleri arasında mostra verir ve doğrultu boyunca 1000 m kadar izlenir. Güneybatı uçta ilksel bir sınırla kamalanarak, kuzeydoğu uçta ise Büyük Kef fayı ile kesilerek sona erer. Oldukça değişken olan kalınlık en fazla 52 m olarak saptanmıştır. Yapılan sondajlarla eğim boyunca 1153 m seviyesine kadar devam ettiği ortaya çıkarılmıştır. Yatak yer yer iki kola ayrılır. Kromca daha fakir olan üst kolun alt kola göre daha geç bir evrede oluştuğu düşünülmektedir.

Cevher disscimine yapı gösterir. Kromit ve olivin miktarındaki bağlı değişmeler çoğunlukla yatağın genel konumuna paralel tabakalanmaya neden olmaktadır. Tabantaşı sınırına yakın olan kısımlarda kalınlığı yer yer 1 m ye varan masif yapıda cevher tabakalarına rastlanmaktadır. Yatak K55D/ 76KB genel konumuna sahip, oblik atımlı sol yönlü ters fayla (KOT fayı:Kef Oblik Ters) iki büyük tektonik dilime ayrılmış durumdadır. KOT fayı ile eşzamanlı ve aynı kuvvet sistemlerine bağlı olarak oluştukları sanılan, genel olarak KB-GD doğrultulu, KD eğimli, atım miktarları oldukça değişken olan ters faylar ile belli bir sistem göstermeyen normal faylar yatağın daha küçük dilimlere ayrılmasına neden olmuşlardır.

Yüzey ve galeri jeolojisi ile sondaj verilerinden yararlanarak kesit yöntemiyle hesaplanan Batı Kef krom yatağı görünür rezervi 7,6 milyon ton, ortalama tenor % 30,06 Cr₂O₃ olarak bulunmuştur.

Abstract

Batı Kef chromium deposit is located just over the tectonite harzburgite, lower member of the Guleman ophiolite assemblage and the base of cumulate dunites. Considering its dimensions, it is among the major chromium deposit of Türkiye.

The tectonites having porphyroclastic texture and forming the footwall of the deposit are represented by harzburgites and occasionally by dunites while the cumulates having adcumulate texture and forming the hanging wall, gang and partings in the orebody are represented by dunites, harzburgites and herzolites.

The general strike and dip of the deposit is N59E/54SE. The outcrop occurs between 1448-1580 m levels and can be followed 1000 m along the direction. At the south-west end it thins out by primary contact and in the north-east it is terminated by great Kef fault. The thickness varies considerably reaching a maximum of 52 m. The drill holes indicate that the deposit extends to 1153 m level. The orebody is occasionally divided into two branches. The upper branch is poor in chromium and probably formed at a later stage.

The ore shows a disseminated texture. The relative quantitative variations of the olivine and chromite results in layering parallel to the general setting of the deposit. At the bottom of the orebody, some massive layers up to 1 m thick can be seen.

The deposit is divided into two major tectonic slices by an important reverse oblique sinistral slip fault (KOT Fault) having a general setting of N55E/76NW. Several minor reverse faults with general strike of NW-SE and dip to NE, and some normal faults having no apparent systems result in smaller tectonic slices within the orebody.

Based on the surface and drift geology and drill hole data and using cross-sections method, the Batı Kef chromium deposit proven reserves are calculated as 7.6 million tons with an average grade of 30,06% Cr₂O₃.

GİRİŞ

Batı Kef krom yatağı Elazığ ili Guleman ilçesinin 10 km. kuzeybatısında Kef Tepe'nin güney yamacında yer alır (Şekil 1).

Boyutları, konumu ve geometrisi bakımından büyük önem taşıyan bu yatak içerisinde ilk üretim çalışmalarına 1952 yılında mostrayı takiben açılan yarmalarla başlanmış, şevin yükselmesine bağlı olarak çalışmaların zorlaşması üzerine 1960 yılından itibaren kapalı işletme yöntemleri ile üretim çalışmalarına geçilmiştir. Bu amaçla Kef Tepe'nin güney yamaçlarından kuzeye, kuzeydoğuya ve kuzeybatıya doğru değişik seviyelerden sürülen galerilerle cevher yatağına girilerek ambarlı yöntemle 1982 yılına kadar üretim sürdürülmüş, 1952-1982 yılları arasında toplam 1.100.000 ton cevher üretimi yapılmıştır. Batı Kef krom ocağı olarak adlandırılan bu galerileri birlikte gösteren şema Şekil 2'de verilmiştir. Bölgede cevherleşmeye dönük ilk çalışmalar Helke (1939, 1955, 1962), Borchert (1952, 1962), Hiesleitner (1954) ve Thayer (1964) tarafından kısa ziyaretler şeklinde gerçekleştirilmiştir.

Yatağın geometrisinin belirlenmesi, rezerv ve tenör saptanmasına yönelik ilk detay etüd Etibank tarafından

Şekil 1. Batı Kef krom yatağının coğrafik ve jeolojik konumu.

A: Guleman ofiyolitinin Türkiye ofiyolitleri içerisindeki yeri.

B: Guleman civarının genel jeoloji haritası (Özkan, 1982)*.

1. Maden karmaşığı (Orta Eosen, allokton), 2. Hazar karmaşığı (Üst Maestrihtiyen-Alt Eosen, allokton), 3. Guleman ofiyoliti kümül birimi (Jura-Kretase), 4. Guleman ofiyoliti tektonit birimi (Jura-Kretase), 5. Bitlis metamorfileri (Paleozoyik-Mezozoyik,allokton), 6. Lice formasyonu (Alt Miyosen, otokton), 7. Krom yatakları, 8. Tabaka düzlemi doğrultu ve eğimi, 9. Foliasyon düzlemi doğrultu ve eğimi, 10. Fay.

*Dokusal özelliklerinden dolayı Kef dünitü kümüllatlar içerisine alınmıştır.

C: Batı Kef krom yatağı yüzey jeoloji halitası (Engin, 1985)*

1. Harzburgit tektonit, 2. Harzburgit kümül, 3. Dünit kümül, 4. Cevher, 4a: 5. Zon (ort. ten. %39 Cr_2O_3), 4b. 4. Zon (ort. ten. %33 Cr_2O_3), 4c: 3. Zon (ort. ten. %27 Cr_2O_3), 4d.: 1-2. Zon (ort. ten. %18 Cr_2O_3). 5. Foliasyon düzlemi doğrultu ve eğimi, 6. Tabaka düzlemi doğrultu ve eğimi, 7. Fay.

*Farklı tenöre göre belirlenen zonlar işlenmiştir.

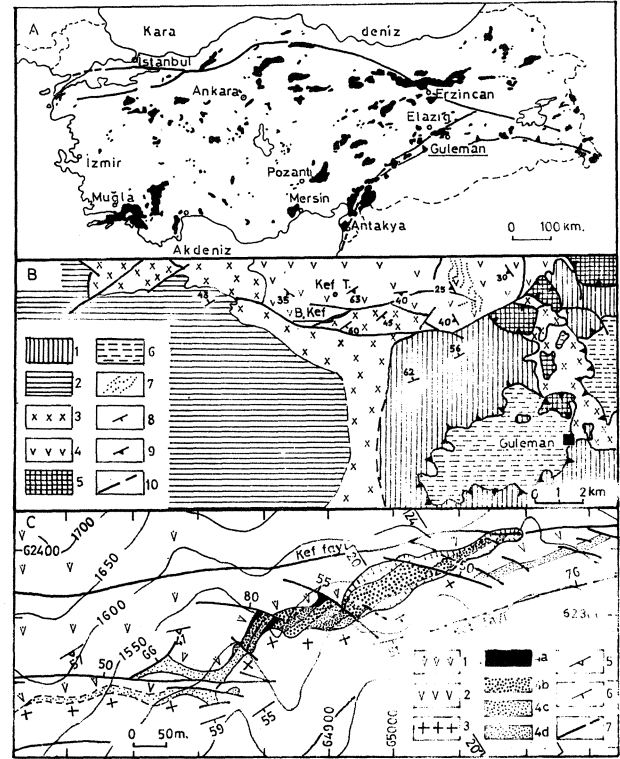


Figure 1. Geographical and geological situation of the Ban Kef chromium deposit.

A: Position of the Guleman ophiolite in the ophiolites of Türkiye

B: Geological map of the Guleman area (Özkan, 1982)*

1 Maden complex (Middle Eocene, allochton), 2. Hazar complex, (Upper Maestrihtiyen-Lower Eocene, allochton) 3. Cumulates of Guleman Ophiolite (Upper Jurassic-Lower Cretaceous), 4. Tectonites of Guleman ophiolite (Upper Jurassic-Lower Cretaceous), 5. Metamorphic massif of Bitlis (Paleozoic-Mesozoic, allochton), 6. Lice formation (Lower Miocene, autochton), 7. Chromium deposits. 8. Strike and dip of the layer plane, 9. Strike and dip of the foliation plane, 10. Fault. *Kef dunite is included into the cumulates from its structural properties.

C: Surface geological map of the Batı Kef chromium deposit, (Engin, 1985)*

1. Harzburgite tectonite, 2. Harzburgite cumulate, 3. Dunite cumulate, 4. Ore, 4a. Zone, 5. (a. gr. 39% Cr_2O_3), 4b. Zone, 4. (av. gr. 33% Cr_2O_3), 4c. Zone 3. (av. gr. 27% Cr_2O_3), 4d. Zone 1-2 (a. gr. 18% Cr_2O_3), 5. Strike and dip of the foliation plane, 6. Strike and dip of the layer plane, 7. Fault.

*Zones of different ore grade are added.

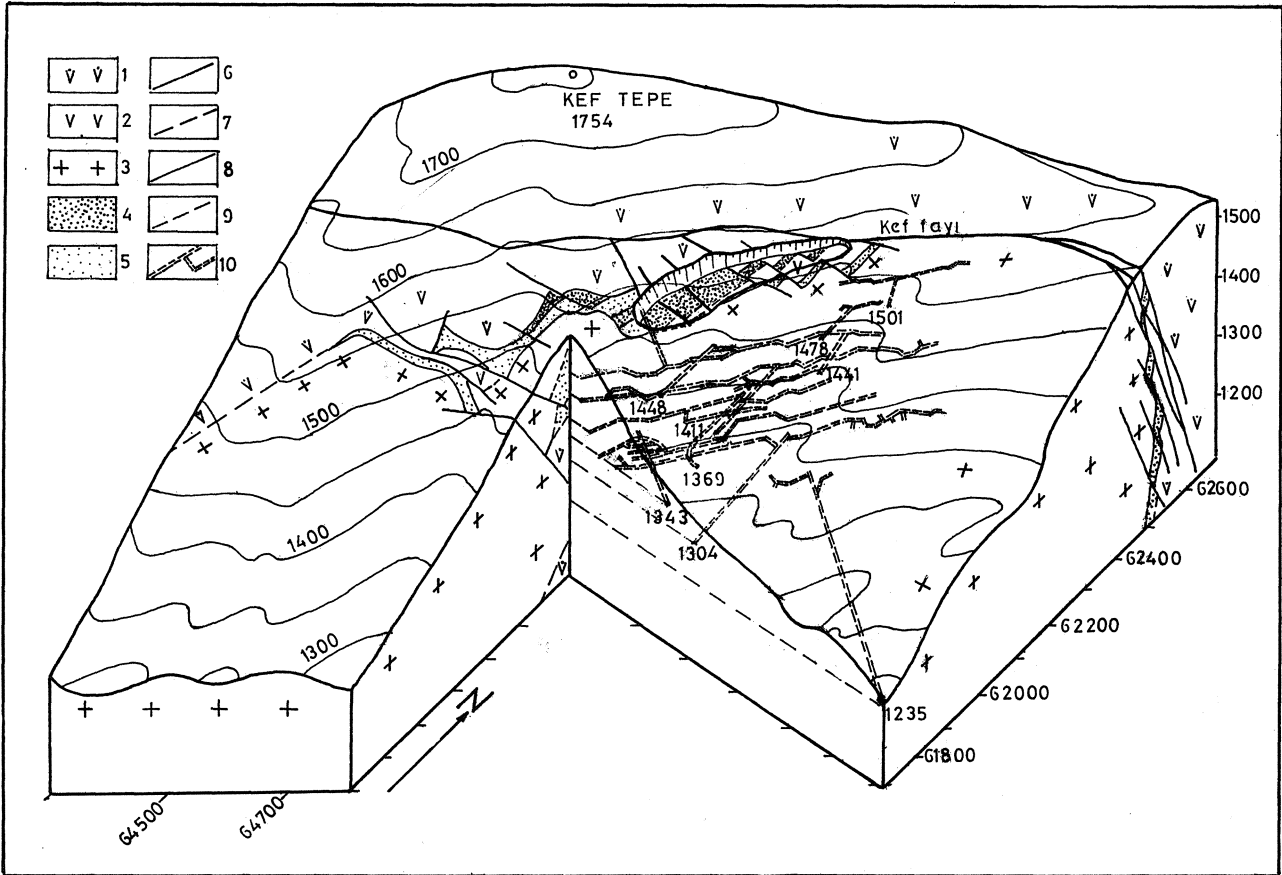
BATI KEF KROM YATAĞI

yapılmış (İskit, 1973), bu amaçla 1448 galerisi alt zon, 1411 galerisi ve 1304 galerisi doğu bölümden sistematik numune alımı (toplam 469 numune) ve yüzeyde 14 ayn lokasyondan toplam 3237 m uzunluğunda eğik sondaj gerçekleştirilmiştir. Numune alımı ve sondaj sonuçlarının değerlendirilmesi sonucu kesit yöntemiyle yapılan rezerv hesaplanmasında görünür + muhtemel + mümkün kategorisinde % 32.4 Cr₂O₃ ortalama tenörlü, toplam 6,8 milyon ton cevher varlığı saptanmıştır.

G uleman krom yataklarının jeolojik etüdünü kapsayan M.T.A.-Etibank ortak projesi çerçevesinde M.T.A. tarafından yapılan çalışmalarda Batı Kef krom yatağının 1/1000 ölçekli yüzey jeoloji haritası detaylı bir şekilde hazırlanmış, galerilerin girilebilen bölümlerinin 1/500 ölçekli jeoloji haritaları yapılmıştır (Engin ve Sümer, 1987). Projeksiyon yöntemi ile yapılan hesaplamalarda 5,8 milyon ton görünür rezerv (% 33 Cr₂O₃) ve 6,8 milyon ton görünür + muhtemel rezerv (% 31,33 Cr₂O₃) saptanmıştır.

Elazığ ferrokrom tesis kapasitesinin artırılması ve yeni bir konsantratörün kurulması (Ket konsantratörü) modern bir üretim yöntemi seçimi gerekliliğini ortaya koymuş, buna bağlı olarak Outokumpu (1987) tarafından mevcut jeolojik bilgilere dayanarak mekanize bir yeraltı ocak tasarımı hazırlanmıştır. Limit tenörün %29 Cr₂O₃ olarak saptanması ve işletme kayıpları dikkate alınarak kazanılabilir rezerv 3.9 milyon ton olarak verilmiştir.

Makaleye temel oluşturan bu çalışmaya, Outokumpu tarafından hazırlanan temel ocak tasarımının detaylandırılması amacı ile, Teknomad-Etibank arasında oluşturulan Batı Kef krom ocağı modernizasyon projesi kapsamında, 1988 yılı Ocak ayında başlanmıştır. Yatak içerisinde yapılan ilk gözlemler sonucunda esas olarak ocağın en önemli bölümlerini oluşturan üretim boşlukları ve topukların topoğrafya ve jeolojisinin planlar üzerine işlenmemiş olduğu, dolayısıyla yeraltı jeolojisinin gereken ayrıntıda yapılamadığı tesbit edilmiş, va-



Şekil 2. Batı Kef krom ocağı şematik görünümü. 1) Harzburgit tektonit, 2) Harzburgit kümülat, 3) Dünit kümülat, 4) 3,4 ve 5. zon cevheri, 5) 1. ve 2. zon cevheri, 6) Görünür fay, 7) Muhtemel fay, 8) Görünür sınır, 9) Muhtemel sınır, 10)Galeri.

Figure 2. Schematic view of the Batı Kef chromium mine. 1) Harzburgite tectonite, 2) Harzburgite cumulate, 3) Dunite cumulate, 4) Ore of 3, 4. and 5. zones, 5) Ore of the 1. and 2. zones, 6) Apparent fault, 7) Probable fault, 8) Apparent limit, 10) Probable limit, 10) Drift.

rolan jeolojik verilerin böyle bir tasarım için yeterli olmadığı kanısına varılarak yeni bir çalışma programı hazırlanmıştır.

1988-1989 yıllarında gerçekleştirilen arazi çalışması ile 1304 galerisi doğu bölüm dışında girilebilir durumdaki tüm galeri ve üretim boşluklarının topoğrafya ve jeolojisi 1/ 500 ölçeğinde çıkartılmıştır (Çizelge 1).

Yüzeyde 20 m. aralıklarla 5 m.lik bölümler halinde, galerilerde her 10 m'de bir alınan oluk numunelerinin analiz sonuçlarının değerlendirilmesi ile yatağın belirgin tenör farklılıkları gösteren bölümleri 5 zon halinde 1/250 ölçeğinde ayırtlanmıştır.

Rezerv hesapları 40 m. aralıklı doğrultuya dik düşey kesitler üzerinde değişik tenördeki seviyeler için görünür kategorisinde yapılmış, üretim çalışmalarına yardımcı olması amacı ile değişik seviyeler arasında bulunan cevher tonajları ayrıca çıkartılmıştır. Jeolojik etüdler sonucunda, 1411 katı ile yüzey arasında kapalı işletme ile kazanılamaz durumda, 3,6 milyon ton civarında önemli bir cevher varlığı belirlenmiş, cevher geometrisi ile yüzey topoğrafyasının KOT fayı üzerindeki cevher diliminin açık işletme ile alınmasına son derece uygun olduğu ortaya çıkarılmıştır (Teknomad, 1988a, 1988b).

Açık işletme alternatifini ciddi bir seçenek olarak irdeleme kararını takiben açık işletme hedef alanına giren 1304 katı üzerindeki cevher diliminin geometri, rezerv ve tenör dağılımının daha güvenilir sınırlarla belirlenmesi amacı ile 550 m uzunluğunda 7 adet yüzey ve 330,5 m uzunluğunda 14 adet yeraltı sondajı gerçekleştirilmiştir (Teknomad, 1988c, 1989). Sondaj sonuçlarının, jeolojik etüt bulgularını ve yorumlamaları hassas bir şekilde doğrulanmasını takiben, açık işletme projesi hazırlanmış ve Etibank tarafından uygulamaya konulmuştur.

Çizelge 1 Batı Kef galerileri giriş koordinatları.
Table I. Coordinates of entry of the Batı Kef drifts.

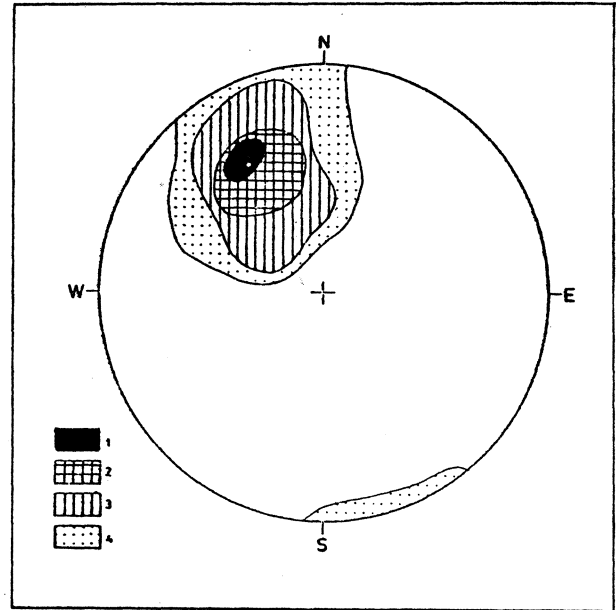
GALERİ ADI	GİRİŞ KOORDİNATLARI		
	Y	X	Z
1501	65314,48	62400,91	1501,96
1478	65218,49	62383,89	1478,20
1448	65007,48	62256,32	1448,14
1411	65122,52	62260,26	1411,79
1369	65115,30	62169,15	1369,60
1343	65120,39	62095,18	1343,54
1304	65164,11	62005,60	1304,80
1235	65661,22	61758,55	1235,67

Bu makale Batı Kef krom yatağını genel hatları ile tanıtmak amacı ile hazırlanmıştır. Okuyucunun yatağın jeolojik özellikleri hakkında toplu bilgi alabileceği ve gereğinde basitte olsa kullanabileceği bir doküman olması hedeflenmiştir. Bu nedenle doğrudan gözleme dayalı sonuçlar ön planda tutulmuş, açık işletme alanı içerisinde kalan cevher geometrisi ve tenör dağılımı galeri planları üzerinde mümkün olduğunca verilmeye çalışılmıştır. Tartışmalar bölümünde önceki araştırmacılar tarafından gündeme getirilen ve arama programlarını doğrudan etkileyen konular ele alınmış, yatağın çatallanmış olduğu ve kümülatların tabanında yer aldığı olguları irdelenerek pekiştirilmek istenmiştir.

YATAK ŞEKLİ VE BOYUTLARI

Batı Kef krom yatağı K59D/ 54 GD genel konumunu gösterir (Şekil 3). Doğrultu boyunca yüzeyde 1000m ye varan bir devamlılığa sahiptir. Güneybatı uçta kama-lanarak, kuzeydoğu uçta Büyük Kef fayı ile kesilerek sona erer. Cevherli zon yer yer iki kola ayrılmakta olup 1478, 1448, 1411, 1369 ve 1343 galerileri doğu bölümünde iki kol, 1304 ve daha alt seviyelerde tek kol halinde-dir. 1369 ve 1343 galerilerinde iki kolun doğrultu bo-yunca birleştikleri gözlenmiştir.

Yapılan sondajlarla yatağın eğim boyunca 1153 m seviyesine kadar devam ettiği, 1972/5 no.lu sondajla



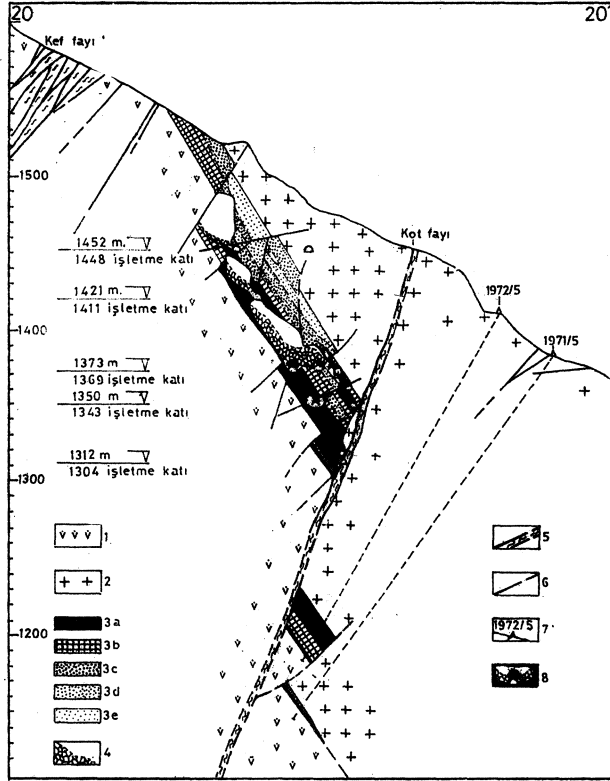
Şekil 3. Cevher-yantaş sınır düzlemlerinden alınan 38 ölçüye ait kontur diyagramı, Schmidt ağı, alt yarıküre. 1) % 10-12, 2) % 6-9, 3) % 2-5, 4) < % 1.

Figure 3. Contour diagram of 38 measures from the planes of limites between the orebody and the enclosing rock, Schmidt stereographic net, plotted on lower hemisphere. 1) 10-12%, 2) 6-9%, 3) 2-5%, 4) < 1%.

BATI KEF KROM YATAĞI

1188m seviyesinde 21 m, 1971/5 no.lu sondajla 1153 m seviyesinde 2 m kalınlık gösterdiği ortaya çıkarılmıştır (Şekil 4). İncelenen seviyelerde kalınlık oldukça değişkendir. Yaklaşık 150 m uzunluğa sahip orta bölümde kalınlık 30 m ile 52 m arasında değişmekte olup cevher kuzeydoğu ve güneybatıya doğru incelerek sürmektedir.

Cevher zonu içerisinde gözlenen tabakalar genellikle cevher-yantaş sınır düzlemine paraleldir (Şekil 5). Bununla beraber yatağın kamalanarak bittiği güneybatı uç



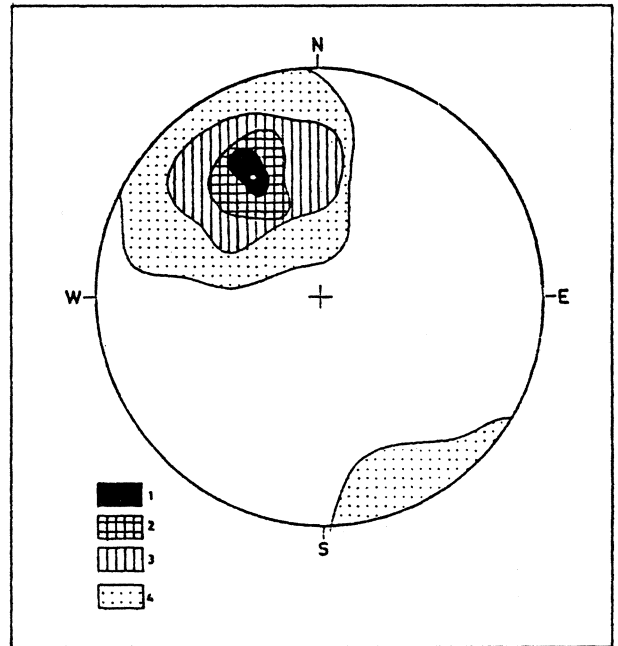
Şekil 4. 20-20'kesiti. 1)Harzburgite ttekonit, 2)Dünit kümülat, 3a)5.zon cevheri ($t > 37\% Cr_2O_3$), 3b)4.zon cevheri ($31\% Cr_2O_3 < t < 37\% Cr_2O_3$), 3c) 3.zon cevheri ($25\% Cr_2O_3 < t < 31\% Cr_2O_3$), 3d) Ore of the 2. zone $19\% Cr_2O_3 < t < 25\% Cr_2O_3$, 3e) 1.zon cevheri ($13\% Cr_2O_3 < t < 19\% Cr_2O_3$) 4) Ambarda bırakılmış, kırılmış cevher, 5) Şistleşmiş fay zonu, 6) Fay, 7) Sondaj, 8) Galeri ve üretim boşlukları.

Figure 4. Cross-section 20-20' 1) Harzburgite tectonite, 2) Dünit cumulate, 3 a) Ore of the 5. zone ($t > 37\% Cr_2O_3$), 3b) Ore of the 4. zone ($31\% < t < 37\% Cr_2O_3$), 3c) Ore of the 3. zone ($25\% Cr_2O_3 < t < 31\% Cr_2O_3$), 3d) Ore of the 2. zone $19\% Cr_2O_3 < t < 25\% Cr_2O_3$, 3e) Ore of the 1. zone ($13\% Cr_2O_3 < t < 19\% Cr_2O_3$), 4) Broken ore in the underground stores, 5) Schistic fault zone, 6) Fault. 7) Drilling, 8) Drift and underground store.

ile, kalınlaşma gösterdiği orta bölümde her iki düzlem arasında belirgin bir açısal farklılık görülür. 1369 galerisi güneybatı uca cevher ilksel bir dokanakla net bir şekilde kesilmekte olup 12 m devamlılık gösteren sınır düzlemi konumu K20B/80KD olarak tesbit edilmiştir. Bu düzlemin 5m berisinde gözlenen ve K70E/50GD konumuna sahip tabaka düzlemi ile 83 derecelik bir açı yapması ilginç bir gözlem olarak verilebilir (Şekil 6).

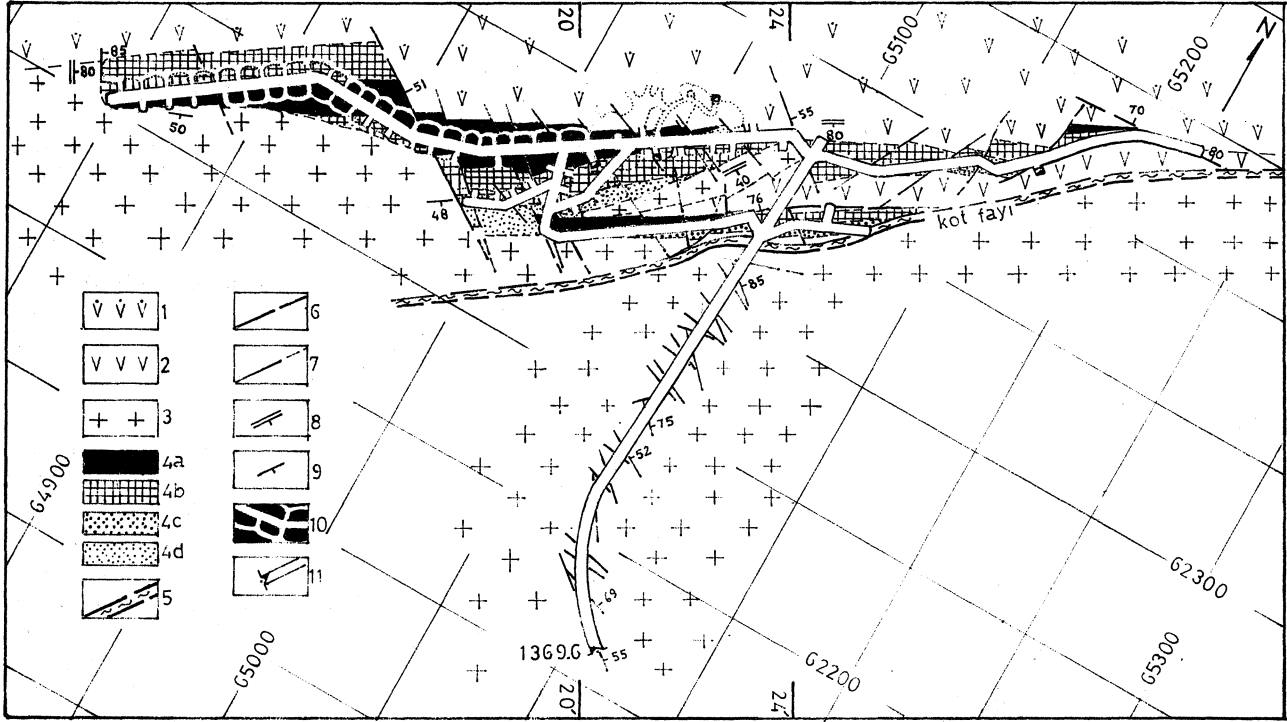
Cevherli zonda görülen kalınlık farklılıklarının ve cevher-yantaş sınır düzlemi ile tabaka düzlemlerinin yer yer gösterdikleri açısal uyumsuzlukların mağmatik sedimentasyon sırasında ortaya çıkan ilksel yapılar oldukları düşünülmektedir.

1369 ve 1343 galerilerinde güneybatı uca gözlenen kamalanmaların birbiri üzerindeki izdüşümleri yatak dalımının düşeye yakın bir değere sahibolduğu izlenimini vermekte ise de orta bölümdeki geniş cevher zonu dikkate alındığında dalımın güneybatıya doğru olduğu, dalım açısının 1411 galerisi ile 1369 galerisi arasında 28 derece, 1369 ile 1343 arasında 32 derecelik bir değere sahip olduğu gözlenmektedir. Buna göre yatağın genişleme gösterdiği merkezi bölümün 1411 ve 1343 galerileri arasında güneybatıya doğru ortalama 30 derecelik bir dalıma sahip olduğu söylenebilir. 1343 galerisi gü-



Şekil 5. Kromitit tabaka düzlemlerinden alınan 48 ölçüye ait kontur diyagramı, Schmidt ağı, alt yarıküre. 1) % 10-15,2) %6-9, 3) %2-5,4) < % 1.

Figure 5. Contour diagram of 48 measures from the planes of chromitite layer, plotted on lower hemisphere. 1) 10-15%, 2) 6-9%, 3) 2-5%, 4) < 1%.



Şekil 6. 1369 galerisi jeoloji haritası. 1) Harzburgit tektonit, 2) Harzburgit kümülat, 3) Dünit kümülat, 4a) 5.zon cevheri ($t > 37\% \text{Cr}_2\text{O}_3$), 4b) 4.zon cevheri ($31\% \text{Cr}_2\text{O}_3 < t < 37\% \text{Cr}_2\text{O}_3$), 4c) 3.zon cevheri ($25\% \text{Cr}_2\text{O}_3 < t < 31\% \text{Cr}_2\text{O}_3$), 4d) 2.zon cevheri ($19\% \text{Cr}_2\text{O}_3 < t < 25\% \text{Cr}_2\text{O}_3$), 4e) 1. zon cevheri ($13\% \text{Cr}_2\text{O}_3 < t < 19\% \text{Cr}_2\text{O}_3$), 5) Şistleşmiş fay zonu, 6) Fay, 7) Litolojik sınır, 8) Cevher-yantaş sınır düzlemi doğrultu ve eğimi, 9) Kromitit tabaka düzlemi doğrultu ve eğim, 10) Galeri ve üretim boşluğu, 11) Galeri girişi.

Figure 6. Geological map of the Drift 1369. 1) Harzburgite tectonite, 2) Harzburgite cumulate, 3) Dunite cumulate, 4a) Ore of the 5. zone ($t > 37\% \text{Cr}_2\text{O}_3$), 4b) Ore of the 4. zone ($31\% \text{Cr}_2\text{O}_3 < t < 37\% \text{Cr}_2\text{O}_3$), 4c) Ore of the 3. zone ($25\% \text{Cr}_2\text{O}_3 < t < 31\% \text{Cr}_2\text{O}_3$), 4d) Ore of the 2. zone ($19\% \text{Cr}_2\text{O}_3 < t < 25\% \text{Cr}_2\text{O}_3$), 4e) Ore of the 1. zone ($13\% \text{Cr}_2\text{O}_3 < t < 19\% \text{Cr}_2\text{O}_3$), 5) Schistose fault zone, 6) Fault, 7) Lithologic limit, 8) Strike and dip of the plane between the ore and the enclosing rock, 9) Strike and dip of the plane of chromitite layer, 10) Drift and underground store, 11) Entry of the drift.

neybatı uçta ilksel bir sınırla kamalanarak kesilen cevherde dalımın K22D/25GB konumunda olduğunun doğrudan gözlemlerle tesbiti bu düşünceyi kuvvetlendirmektedir (Şekil 7).

PETROGRAFI

Batı Kef krom yatağı tektonitlerle kümülatlar arasında ve kümülatların tabanında yer alır. Tektonit-kümülat geçişi tabantaşı-cevher sınırı ile birlikte net olarak gerçekleşmektedir.

Tabantaşı

Tabantaşı rolü oynayan tektonitler genellikle harzburgitik bir bileşim ve porfiroklastik bir doku gösterirler. Fay zonlarında lokal olarak rastlanan yapraklanmış serpantinleşmenin dışında son derece taze bir görünüme sahiptirler.

Olivin egemen mineral durumundadır. Hacim olarak kayacın % 85'ine yakın bir kısmını kaplamaktadır. Öz-

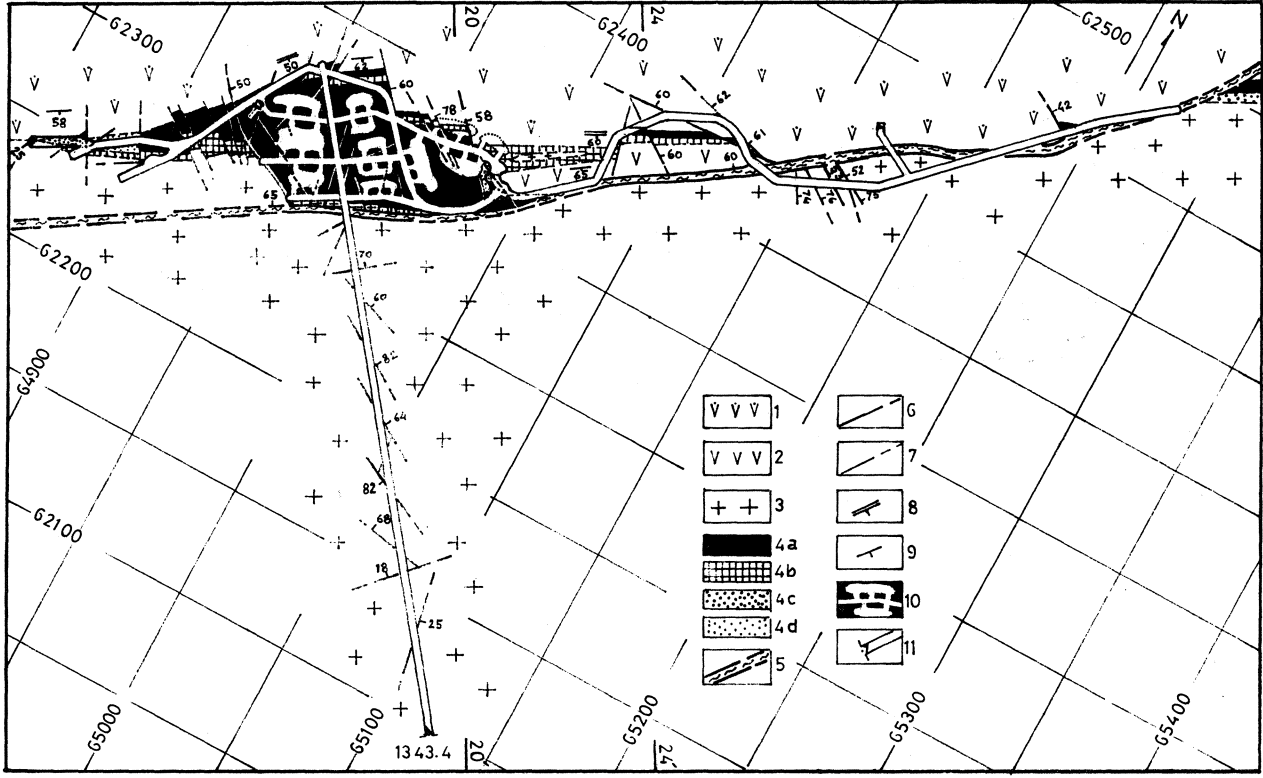
kan (1982) ve Üşümezsoy (1990) harzburgitleri oluşturan olivinlerin %85-90 forsterit içeren krizolit bileşiminde olduklarını saptamıştır. Olivin esas olarak üç şekilde bulunur (Şekil 8).

Porfiroklastlar halinde gözlenen olivin, boyutları 1-4 mm arasında değişen, morfolojik uzun eksenli foliyasyon düzleminin kesitteki izine paralel, dalgalı sönme ve birbirine çok yakın deformasyon izleri gösteren iri mineraller halindedir. Foliyasyon düzlemine dik kısa eksenli 0,5-1,5 mm civarındadır.

Deformasyon esnasında öğütülmüş olan olivin, ileri derecede yassılaşıma ve uzama gösteren küçük mineraller halindedir. Mineralin uzunluk/genişlik oranı genellikle 10'un üzerinde, morfolojik uzun eksenli 0,3 mm'nin altındadır.

Birbirleriyle 120 derecelik açılar yapan üçlü sınır noktalarına sahip, düzgün kenarlı, poligonallı şekilli ve

BATI KEF KROM YATAĞI



Şekil 7. 1343 galerisi jeoloji haritası. 1) Harzburgit tektonit, 2) Harzburgit kümülüt, 3) Dünit kümülüt, 4a) 5.zon cevheri ($t > 37\%Cr_2O_3$). 4b) 4.zon cevheri ($31\%Cr_2O_3 < t < 37\%Cr_2O_3$), 4c) 3.zon cevheri ($25\%Cr_2O_3 < t < 31\%Cr_2O_3$), 4d) 2.zon cevheri ($19\%Cr_2O_3 < t < 25\%Cr_2O_3$). 5) Şistleşmiş fay zonu, 6) Fay, 7) Litolojik sınır, 8) Cevher-yantaş sınır düzlemi doğrultu ve eğimi, 9) Kromitit tabaka düzlemi doğrultu ve eğimi, 10) Galeri ve üretim boşluğu, 11) Galeri girişi.

Figure 7. Geological map of the Drift 1343. 1) Harzburgite tectonite. 2) Harzburgite cumulate. 3) Dunite cumulate. 4a) Ore of the 5. zone $>37\%Cr_2O_3$. 4b) Ore of the 4. zone ($31\%Cr_2O_3 < t < 37\%Cr_2O_3$). 4c) Ore of the 3. zone ($25\%Cr_2O_3 < t < 31\%Cr_2O_3$). 4d) Ore of the 2. zone ($19\%Cr_2O_3 < t < 25\%Cr_2O_3$). 5) Schistose fault zone. 6) Fault. 7) Lithologic limit. 8) Strike and dip of the plane between the ore and the enclosing rock. 9) Strike and dip of the plane of chromitite layer. 10) Drift and underground store. 11) Entry of the drift.

hiçbir deformasyon izi göstermeyen olivinler ise deformasyondan sonraki yeniden kristalleşmenin işareti olarak görülürler.

Olivinlerin bu şekilde bir yandan porfiroklastlar, diğer yandan matriksi oluşturan küçük mineraller halinde bulunduğu porfiroklastik doku, tektonitlere has bir özelliktir ve üst mantonun yüksek deformasyon hızına sahip dinamik zonları içerisinde olduğu ileri sürülmektedir (Boullier, 1975).

Ortopiroksen hacim olmak kayacın %10-14'lük bir kısmını kaplamaktadır. Genellikle foliyasyon düzleminin kesitteki izine paralel uzama ve bu izde dik deformasyon izleri gösteren porfiroklastlar halindedir. Boyutları 1-4 mm arasında değişir. Sık sık dilinim yüzeyleri boyunca klinopiroksen eksolüsyonlarına rastlanır. Bölgede çalışan diğer araştırmacılar tarafından bileşimle-

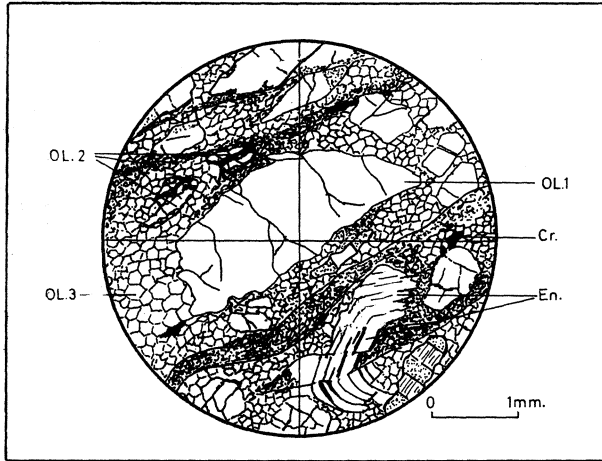
rinin %89-90 enstatit olduğu saptanmıştır (Özkan, 1982).

Kromit yaklaşık % 1 oranında bulunur. Genellikle foliyasyon düzlemine paralel uzama gösteren porfiroklastlar ve daha az miktarda matriksi oluşturan küçük mineraller halinde gözlenir.

Cevher Zonu

Cevher harzburgitler üzerine kalınlığı genellikle 2 cm ile 50 cm arasında değişen dünitik bir seviyeden sonra gelir. Bu seviyenin yüzeyde yer yer 10 m ye varan kalınlıklar gösterdiği belirtilmektedir (Engin ve Sümer, 1987).

Cevher dissemine yapıya sahiptir (Şekil 9). Bantlı nodüler yapı (Üşümezsoy, 1986) hiçbir seviyede gözlenmemiştir. Kromit-gang oranı genellikle 2/3 civarın-



Şekil 8. Tabantaşı rolü oynayan harzburgitlerin mikroskopik görünümü. OL.1) Porfiroklastlar halindeki olivin, OL.2) Deformasyon sırasında öğütülmüş olivin, OL. 3) Deformasyondan sonra yeniden kristalleşmiş olivin, En.)Enstatit, Cr)Kromit.

Figure 8. Microscopic aspect of the footwall harzburgite. OL. 1) Olivines as porphyroclastes, OL. 2) Olivines milonitized during deformation, OL. 3) Olivines recrystallized after deformation, En) Enstatites, Cr) Chromites.

dadır. Bununla birlikte tabanda kalınlığı yer yer 1 m ye varan, hemen hemen gang minerali içermeyen masif yapılı kromitit tabakalarına rastlanır. Üst seviyelere doğru ise gang minerallerinin oldukça büyük hacimler kapladığı düşük tenörlü cevher zonları hakim duruma geçer.

İnce kesitte, kromit tane boyu 0,1 mm ile 2 mm arasında değişen fakat genellikle 1 mm civarında olan özşekilli veya yarı özşekilli mineraller halindedir. Seyrek olarak kapanım halinde olivin mineralleri içermektedir, genellikle tazedir. Nadiren çatlaklar boyunca opak görümlü ferritkromite dönüştüğü gözlenmektedir.

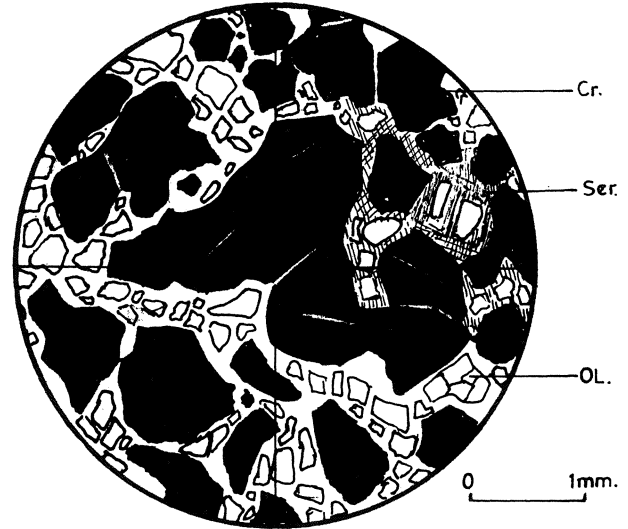
Olivin kroniklerin arasındaki boşlukları dolduran özşekilsiz ve interkümümlüs mineraller halindedir. Arman ve Aydın (1983) tarafından forsterit bileşiminde oldukları tesbit edilmiştir.

Çok az miktarda enstatite rastlanır. İkincil olarak krom klorit ve krizotil mineralleri görülmektedir.

Arataşı

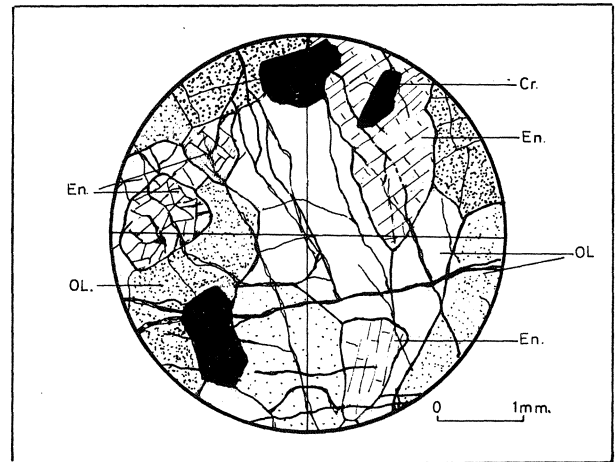
Batı Kef yatağının ilgi çeken özelliklerinden biri cevher zonunun doğrultu eğim boyunca yer yer iki kola ayrılıyor olmasıdır. İki kola ayrıldığı durumlarda ara kayacın adkümülat dokusu gösteren genellikle harzburgitik, yer yer dünitik mineralojik bileşimde olduğu tesbit edilmiştir (Şekil 10).

1369 ve 1411 galerilerinde ara kayaçtan alınan örnekler genellikle ortopiroksence fakir harzburgit bileşi-



Şekil 9. Dissemine krom cevherinin genel mikroskopik görünümü. OL.:Olivin, Ser.:Serpantin, Cr.:Kromit.

Figure 9. General microscopic aspect of the disseminated chromium ore. OL.:Olivine, Ser.: Serpentine, Cr.:Chromite.



Şekil 10. Arataşı rolü oynayan harzburgitlerin genel mikroskopik görünümü.

Figure 10. General microscopic aspect of the intercalated harzburgite.

mindedir. Seyrek olarak ortopiroksen oranının %10'un altına düştüğü durumlarda dünitlere geçiş görülür.

Olivin hakim mineraldir. Kayacın hacim olarak %85'inden fazlasını oluşturur. Genellikle boyları 2-4 mm arasında değişen düzgün kenarlı, yarı özşekilli mineraller olarak gözlenir. Ender olarak deformasyon izikleri gösterir.

Ortopiroksen ve çok az miktarda rastlanan klinopiroksen boyutları 1-3 mm arasında değişen yarı özşekilli mineraller şeklindedir.

Kromit % 1-2 oranında ve 0,2 -1 mm boyutlarında mineraller halindedir. Genellikle olivinler arasındaki

BATI KEF KROM YATAĞI

boşluklarda ve olivinler tarafından çevrelenmiş kapalımlar şeklindedir.

Tavantaşı

Dünitik mineralojik bileşime sahip, adkümülat dokusu gösteren oldukça taze kayalarla temsil edilir. Yatak civarında yer yer az miktarda harzburjit ve lerzolitik seviyelere geçiş gösteren bu birime Kef Dünitisi ismi verilmiştir (Engin ve diğ. 1983).

Genellikle 5-10 mm, yer yer birkaç santimetreyi aşan boyutlarda iri olivinleri ve alışımlı üzerinde kromit içermesiyle tipiktir (Engin, 1985; Engin ve Sümer, 1987). Adkümülat dokusu gösterir. Olivin özşekilli veya yarı özşekilli iri mineraller, kromit 1mm'nin altında özşekilli veya yarı özşekilli, yer yer yuvarlaklaşmış küçük mineraller halindedir. Olivinlerin genellikle deformasyon izi göstermediği, lokal olarak kinkbantlara rastlandığı belirtilmektedir (Engin, 1985).

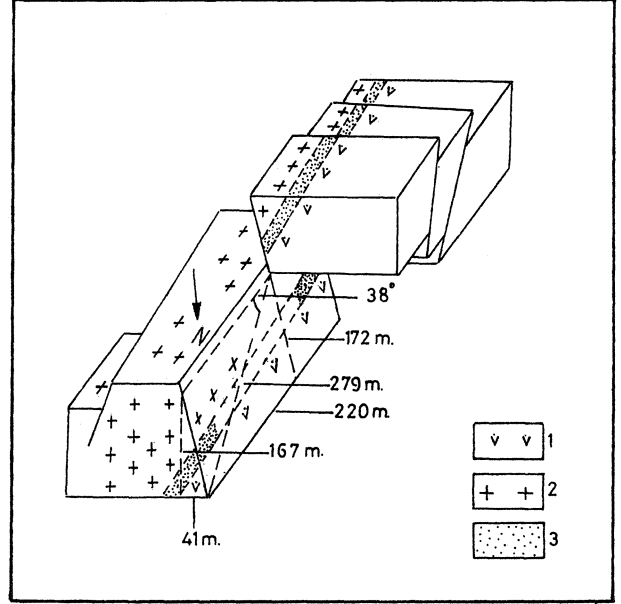
Forsterit içerikleri %94-96 arasında bulunmuştur (Üşümezsoy, 1990). Tabantaşını meydana getiren dünitlere ve harzburjitlere ait olivinlerle (%86-90) belirgin bir farklılık söz konusudur. Bu durum Kef dünitinin tabantaşı ile aynı koşullarda oluşmadığı, muhtemelen magnezyumca zengin bir magmanın ilk ürünlerini temsil ettiği şeklinde değerlendirilmektedir.

TEKTONİK

Batı Kef krom yatağı genel olarak kuzey-güney doğrultulu sıkışma fazına bağlı kuvvetli bir tektoniğin etkisinde kalmış ve esas olarak oblik atımlı sol yönlü ters bir fayla (KOT fayı) iki büyük tektonik dilime ayrılmış durumdadır (Şekil 4).

1448 m seviyesi altında incelenen tüm galerilerde ortaya çıkan bu fayın doğrultusu K45-70D, eğimi 51-80 KB arasında değişmekte olup, K55D/76KB genel konumu gösterir. Fay düzlemi üzerinde ölçülen çizgisellik ortalama K45D/36KD konumunu gösterdiğinden eğim atımı 172 m, gerçek atım 279 m olarak bulunmuştur. Fayın ortalama eğimi 76 derece olduğundan düşey atımı 167 m, yanal atım 41 metredir (Şekil 11).

1304 galerisi kuzeydoğu bölümü ile 1235 galerisi içerisindeki cevher zonlar KOT fayının alt dilimi,, 1304 galerisinin güneybatı bölümü ile daha üst seviyelerde gözlenen cevherli zonlar üst dilimi içerisinde bulunurlar. Her iki dilim kendi içerisinde K56B/66KD genel konumunu gösteren, atım miktarları oldukça değişken çok sayıda ters ve oblik atımlı ters faylar ile daha küçük dilimlere ayrılmıştır. Yer yer belli bir sis-



Şekil 11. Batı Kef krom yatağını etkileyen fayların şematik görünümü. 1) Harzburjit tektonit. 2) Dünit kümülat. 3) Cevher

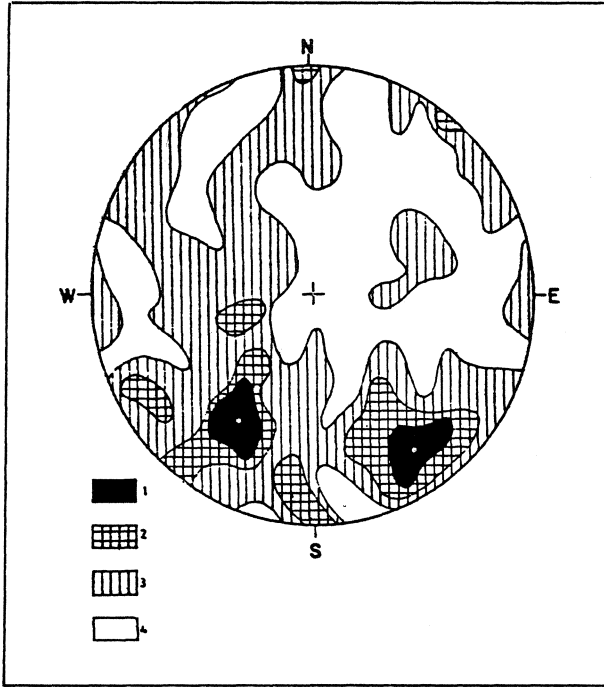
Figure 11. Schematic representation of the faults effecting the Batı Kef chromium deposit. 1) Harzburgite tectonite, 2) Dunite cumulate, 3) Ore.

tem göstermeyen, fakat genellikle kuzeydoğu-güneybatı doğrultulu normal faylara da Tatlanmaktadır.

İncelenen galerilerde gözlenen 180 faya ait kontur diyagramı fay düzlemlerini esas olarak K57D/78KB ve K56B/66KD konumları etrafında yoğunlaştıklarını göstermektedir (Şekil 12). İlk değer KOT fayına paralel oblik atımlı ters faylara, ikinci değer yatağı daha küçük dilimlere ayıran ters faylara ait olduğu söylenebilir.

Yaklaşık kuzey-güney doğrultulu sıkışma fazının en önemli sonucu şüphesizki yatağın kuzeydoğuya doğru olan devamlılığını net bir şekilde kesen ve sürükleyerek kendi konumuna uyduran (Doğu Kef yatakları) Büyük Kef fayıdır (Teknomad, 1988c; 1988d). Yüzeyde yaklaşık 3,5 km boyunca kesikli olarak izlenen fay zonu genişliği 2 m ile 50 m arasında değişmekte olup ortalama 20 m civarındadır (Engin, 1985).

1448 galerisinden kuzeybatıya doğru sürülen arama galerisinin 189. metresinde ortaya çıkan ve kesikli olarak toplam yaklaşık 50 m genişlik gösteren bu fayın aynaları üzerinde (Şekil 13), K76D/12GB ile K5D/51KD doğrultu ve eğimlerini gösteren iki ayrı çizgisellik ve çentikler ilk hareketin sağ yönlü oblik atımlı ters, ikinci hareketin eğim yönünde normal karakterde olduğu izlenimini vermektedir.



Şekil 12. Batı Kef krom yatağını etkileyen fay düzlemlerinden alınan 180 ölçüye ait kontur diyagramı, Schmidt ağı, alt yarıküre. 1) %4-6, 2) %2-3, 3) %0,5-1,4) <%0,5.

Figure 12. Contour diagram of the 180 measures from the plane of faults affecting the Batı Kef chromium deposit, Schmidt stereographic net plotted on lower hemisphere. 1) 4-6%, 2) 2-3%, 3) 0,5-1%, 4) < 0,5 %.

Yüzeyde yapılan incelemelerde Kef fayının genel olarak doğu-batı doğrultulu, 30-85 derece arasında kuzeye eğimli olduğu ve Batı Kef yatağını kestiği noktadan itibaren cevheri doğuya sürüklediği gözlenir. Bu durum ilk ve esas hareketin sağ yönlü oblik ters karakterde olduğu kanısını kuvvetlendirmektedir.

TENÖR DAĞILIMI VE REZERV

Batı Kef krom yatağı homojen bir tenör dağılımına sahip olmayıp genel olarak merkezi bölümün alt seviyelerinde yüksek, üst seviyeler ile doğu ve batı uçlarda düşük tenörlü bir görünüm sergiler. Bu nedenle, yatağın farklı tenör gösteren belirgin seviyeleri, yüzey ve galerilerden alınan oluk numuneleri ile sondaj karotları cevherli bölümlerinin analiz sonuçlarına dayanak %6 tenör farklılıklarına göre 5 zon halinde ayırılmış, li-mit tenör %13 Cr_2O_3 olarak kabul edilmiştir. Tenör (t) sınırları % Cr_2O_3 olarak aşağıdaki gibi alınmıştır: 1.Zon: %13-19, 2.Zon: %19-25, 3. Zon: %25-31, 4.Zon: %31-37, 5.Zon: %37-43. Rezerv kesit yöntemi ile görünür kategorisinde hesaplanmış, sonuçlar işletme seviyeleri arasında kalan dilimler ve farklı tenör-

de cevher tonajlarını da kapsayacak şekilde çizelgeler halinde verilmiştir (Çizelge 2). Çizelgeler üzerinde ilk sütun işletme kat seviyelerini, ikinci sütun ilk satırdaki rakkamlar farklı tenördeki cevher zonlarını, ikinci satırdaki harfler cevher zonları arasındaki aşağıda verilen kombinasyonları ifade eder:

A=4+5, B=3+4+5, C=2+3+4+5, D=1+2+3+4+5. Üçüncü sütun dilim ortalama tenörlerini, dördüncü sütun tonajları verir.

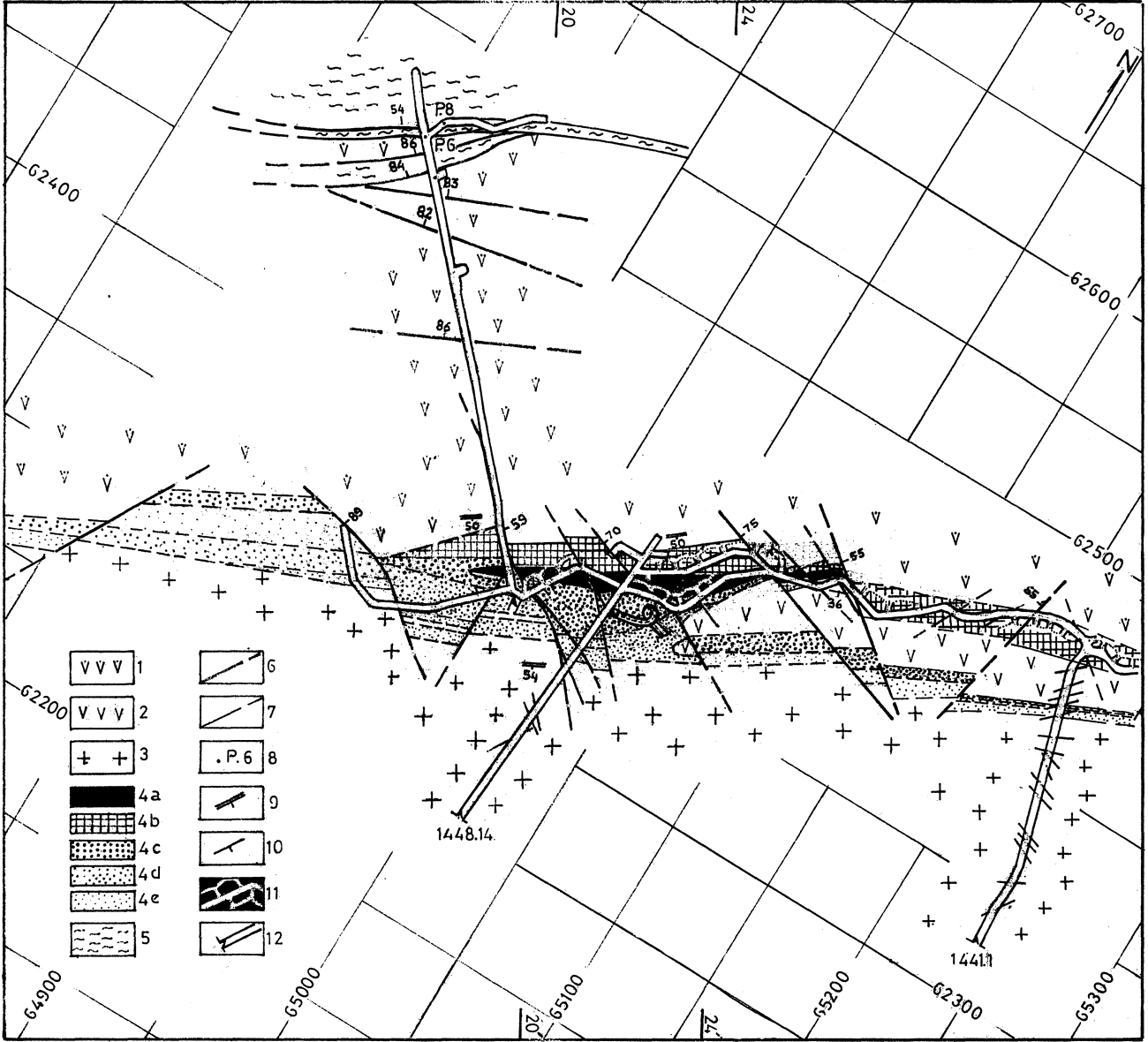
Çizelge üzerinde üst kotlarda oldukça büyük hacimler kaplayan düşük tenörlü cevher zonlarının 1369 kattan itibaren azaldığı ve yatak ortalama tenörünün belirgin şekilde yükseldiği görülmektedir. Bu durum düşük tenörlü merkezi bölüm üst cevher zonu ile doğu bölüm üst cevher kolunun eğim boyunca incelenmesi ile açıklanabilir (Şekil 14).

TARTIŞMALAR

Batı Kef krom yatağı jeolojik özelliklerinin ve bilhassa üst kotlarda yer yer iki kola ayrılan bir geometriye sahip olmasının bu çalışma ile açık bir şekilde tesbiti, önceki araştırmacılar tarafından yapılan tartışmalara tatminkar bir cevap getirmektedir.

Yüzeyde 35 m kalınlık ve %34 Cr_2O_3 civarında tenöre sahip tek bir seviye halinde gözlenen merkezi bölüm doğuya doğru K70B/ 50KD konumlu ters bir fayla kesilmekte ve fayın doğusunda kalan üst blok içerisinde cevher, tavantaşı sınırına göre 25 m kadar güneye kaymış bir şekilde tekrar ortaya çıkmaktadır. Bu bölümde kalınlık 10 m, tenör %26 Cr_2O_3 civarındadır (Şekil 15 A). Kuzeye doğru 45 m kadar yukarı çıktığında tabanı tamamıyla molozla örtülü büyük yarmanın faydan itibaren genel doğrultuya paralel şekilde kuzeydoğuya doğru 115 m daha devam ettiği gözlenir. Yarma içerisindeki molozlar nedeniyle cevher görülmemesine karşın, işletmenin bu seviyedeki bir cevheri takiben yapıldığı açıktır. Bu şekliyle fayın üst bloğu içerisinde birbirlerinden 40 m civarında steril bir bölümle ayrılmış iki cevher seviyesinin varlığını kabul etmek gerekmektedir. Bunun yanında her iki cevher seviyesini ayıran arataşının genellikle harzburjit mineralojisine sahip olması duruma daha ilginç bir boyut getirmektedir. Bu şekilde yatağın fayın alt bloğunda kalın tek bir seviye, üst bloğunda ince ve iki ayrı seviye halinde gözlenmesi, Engin (1985) tarafından cevherin çatallanmış olması veya ana zonun altında ikinci bir cevher seviyesinin bulunması alternatifleri halinde irdelenmiştir (Şekil 15 B-C). Geçerli varsayım olan çatallanma alternatifi, gerek o günkü yeraltı jeoloji verilerindeki eksiklikler, gerekse arataşının harzburjitik olması nedenleri ile kabul görmemiş, ikinci hipoteze bağlı olarak merkezi bölümün 40 m kadar altında harzburjitler içerisinde açığa

BATI KEF KROM YATAĞI



Şekil 13. 1448 galerisi jeoloji haritası. 1) Harzburgit tektonit, 2) Harzburgit kümülat, 3) Dünit kümülat, 4a) 5.zon cevheri ($t > 37\% \text{Cr}_2\text{O}_3$), 4b) 4. zon cevheri ($31\% \text{Cr}_2\text{O}_3 < t < 37\% \text{Cr}_2\text{O}_3$), 4c) 3. zon cevheri ($25\% \text{Cr}_2\text{O}_3 < t < 31\% \text{Cr}_2\text{O}_3$), 4d) 2. zon cevheri ($19\% \text{Cr}_2\text{O}_3 < t < 25\% \text{Cr}_2\text{O}_3$), 4e) 1.zon cevheri ($13\% \text{Cr}_2\text{O}_3 < t < 19\% \text{Cr}_2\text{O}_3$), 5) Şistleşmiş fay zonu, 6) Fay, 7) Litolojik sınır, 8) Poligon noktası, 9) Cevher yantaş sınır düzlemi doğrultu ve eğimi, 10) Kromitit tabaka düzlemi doğrultu ve eğimi, 11) Galeri ve üretim boşluğu, 12) Galeri girişi.

Figure 13. Geological map of the Drift 1448. 1) Harzburgite tectonite, 2) Harzburgite cumulate, 3) Dunite cumulate, 4a) Ore of the 5. zone ($t > 37\% \text{Cr}_2\text{O}_3$), 4b) Ore of the 4. zone ($31\% \text{Cr}_2\text{O}_3 < t < 37\% \text{Cr}_2\text{O}_3$), 4c) Ore of the 3. zone ($25\% \text{Cr}_2\text{O}_3 < t < 31\% \text{Cr}_2\text{O}_3$), 4d) Ore of the 2. zone ($19\% \text{Cr}_2\text{O}_3 < t < 25\% \text{Cr}_2\text{O}_3$), 4e) Ore of the 1. zone ($13\% \text{Cr}_2\text{O}_3 < t < 19\% \text{Cr}_2\text{O}_3$), 5) Shistic fault zone, 6) Fault, 7) Lithologic limite, 8) Topographic landmark, 9) Strike and dip of the plane between the ore and enclosing rock, 10) Strike and dip of the plane of chromitite layer, 11) Drift and underground store, 12) Entry of the drift.

çıkartılmamış yeni bir cevher zonu varolması gerektiği sonucuna varılmıştır.

Böyle bir cevher zonu mevcut değildir. 1304 katı üzerindeki incelenen tüm galerilerde merkezi bölüm

cevheri doğuya doğru iki kola ayrılmaktadır. 1369 ve 1343 galerilerinde her iki kolun merkezi bölümle birleştiği direk olarak gözlenmiştir. Nitekim harzburgitler içerisindeki muhtemel cevher zonu aramak amacı ile, 1448

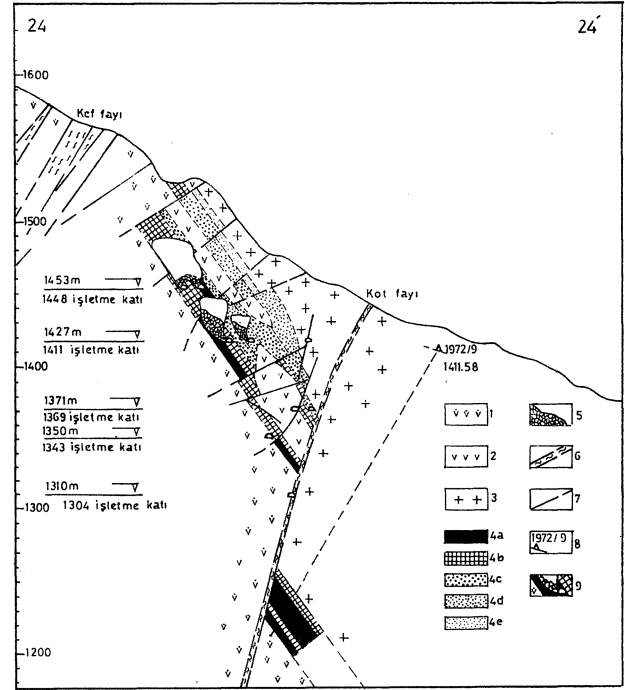
Çizelge 2. Batı Kef krom yatağı görünür rezervi.

Table 2. Proven reserve of the Batı Kef chromium deposit.

Dilim Aralığı	Cevher Tipi	Dilim Ortalama Tenörü (%Cr ₂ O ₃)	Dilim Rezervi (Ton)	Dilim Aralığı	Cevher Tipi	Dilim Ortalama Tenörü (%Cr ₂ O ₃)	Dilim Rezervi (Ton)
Mostra	1	15.26	612.061	1343	1
	2	22.25	926.522		2	20.27	19.433
	3	27.91	1.025.370		3	29.17	81.558
	4	33.89	988.112		4	33.39	237.006
	5	38.96	79.354		5	39.14	467.106
1411	A	34.27	1.067.566	1304	A	37.20	704.112
	B	31.15	2.092.936		B	36.37	785.669
	C	28.42	3.019.458		C	35.98	805.102
	D	26.20	3.631.519		D	35.98	805.102
1411	1	15.8	84.102	1304	1
	2	24.18	159.99		2	22.45	33.828
	3	28.08	363.909		3	27.11	84.430
	4	33.03	353.418		4	32.50	700.761
	5	39.41	262.114		5	39.44	446.459
1369	A	35.75	615.532	Altı	A	35.20	1.147.220
	B	32.9	979.441		B	34.65	1.231.650
	C	31.67	1.139.431		C	34.32	1.265.478
	D	30.58	1.223.533		D	34.32	1.265.478
1369	1	Görünür	1	15.32	696.163
	2	20.10	58.995		2	22.37	1.198.770
	3	27.32	39.118		3	27.95	1.594.385
	4	33.7	293.206		4	33.33	2.572.503
	5	38.81	329.845		5	39.18	1.584.978
1343	A	36.41	623.051	Rezerv	A	35.56	4.157.481
	B	35.87	662.169		B	34.45	5.751.866
	C	34.58	721.164		C	31.53	6.950.636
	D	34.58	721.164		D	30.06	7.646.799

galerisinden itibaren kuzeye doğru M.T.A. önerisi ile sürülen 230 m. uzunluğundaki arama galerisi ve bu galeriden itibaren yapılan sondajlar herhangi bir cevher izine rastlamamıştır.

Her iki alternatifini irdeleme çalışmasının bir parçası olarak M.T.A. tarafından (Engin 1985; Engin ve Sumen 1987) farklı cevher zonlarından alınan numunelerdeki kromit mineralleri elektron mikroprop ile analiz edilmiştir. Sonuçlar toplu bir değerlendirme yapılabilmesi amacıyla Çizelge 3'de verilmiştir. Çizelge üzerindeki ilk 3 numune (MB 1,2,3) M.T.A. tarafından orta bölüm olarak isimlendirilen merkezi kısımdan alınmıştır. Yatağın tek kol halinde bulunduğu bölümü temsil etmektedir. Daha sonraki 5 numune (AK 1,2,3,4,5) M.T.A. tarafından Balı Kef kuzey bölüm olarak isimlendirilen alt kol cevherini, son 3 numune (ÜK 1,2,3) Batı Kef doğu bölüm olarak isimlendirilen üst kol cevherini karakterize etmektedir. Merkezi bölüm cevheri ile alt kol cevherinin kimyasal bileşimleri birbirlerine oldukça yakındır. Buna karşılık üst kol cevheri her iki bölümden Cr₂O₃ miktarının düşüklüğü ve Al₂O₃ miktarının yüksekliği ile belirgin bir şekilde ayrılır. Cr/Cr+Al ve Mg/Mg+Fe diyagramı üzerinde her iki grup arasındaki farklılık net bir şekilde görülmektedir (Şekil 16). Bu durum gözlem sonucu ortaya konan, alt kol cevherinin merkezi bölüm alt seviyelerinin doğuya doğru olan devamını temsil ettiği ve bağımsız bir zon olmadığı tesbitini desteklemektedir. Buna karşılık üst kol cevherinin daha geç bir ev-



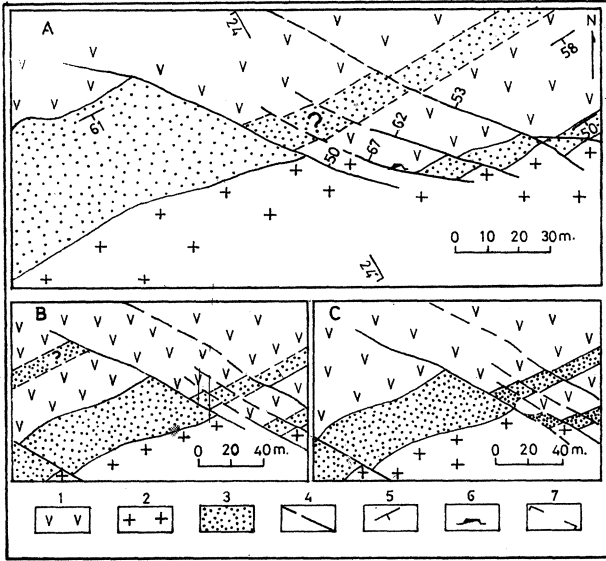
Şekil 14. 24-24' jeoloji kesiti. 1) Harzburgite tectonite. 2) Harzburgite cumulate, 3) Dunite cumulate, 4a) 5. zon cevheri ($t > 37\% Cr_2O_3$), 4b) 4. zon cevheri ($31\% Cr_2O_3 < t < 37\% Cr_2O_3$), 4c) 3. zon cevheri ($25\% Cr_2O_3 < t < 37\% Cr_2O_3$), 4d) 2. zon cevheri ($19\% Cr_2O_3 < t < 25\% Cr_2O_3$), 4e) 1. zon cevheri ($13\% Cr_2O_3 < t < 19\% Cr_2O_3$), 5) Ambarda bırakılmış, kırılmış cevher. 6) Şistleşmiş fay zonu, 7) Fay, 8) Sondaj, 9) Galeri ve üretim boşluğu.

Figure 14. Cross section 24-24' 1) Harzburgite tectonite. 2) Harzburgite cumulate, 3) Dunite cumulate, 4a) Ore of the 5. zone ($t > 37\% Cr_2O_3$), 4b) Ore of the 4. zone ($31\% Cr_2O_3 < t < 37\% Cr_2O_3$), 4c) Ore of the 3. zone ($25\% Cr_2O_3 < t < 37\% Cr_2O_3$), 4d) Ore of the 2. zone ($19\% Cr_2O_3 < t < 25\% Cr_2O_3$), 4e) Ore of the 1. zone ($13\% Cr_2O_3 < t < 19\% Cr_2O_3$). 5) Broken ore in the underground stores, 6) Schistic fault zone, 7) Fault, 8) Drilling, 9) Drift and underground store.

rede oluştuğu, merkezi bölümde doğrudan ilk cevher zonu üzerine, kenar kısımlarda ise kromit kristalleşmesindeki kesiklilik sırasında meydana gelen, kümülat dokulu, genellikle harzburgitik, yer yer dünitik seviye üzerine çökeldiği sanılmaktadır. Bu durumda, orta bölüm cevherinin düşük tenörlü üst seviyelerinin üst kol cevherinin devamı olduğu söylenebilir. Bu seviyelerden alınacak numunelerin pür cevher analizleri böyle bir varsayımı açıklığa kavuşturabilecek yararlı bir çalışma olarak görülmektedir.

Üst kol cevherinin, merkezi bölüm cevherine göre farklı bir alanda toplanması, Engin ve Sümer (1987) ta-

BATI KEF KROM YATAĞI



Şekil 15. Batı Kef krom yatağının merkezi ve doğu bölümleri arasındaki geçişi gösteren yüzey jeoloji haritası (Engin ve Sümer, 1987). 1) Harzburgit, 2) Dünit, 3) Cevher, 4) Fay, 5) Tabaka düzlemi doğrultu ve eğimi, 6) Galeri giriş, 7) Kesit izi. A) Mevcut durum. Mevcut durumu açıklayan hipotezler: B) Bağımsız alt cevher zonu hipotezi, C) Çatallanma hipotezi.

Figure 15. Surface geological map displaying the passage between central and eastern part of the deposit (Engin and Sümer, 1987). 1) Harzburgite, 2) Dunite, 3) Ore, 4) Fault, 5) Direction and dip of layer plane, 6) Entry of Drift, 7) Profile section.

A) Actual situation Explanatory Hypothesis of the Situation by: B) Lower independent zone hypothesis, C) Ramification hypothesis.

rafından "beklentinin aksine bir durum" olarak değerlendirilmiş, analiz sonuçlarının yapısal ilişkilerin ortaya konmasında yararlı olmadığı, kromitlerin kimyasal bileşimlerinin oluşumdan sonraki süreçler içerisinde değişmiş olabileceği ileri sürülerek alt kolun bağımsız bir cevher zonu olduğu görüşünde ısrar edilmiştir. Bu kabulde şüphesiz alt kol cevherinin tamamıyla harzburgitler içerisinde bulunmasının önemli bir rolü vardır. Arataşının genellikle harzburgitik bir bileşimde olması kümülatlar içerisindeki bu tür yataklarda ender görülen bir durumdur. Bununla birlikte değişik seviyelerden alınan numunelerin mikroskopik etüdü kayacın adkümülat dokusu gösterdiğini ve dunitik tavantaşı ile benzer dokusal özelliklere sahip olduğunu ortaya koymuştur. Porfiroklastik dokuya sahip harzburgitik labantaşı ile net bir farklılık sözkonusudur. Bu durum ofiyolitik masiflerde harzburgitlerin sadece kısmi ergimeye ve plastik deformats-

yona uğramış üst manto malzemesini temsil etmediğini, kümülatlar içerisinde de zaman zaman kalın seviyeler oluşturabildiğini göstermesi açısından önemli görülmektedir.

Korsika ofiyolitinde santimetrik ve desimetrik kalınlıkta piroksenolit, lertzolit ve gabro tabakaları ile alternans halinde bulunan adkümülat ve heteradkümülat dokulu harzburgitlerin mağmatik sedimanter kayalar olduğu görüşü (Ohnenstetter ve Ohnenstetter-Crochmore, 1975) bu bulgu ile desteklenmiş olmaktadır.

Kangal ofiyolitinde, Eymir Güney Ocak krom yatağında yapılan EGÜ.2 sondajında, kümülat dunitler arasında 8m kalınlıkta kümülat dokulu harzburgit kesilmiş olması (Belliver ve Çakır, 1992) bu örneklerin dahada çoğaltılabileceğinin bir işareti olarak verilebilir.

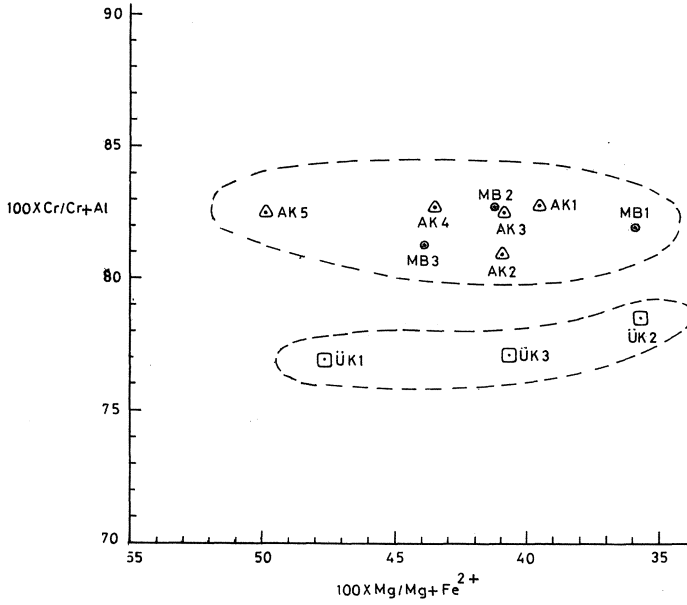
Bu sonuçlar dolaylı olarak Üşümezsoy (1986) tarafından ileri sürülen Batı Kef krom yatağının üst manto içerisinde yer aldığı ve oluşumunun kümülatik yolla açıklanamayacağı savına karşı bir görüş niteliği de taşımaktadır.

Bilindiği gibi tektonit-kümülat ayrımının belirleyici biteri yapısal ve dokusal özelliklerdir. Batı Kef krom yatağının her seviyesinde gözlenen düzenli tabakalı yapı ve kümülat dokunun mağmatik sedimantasyon sonu-

Çizelge 3. Farklı cevher zonlarından alınan örneklerindeki kromit mineralleri analiz sonuçları (Engin ve Sümer, 1987). MB.Merkezi bölüm cevheri. AK.Lower kol cevheri. ÜK. Üst kol cevheri. M.T.A tarafından verilen örnek numaraları yatak konumuna göre değiştirilmiştir. $Cr/(Fe^{2+}+Fe^{3+})$, $Cr/(Cr+Al)$, $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ satırları ilave edilmiştir. Fe_2O_3 ve FeO değerleri Fe_2O_3 değerinden $RO/R_2O_3=1$ eşitliği kabul edilerek hesaplanmıştır.

Table 3. Analytical results of chromites in the samples representing different zones of the ore deposit (Engin ve Sümer, 1987). MB.Central part ore, AK Lower branch ore, ÜK Upper branch ore. Sample numbers given by M.T.A has been modified according to the geological situation of the orebody. The line of $Cr/(Fe^{2+}+Fe^{3+})$, $Cr/(Cr+Al)$, $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ has been added. The values of Fe_2O_3 and FeO has been calculated from Fe_2O_3 agreeably to the equation of $RO/R_2O_3=1$.

	MB1	MB2	MB3	AK1	AK2	AK3	AK4	AK5	ÜK1	ÜK2	ÜK3
Cr ₂ O ₃	53.00	54.50	53.60	55.70	53.10	55.10	54.50	55.10	49.70	49.20	49.80
Al ₂ O ₃	15.20	14.70	16.00	15.00	16.30	15.10	14.70	15.10	19.30	17.40	19.20
Fe ₂ O ₃	2.10	2.60	2.10	2.10	1.10	2.60	2.60	2.60	4.20	2.10
FeO	16.30	14.10	13.40	15.00	14.40	14.40	13.40	11.50	12.40	16.00	14.80
MgO	11.80	12.80	13.60	12.70	12.90	12.90	13.40	14.80	14.60	11.50	13.20
Toplam	98.40	98.70	98.70	98.40	98.80	98.60	98.60	99.10	98.60	98.30	99.10
Fe ₂ O ₃ Toplam	20.00	18.10	16.90	16.50	17.90	16.90	17.40	15.30	16.30	21.80	18.40
Cr (Fe ²⁺)+(Fe ³⁺)	2.56	2.91	3.09	3.27	2.87	3.15	3.05	3.51	2.97	2.19	2.02
100xCr Cr+Al	81.83	82.73	81.25	82.77	80.82	82.52	82.75	82.52	76.90	78.53	77.04
100xMg Mg+Fe ²⁺	35.83	41.18	43.92	39.50	40.87	40.87	43.55	49.83	47.61	35.68	40.76



Şekil 16. Merkezi ve doğu bölümden alınan cevher örnekleri analiz sonuçlarının karşılaştırılması.

Figure 16. Comparison of the ore samples analytical results representing the eastern and central part of the deposit.

cu oluştuğu düşünülmektedir. Stratigrafik olarak tabanda yüksek tenörlü olan ve yer yer masif yapı gösteren cevherin yukarıya ve kenarlara doğru disemine yapıda düşük tenörlü cevhere geçiş göstermesi bu düşüncüyü kuvvetlendirmektedir. Alt koldan üst kola geçişte kromit minerallerindeki krom miktarının ve Cr/Fe oranının belirgin şekilde azalması ve alüminyum miktarının artması bu görüşün kimyasal verilerle de desteklendiğini göstermektedir. Tabantaşını temsil eden ve üst mantodan artakalan malzeme olarak yorumlanan porfiroklastik dokulu harzburjitlerden cevhere geçişte deformasyon izlerinin keskin şekilde kaybolması, yatağın üst mantonun üzerinde yeraldığını ve plastik deformasyondan sonraki bir evrede meydana geldiğini göstermektedir.

Batı Kef krom yatağının üst manto içerisindeki magma kanallarında oluştuğu görüşü (Üşümezsoy, 1986) esas olarak kromitlerin kimyasal bileşimlerinin topoğrafik seviyeye göre değiştiği kabulüne dayandırılmıştır. Veri olarak 1300-1500m seviyeleri arasında alınan 20 adet örnekteki 100 kromit mineralinin mikropropla yapılan analiz sonuçları kullanılmıştır. Cr/Fe oranının topoğrafik üst seviyelerde daha yüksek olduğu, oysa kümülatik süreçlerde eğim ve doğrultü boyunca herhangi bir değişikliğin olmaması gerektiği ileri sürülerek kümülatik süreçler reddedilmiştir. Kimyasal bileşimdeki farklılık üst seviyelerde daha yüksek sıcaklıkta kristalleşen kromitlerin magma kanallarındaki konveksiyon akımları ile aşağı doğru inerken soğuması ile açıklanmıştır.

Öncelikle cevherin bulunduğu güncel topoğrafik seviye ile yatağın oluşumu sırasındaki seviye arasında paralellik kurulmasının doğru bir yöntem olmadığı açıktır. Yatağın ilksel konumuna ancak yantaş ve cevherde gözlenen yapısal unsurların karşılaştırılması ile bir yaklaşımda bulunulabilir. Tektonit-kümülat geçişini temsil eden tabantaş-cevher dokanak düzleminin cevher ve tavantaşındaki tabakalanmaya ve yatağın genel konumuna olan paralelliği ilksel konumun büyük bir olasılıkla yatay düzlemde olduğu izlenimini vermektedir. Kaldığı aynı stratigrafik seviye içerisindeki kromit minerallerinin bileşiminde değişiklik olması stratiform yataklarda bilinen bir durumdur (Jackson, 1963; Cameron, 1977) ve kümülatik süreçlerin reddi için yeterli bir veri oluşturamaması gerekir.

SONUÇ VE ÖNERİLER

Batı Kef krom yatağı, Guleman ofiyolitik masifinin tektonit ve kümülat birlikleri arasında ve kümülatların tabanında yer alır. Merkezi bölümde kalın, kenarlara doğru incelen ve yer yer iki kola ayrılan bir geometriye sahiptir.

Cevher tabakalı disemine bir yapı gösterir. Tabaka düzlemleri tektonit-kümülat sınır düzlemi ile tabantaşında gözlenen foliyasyon düzlemlerine genellikle paraleldir. Bu şekli ile mağmatik sedimantasyon mekanizmaları ile oluşmuş konkordan bir yatak görünümündedir. Yatağın yer yer iki kola ayrılması ve üst kol cevherinin kimyasal yönden alt kol cevherine göre belirgin bir farklılığa sahip olması, kromit kristalleşmesinin iki farklı evrede meydana geldiğini göstermektedir. Üst kol cevherinin merkezi bölümde doğrudan alt kol cevheri üzerine, kenar kısımlarda ise kromit kristalleşmesindeki kesiklilik sırasında bu bölümlerde oluşan genellikle harzburjitik, yer yer dunitik seviye üzerine çökeldiği sanılmaktadır.

Yatak K59D/54GD genel konumunu gösterir. K55D/76KB konumlu oblik atımlı ters bir fayla (KOT fayı) iki büyük tektonik dilime ayrılmış durumdadır. Fayın üst bloğu içerisinde yer alan cevher zonuunun jeolojik özellikleri bu çalışma ile detaylı bir şekilde ortaya konulmuş olmasına rağmen, alt dilim bir işletme projesine temel oluşturacak derecede tanınmamaktadır. 1304 galerisi doğu bölümü ve 1235 galerisinden itibaren yapılması düşünülen, galerili ve sondajlı arama programının uygulamaya konulması böyle bir eksikliği giderecek ve yatak rezervinin artışına yol açacak gerekli bir çalışma olarak görülmektedir.

KATKI BELİRTME

Bu çalışma Teknomad-Etibank ortak projesi çerçevesinde gerçekleştirilmiş olup çalışmalarımız sırasında değerli yardımlarını esirgemeyen Etibank Şarkromları Müessesesi Mü-

BATI KEF KROM YATAĞI

dürlüğü'ne, Proje Tesis Dairesi Başkanlığı'na. arazi ve büro çalışmalarını birlikte yürüttüğümüz Jeoloji mühendisleri Hacı Karakuş ve Murat Ünal'a, büro çalışmalarında yardımcı olan Maden mühendisleri Ali Saran, Levent Yener, Lütfiye Kılıç, Emin Pütün'e, yazım ve düzeltme aşamasındaki katkılarından dolayı sayın Yrd.Doç.Dr. Erkan Aydar, Yrd.Doç.Dr. Meral Doğan, Jeoloji Y.Müh. Engin Ö. Sümer ile Prof.Dr.Yavuz Erkan'a teşekkür ederim.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Arman,B., Aydın, E., 1983, Guleman Kefdağı kromit cevheri örnekleri maden ve gang minerallerinin elektron mikroprob ve mineralojik analizi.. Türkiye Şişe ve Cam Fabrikaları A.Ş. Araştırma Müdürlüğü, Rapor No.DYP/EB-8301-1.
- Bellivier, R, Çakır, Ü., 1992, Chromite (Turquie). Permis d'exploitation d'Eymir (Kangal). Evaluation des gites. Résultats de la campagne de sondages.Rap. B.R.G.M. R.34305 Orléans-Fransa.
- Borchert, H., 1952, Etibank Şarkkromlan mntıkasında krom cevheri yatakiandan yapılan jeolojik tetkik hakkında rapor: M.T.A. Genel Müdürlüğü, No. 2082.
- Borchert, H.,1962, Soridağ-Rutdağ peridotit masifi ve bu masifin krom yatakları ile cevher rezervi: M.T.A. Genel Müdürlüğü, Rapor No.2943.
- Boullier, A., M., 1975, Structure des Péridotites en enclave dans les kimberlites d'Afrique du Sud: Doktora Tezi., Nantes, Fransa, 122 s.
- Cameron, E., N., 1977, Chromite in the central sector of the Bush weld Complex, South Africa. Am. Mineralogist, 62, 1082-1096.
- Engin, T., Balcı, M., Sümer, Y., Özkan, Y.Z., 1983, Guleman (Elazığ) Krom yatakları ve peridotit biliminin genel jeoloji konumu ve yapısal özellikleri. M.T.A. Dergisi, No.95/96, s. 77-100.
- Engin, T., 1985, Petrology of the peridotite and structural setting of the Batı Kef-Doğu Kef chromite deposits, Guleman, Elazığ, Eastern Turkey, metallogeny of Basic and Ultrabasic Rocks, I.M.M. Edinburg-İngiltere, 229-240.
- Engin, T., Sümer, Y., 1987, Kefdağ-Kapın (Guleman-Elazığ) yöresinin jeolojisi. Batı Kef Doğu -Kef krom yataklarının maden jeolojisi raporu; M.T.A. Genel Müdürlüğü, No.2080.
- Helke,A., 1939, Soridağ krom cevheri yatakları; M.T.A. raporu, No.710.
- Helke, A., 1955, Beobachtungen an turkischen Minerallagerstätten: N Jb. Miner., 88,954-962.
- Helke, A., 1962, The metallogeny of the chromite deposits of the Guleman area: Econ. Geol. 57, 954-962.
- Hiessleitner,G., 1954, Güney Anadolu Torosu kromitli peridotit serpantinlerinin jeolojisine yeni ilaveler: M.T.A. Dergisi, 46/47, 21-46.
- İskit,M., 1973, Etibank Şarkkromları Kef Dağı krom yatakları arama raporu: Etibank raporu, (yayınlanmamış).
- Jackson, E. D., 1963, Stratigrafic and lateral variation of chromite composition in the Stillwater complex: Min.Soc.Amer.Spec.Paper, 1,46-54.
- Ohnenstetter, D., Ohnenstetter - Crochemore, M., 1975, Le puzzle ophiolitique Corse, un bel exemple de paléodorsale océanique: Doktora tezi, Nancy-Fransa.418 s.
- Outokumpu, O., 1987, Batı Kef underground mine basic engineering: Rapor, Etibank, (yayınlanmamış).
- Özkan, Y., Z., 1982, Guleman (Elazığ) ofiyolitinin jeolojisi ve petrolojisi: Doktora tezi, İstanbul Üniversitesi, Yer-bilimleri Fakültesi, 168 s.
- Teknomad, 1988a, Batı Kef Krom Ocağı modernizasyonu projesi, ocak etüdü ön raporu: Etibank, No.88/1.
- Teknomad, 1988b, Batı Kef Krom Ocağı modernizasyonu projesi, ocak etüdü nihai raporu: Etibank, No.88/6.
- Teknomad, 1988c, Batı Kef Krom Ocağı modernizasyonu projesi, rezerv geliştirme programı: Rapor, Etibank, No.88/10.
- Teknomad, 1988d, Doğu Kef ve Altındağ Krom Ocakları jeoloji ve rezerv kalite raporu: Etibank, No.88/12.
- Teknomad, 1989, Batı Kef Krom Ocağı modernizasyonu projesi, tahkik sondajları programı uygulama sonuçları değerlendirme raporu: Etibank, No.89/7.
- Thayer, T.P., 1964, Principal features and origin of podiform chromite deposits and some observations on the Guleman-Soridağ district.Turkey: Econ. Geol., 59, (8), 1497-1524.
- Üşümezsoy, Ş., 1986, Kefdağ ve Soridağ (Guleman) kromit kütlelerinin oluşumu üzerine yeni bir yaklaşım., Jeoloji Mühendisliği, 29,47-60.
- Üşümezsoy, Ş., 1990, On the formation mode of the Guleman chromite deposits (Turkey): Mineral Deposita, 25, 89-95.

Beyşehir (Ankara) granitinin jeolojisi, mineralojisi ve petrojenezi

Geology, mineralogy and petrogenesis of Beyşehir (Ankara) granite

Cahit HELVACI Dokuz Eylül Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Bornova-İzmir
Süeda BOZKURT Dokuz Eylül Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Bornova-İzmir

Öz

Beyşehir, yöresinde, Orta Sakarya Masifi'ni oluşturan metamorfik kayalar, granit baskın olmak üzere diyorite kadar değişim sunan düşük sıcaklıktaki sığ yerleşimli batolit kütleleri tarafından kesilmiştir.

Beyşehir graniti olarak adlandırılan bu batolit kütleleri, Kırmır Çayı'nın güneyinden itibaren yüzlek verir. Güneye doğru yer yer Paleosen, Eosen ve Miyosen yaşlı birimlerle örtülmesine karşı olasılı olarak Sivrihisar çevresinde yüzlek veren granitlere bağlanır. Batolit kütleleri kendi içinde çok az değişim gösterip, homojen bir yapıya sahiptir. Beyşehir granitinin, fillit, şist ve mermerden oluşan yan kayalarla dokanağı kesindir. Dokanak boyunca kalınlığı 3-10 m arasında değişen hornfelsler gözlenir. Batolit kütlelerinin kenar zonlarında ise yerleşim sırasında yan kayalardan içine almış olduğu anklavlar gözlenir. Demirce zengin metamorfikleri kestiği bazı yerlerde ise silisli demir oluşukları gözlenmektedir.

Granit yerleşimi sırasında soğumasına paralel olarak eklem takımları ve çatlaklar gelişmiştir. Sonraki evrelerde bu çatlaklar boyunca kalınlıkları 10cm-6m ve uzunlukları 10m-350m arasında değişen KD-GB ve KB-GD gidişli aplit ve pegmatit dayıkları oluşmuştur. Batolit kütlelerinin granit ve granodiyorit bileşimli türevleri magmatik ayrımlaşmaya bağlı olarak daha önce oluşmuş monzodiyorit ve diyorit anklavlarını sıkça içerir.

Granitler, başlıca kuvars, plajiyoklas, ortoklas ve az oranda amfibol, biyotit, klorit, zirkon, sfen, apatit ve opak minerallerden oluşur. Diyorite doğru geçişlerde felsik mineraller azalırken, mafik mineraller artmakta ve ek olarak piroksen gözlenmektedir. Plajiyoklaslar ve ortoklaslar sıkça serisitleşme gösterirken, biyotitlerde kloritleşme sunmaktadır. Baskın olarak holokristalin hipidiyomorf, seyrek olarak da mirmekitik ve allotriyomorf doku gözlenir.

AFM ve $(Na_2O+K_2O)/SiO_2$ diyagramları bu kayaların kalkalkalen nitelikte olduğunu gösterir. Ayrışma ve metasomatizma olayları Rb/Sr, K/Rb ve K/Na oranlarını değiştirmiştir. 0.706 ile 0.707 arasında değişen $^{87}Sr/^{86}Sr$ oranları Beyşehir granitinin eski bir kabuk ergimesi sonucunda oluştuğunu, yöreye olasılıkla Üst Kretase'de sığ olarak yerleşmiş olduğunu gösterir.

Abstract

In the Beyşehir, region, metamorphic rocks of the Middle Sakarya massif are intruded by a low temperature and shallow emplaced batholite. Composition of the batholite body shows variation from granite to diorite, but the granitic rock is predominant overall in the region. The batholitic body, generally named as the Beyşehir granite, outcrops at the south of the Kırmır stream, is probably connected to those granites occurring around Sivrihisar; although it is unconformably overlain by Paleocene, Eocene and Miocene rock units from place to place. The homogeneous batholite has a small variance within its body and shows a sharp intrusive contacts with the surrounding metamorphic rocks, consisting of phyllite, schist and marble. Hornfelses, which range between 3 to 10 m in thickness, are present along the contact zones from place to place. The batholite has xenoliths taken from wall rocks along the marginal parts during its emplacement. Siliceous iron formations are observed in some places wherever the batholite cuts the iron-rich metamorphics.

Joint systems and fractures were formed penecontemporaneously parallel to the cooling of the magmatic body during the granite emplacement. Aplite and pegmatoid dykes which vary 10cm to 6m in thickness and 10m to 350m in length, trending NE-SW and NW-SE are formed along the fracture at the later phase. Granite and granodiorite components of the batholitic body have xenoliths of monzodiorite and diorite, which were formed in an earlier phase according to magmatic differentiation.

Granites consist principally of quartz plagioclase, orthoclase and minor amphibole, biotit, chlorite; zircon, sphene, apatite and opaque minerals. Felsic minerals decrease whereas mafic minerals increase towards the dioritic parts of the body and pyroxene mineral are also observed. Plagioclase and orthoclase show sericization, whereas biotite show chloritization. Predominantly holocrystaline, hypidiomorphic and less common, mirmekitic and allotriomorphic textures are present in the granites.

AFM and $(NaO+K_2O)/SiO_2$ diagrams show calc-alkaline character of these rocks. Alteration and metasomatism have modified Rb/Sr, K/Rb, and K/Na ratios. The initial $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratios, ranging between 0.706 and 0.707 indicate that the Beyşehir granites were formed by anatexis of older continental crusts, and are shallowly intruded to the region probably during the Upper Cretaceous time.

GİRİŞ

Çalışma alanı, İç Anadolu Bölgesinde, Ankara ilinin 100 km kuzeybatısında yer almaktadır (Şekil 1). Çalışmanın konusunu oluşturan Beypazarı graniti, Orta Sakarya Masifini oluşturan Paleozoyik yaşlı metamorfite keserek yerleşmiş, Beypazarı'nın güneyinden itibaren yüzlek vermekte ve olasılıkla güneyde Sivrihisar'a kadar uzanmaktadır (Şekil 2).

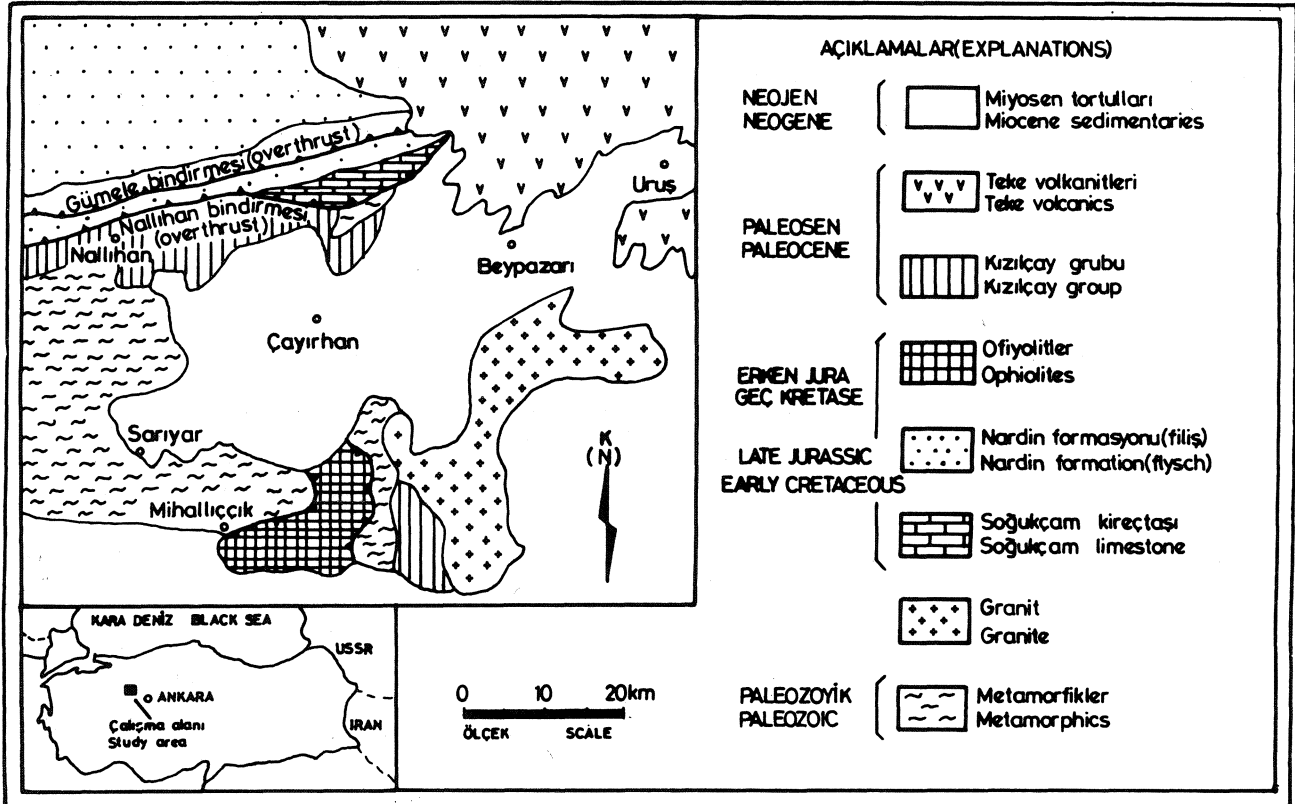
Mohr (1956), Beypazarı yöresindeki granitleri "Sakarya Masifi" adı altında granit ve granodiyorit olarak ikiye ayırmıştır. Masifin batolit intrüzyonu olduğunu savunur. Dayakları, apelit, pegmatit ve porfiri olarak üçe ayırır. Çoğulu (1967) ve Kulaksız (1981), Sivrihisar plütönünü granodiyorit, granit ve siyenit olarak tanımlamışlar, K/Ar yöntemiyle yaptıkları yaş belirlemede 47 ile 74 milyon yıllar arasında değişen yaşlar bulmuşlardır. Ortalama olarak 71 milyon yıl yaş vermişlerdir. Ataman (1973), Mihaliçcik granit kütesinin Rb/Sr yöntemiyle radyometrik yaş belirlemesini yapmış ve 72-77 milyon yıllık değerler bulmuştur. Bingöl (1971,1974), Sivrihisar ve Mihaliçcik granitlerinin I-tipi granitler olduğunu belirtmiş ve bunlara Üst Kretase yaşını vermiştir. Gözler ve diğerleri (1985), Sivrihisar çevresindeki granitik kayaların batıya doğru, diyoritik,

granodiyoritik kaya özelliği gösterdiğini ve granitik kayaların yaşının Eosen'den genç olduğunu söylemişlerdir. Yağmurlu ve diğerleri (1988), Beypazarı dolayındaki granitik plütönün genç Permiyen ile Paleosen arasında bölgeye yerleştiğini savunurlar.

Bu çalışma, Beypazarı granitinin, saha gözlemlerinin yanısıra petrografik incelemesini, bileşimlerinin yüzde dağılımlarının kaya özelliklerinin saptanmasını, kimyasal analiz sonuçlarının çeşitli diyagramlar kullanılarak sınıflandırılmasını ve oluşum koşullarının belirtilmesini amaçlar. Bu amaçla granitten ve çevre metamorfik kayalardan alınan el örneklerinin ayrıntılı mikroskobik incelenmesi yapılmıştır. Bu kayaların mineral bileşimleri ile birbirleri arasındaki dokusal ilişkileri saptanmaya çalışılmıştır. Ayrıca yapılan kimyasal analiz sonuçlarına göre de kayaların, özellikle granitin kökenine açıklık getirilmeye çalışılmıştır.

GENEL JEOLJİ

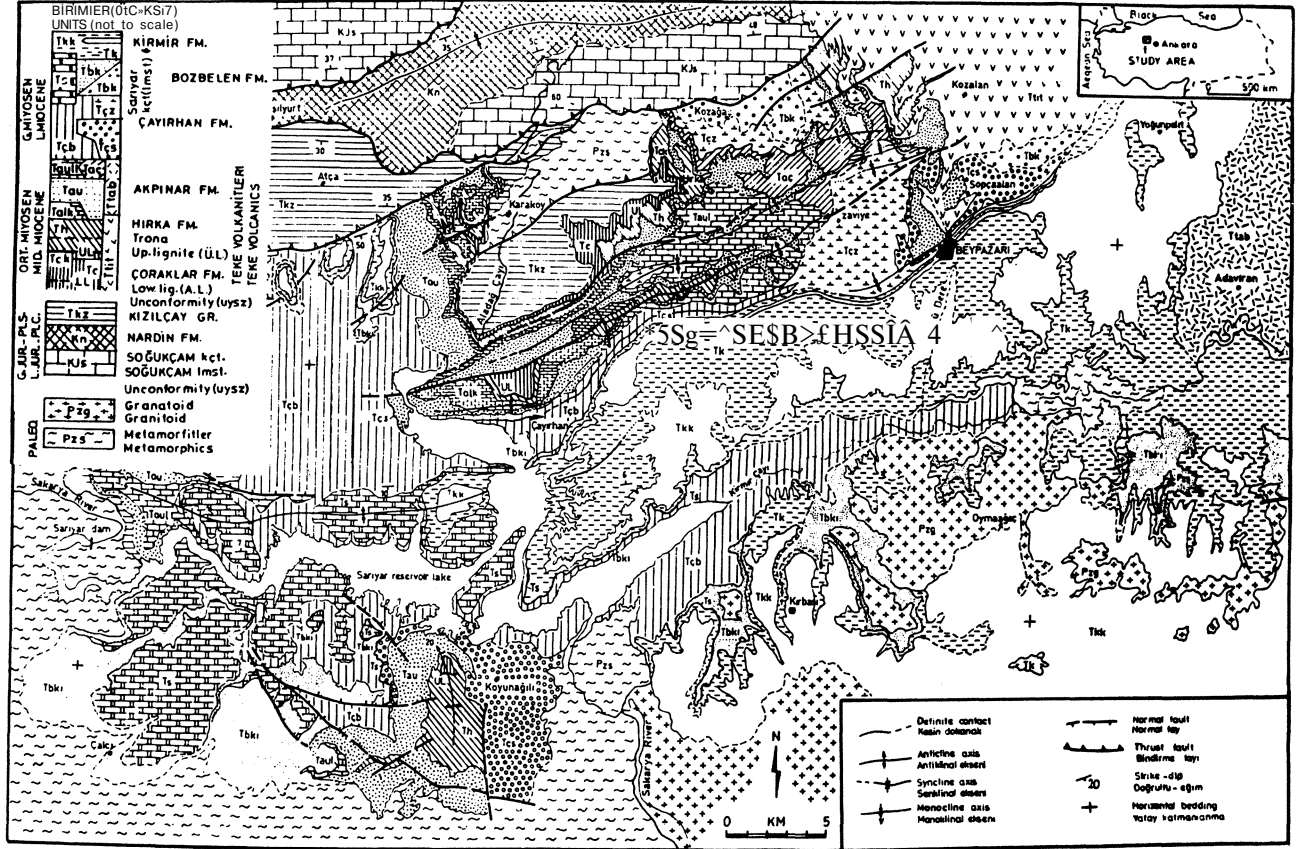
Beypazarı yöresinde, temelde Orta Sakarya Masifi'ni oluşturan Paleozoyik yaşlı metamorfite yer almaktadır. Altın (1973)'ya göre bu metamorfite olasılıkla Permiyen yaşlıdır. Bölgenin en yaşlı kayalarını oluşturan metamorfite, fillit, şist, amfibolit, mermer



Şekil 1. Çalışma alanının yer bulduru haritası.

Figure 1. Location map of the study area.

BEYPAZARI GRANİTİ



Şekil 2. Bölgenin jeoloji haritası.

ve metabazit türünde olup, ayrışma renkleri mavi, yeşil, kahverengisidir.

Bu metamorfiterler, bölgenin kuzeyindeki Karaköy civarında Kızılçay grubu üzerine yüksek açılı ters fayla oturmaktadır (Helvacı ve İnci, 1989). Metamorfiterleri keserek yerleşen batolit kütlelerinin kantağında hornfels türü kayalar gözlenmektedir (Şekil 3).

Çalışma alanının geniş bir kesimini kapsayan granitlerin ayrışma rengi koyu gri ve kahverengidir. Çevre kayalarla dokanağı kesindir, dokanak boyunca kalınlığı 3-10 m arasında değişen hornfelsler gözlenmektedir. Batolitin kenar zonlarında yerleşim sırasında yan kayalardan ve daha önceki fazda kristaleşmiş granotoidlerden içine almış olduğu anklavlar bulunmaktadır (Şekil 4). Demirce zengin metamorfiterleri kestiği bazı yerlerde silisli demir oluşukları gözlenmektedir.

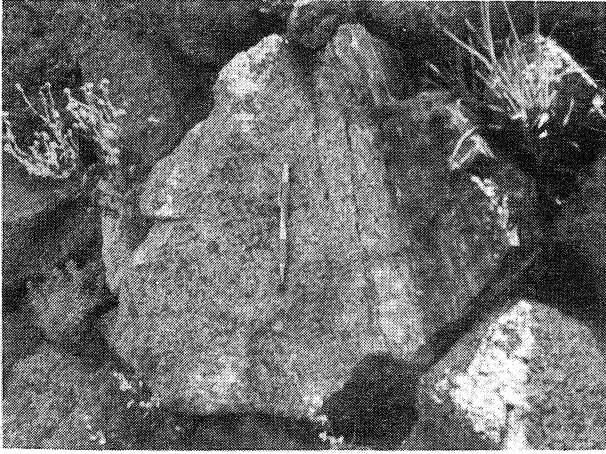
Granitin yerleşimi şurasında soğumasına paralel olarak eklem takımları ve çatlaklar gelişmiştir. Eklem takımları ve çatlaklar boyunca granit ayrılmaya uğramış, bazı yerlerde ise alterasyonun da etkisiyle arenalaşma meydana gelmiştir (Şekil 5). Makroskobik

Figure 2. The geological map of region.

olarak granitin taze yüzeyi gri ve koyu gri, ayrışma yüzeyi ise sarımsı kırmızı renklidir. Mineraller belirgin olup, kristalleri yaklaşık eş boyutludur. İçinde kuvars, feldspat ve amfibol görülebilen minerallerdir. Amfiboller çubuksu şekildedir. 1-4 cm boyutunda olan iri; pembe ortoklas kristalleri çok yaygındır (Şekil 6).

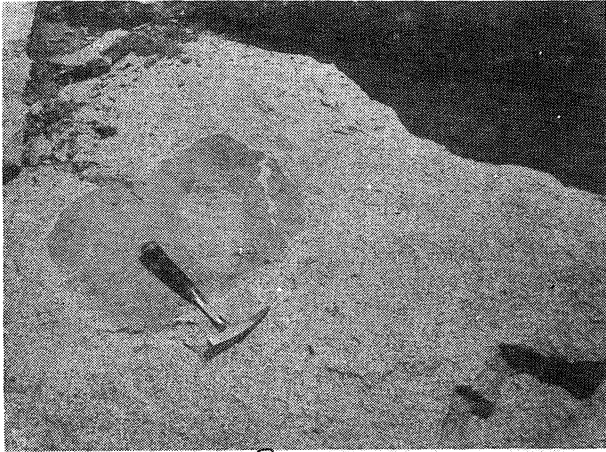
Sonraki evrelerde granitte meydana gelen çatlaklar boyunca kalınlıkları 10cm-6m, uzunlukları 10m-350m arasında değişen KD-GB ve KB-GD gidışli apolit ve pegmatit daykları oluşmuştur. Başta Oymağaç olmak üzere pek çok yerde birbirini kesen apolit dayklarına rastlanmıştır. Dayklar feldspat, kuvars ve çok az miktarda mafik mineraller içermektedir, mineraller genelde eş boyutludur. Daykların granitle dokanağı kesin ve düzgündür (Şekil 7). Pegmatit damarlarında ise 1.5m boyunda kuvars kristalleri, bunun yanında iri ortoklas, eser miktarda da turmalin, beril ve rutile rastlanmıştır.

Granit Paleozoyik (Permiyen) yaşlı metamorfiterleri keserek yerleşmiştir. Jura ve Kretase yaşlı birimlerle dokanağı yoktur. Ancak üzerine Paleosen, Eosen, Miyosen yaşlı birimler uyumsuzlukla gelmiştir. Jeolojik koma bağlı olarak granite Paleosen'den yaşlı, Permiyen'den genç, olasılıkla Üst Kretase yaşlı verilmiştir.



Şekil 3. Granit ile metamorfitleerin kontağında gözlenen hornfels.

Figure 3. Hornfels occurring along the contacts between granite and metamorphic rocks.



Şekil 4. Granit içinde yer alan anklavlar.

Figure 4. Xenoliths occurring in granites.

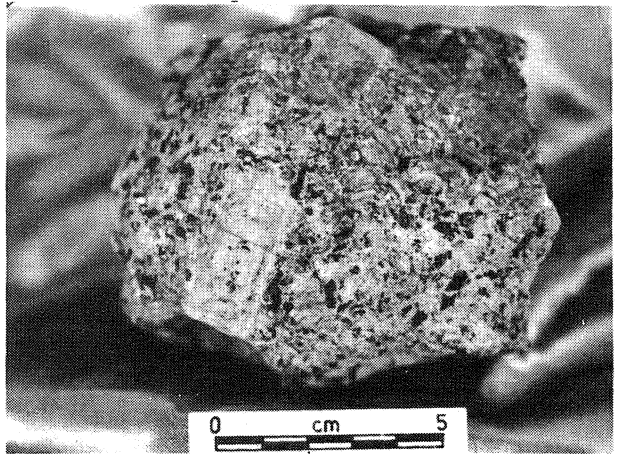
Sarıyar Barajı yakınında ve Koyunağlı köyü güneyinde gözlenen serpantin, metabazit, kırmızı çört ve gabroyik kaya bileşenlerinden oluşan Geç Kretase yaşlı ofiyolitlerin bu sahada granitle dokanağı yoktur, ancak metamorfitle tektonik ilişkilidir (Çoğulu, 1967; Yağmurlu ve diğ., 1988).

Metamorfitle üzerine uyumsuzlukla gelen Geç Jura-Erken Kretase yaşlı Soğukçam Kireçtaşı ve Nardin Formasyonu kuzeybatıda yer almakta ve batıya kadar uzanmaktadır. Bu bilimlerde içinde Kuzey Anadolu Fayının etkisiyle oluşmuş Nallıhan ve Gümele gibi bindirmeler yer almaktadır (Altınlı, 1976, 1978). Çayırhan'ın kuzeyinde yayılım gösteren Jura-Alt Kretase yaşlı So-



Şekil 5. Granitte meydana gelen ayrışma.

Figure 5. Alteration of granites.



Şekil 6. Granitteki minerallerin dağılımı ve iri ortoklas kristali.

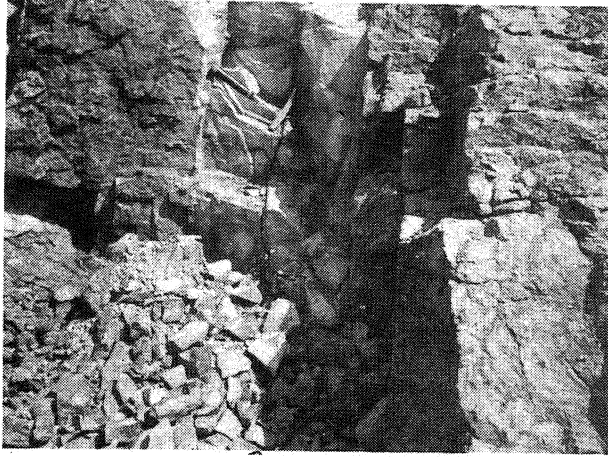
Figure 6. Distribution of minerals in granite and coarse orthoclase crystals.

ğukçam Kireçtaşının genel görünümü beyaz, açık gri olup, çörtlü kireçtaşı, kumtaşı, şeyl araldanmasından, en üstte katmanlı kireçtaşlarından ve yersel tüfit ile andezitik dayk sokulumundan oluşmaktadır.

Üst Kretase yaşlı Nardin Formasyonu, Yeşilyurt ve Çeğiköy üyelerine ayrılmakta, denizaltı bazaltik lav akıntıları içeren kumtaşı-çamurtaşı araldanması ve kırıntılı kireçtaşı ara katkılarında oluşmaktadır (Önal ve diğ., 1988).

Paleosen yaşlı Kızılçay Grubu Beypazarı'nın batısında, Nallıhan civarında ve granitik kütlelerin güneybatısında yüzlek vermektedir. Kırmızımsı, kahverengimsi

BEYPAZARI GRANİTİ



Şekil 7. Granit ile daykın dokanağı.

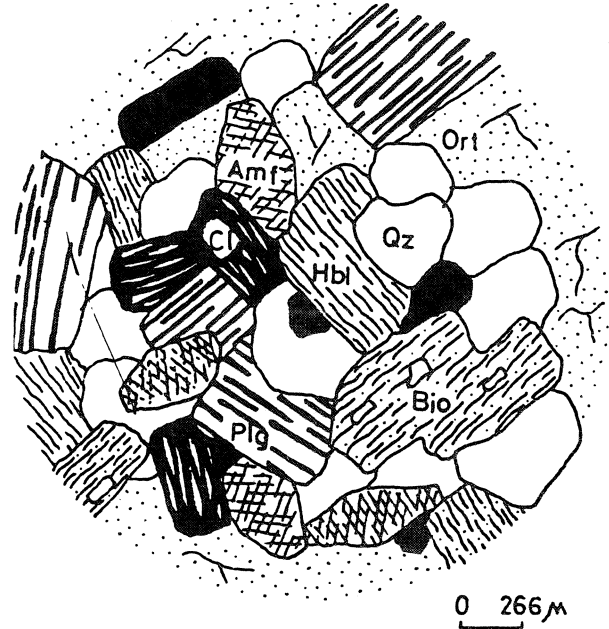
Figure 7. Contact between granite and aplite.

kumtaşı, çakıltaşı, yeşilimsi, tuf, andezit ve bazaltik lavlardan oluşmaktadır (Önal ve diğ., 1988).

Eosen yaşlı Sazak kumtaşı sarımsı-grimsi kalkerli ve kaba taneli kumtaşlarından oluşur ve *Nummulites* fosillerini içerir (Helvacı ve İnci, 1989).

Neojen. yaşlı birimlerden en altta yeralan Çoraklar formasyonu çakıltaşı, kumtaşı, kireçtaşı ve iki farklı linyit damarı içerir. Formasyonun alt bölümlerindeki linyit damarlarının kalınlığı 2-9 m, üst bölümlerdekini kalınlığı ise 3m'dir (Helvacı ve İnci, 1989). Rengi beyazdan açık kahverengiye değişen Hırka formasyonu çamurtaşı, bitümlü şeyl, kalkerli şeyl dolomitik kireçtaşı, silttaşı, çakıltaşı, tüfit ve tuf içerir. Alt bölümlerinde trona, bitümlü şeyl ve kilttaşları ardalanmalıdır. Çayırhan ve Beypazarı arasında geniş bir alan kaplayan Akpınar formasyonu gri renkli kireçtaşı, kilttaşı, çört, katmanlı ve kumlu tüflerden oluşur. Alt Kireçtaşı üyesi, Uykudere üyesi, Üst Kireçtaşı üyesi ve Çakılloba üyesi olmak üzere dört üyeden meydana gelir. Çayırhan formasyonu çakıltaşı, kumtaşı, kilttaşı ve kalkerli çamurtaşı ardalanmasından oluşur. Sapçaalan, Bozçayır ve Zaviye üyelerinden meydana gelmiştir. Kaba çakıltaşı, iyi boylanmış kumtaşlarından oluşan Bozbelen formasyonu, Kozağaç çakıltaşı ve Kızıtepe kumtaşı üyelerine ayrılmıştır. Beypazarı Neojen istifinin en üst bölümünde yeralan Kırmir formasyonu kumtaşı ve jipsli seviyeler içeren yeşil kilttaşlarından oluşmaktadır. Teke volkanitleri Beypazarı havzasının kuzeydoğu bölümünde Teke ve Akşamoldu köyleri çevresinde yayılım gösterir, piroklastik tuf, bazalt ve aglomeralardan oluşur. Altta yeralan piroklastik tüfler, İnözü tufü, üstteki bazalt ise Adaviran bazaltı olarak ayırdedilmiştir (Helvacı ve İnci, 1989).

Kuvaterner yaşlı alüvyon akarsular çevresinde 5-10 m kalınlıkta gözlenmektedir.



Şekil 8. Granite gözlenen holokristalin hipidiyomorf doku.
Figure 8. Holocrystalline hypidiomorphic texture observed in granite.

PETROGRAFI

Metamorfik Kayalar

Temeli oluşturan metamorfikler fillit, şist, hornfels ve mermer bileşenlerini içerir. Kahverengi, koyu kırmızı, mavi ve yeşil renkler sunarlar.

Şistler, kahverengi taze yüzeyli olup, belirgin şistozite sunmaktadır. Petrografik incelemede porfiroblastik dokuda olduğu, porfiroblastları kuvarsın oluşturduğu gözlenmektedir. Mineral içerikleri kuvars, klorit, biyotit ve opak bileşenlerden oluştuğu, mikroskobik inceleme sonucunda "biyotit-klorit-kuvars şist" olduğu saptanmıştır. Bu bilgiler çerçevesinde şistlerin Barrow tipi rejyonel metamorfizmanın düşük sıcaklıkta olan yeşil şist fasiyesinde olduğu kabul edilebilir.

Mermerlerin taze yüzeyi grimsi mavidir. Mikroskobik incelemede granoblastik doku sunmaktadır. Kalsitler 75 derecelik iki yönde gelişmiş dilinimlere sahip olup, polisentetik ikiz sunmaktadır.

Granit sokulumu ile metamorfiklerin kontakta çok ince de olsa hornfels türü kayalar gelişmiştir. Hornfelsin granitle dokanağı kesindir, kahverengi, mavi renkler sunmaktadır. Kontakta alınan örnekler mikroskobik incelemede porfiroblastik doku göstermektedir. Granit sokulumu sırasında ikincil silis gelimiyle büyüyen kuvars taneleri gözlenmektedir. Mikroskobik inceleme so-

nucunda kontakta oluşan hornfelsin ilksel kayasının "klorit-kuvars-muskovit fillit" olduğu saptanmıştır. Turner ve Verhoogen (1960)'e göre kontaktaki bu kaya alçak basınç, yüksek sıcaklık özelliğindeki hornblend-hornfels fasiyesindedir. Kontaktaki bu kaya mikroskobik inceleme sonucunda Winnkler(1976) tarafından yapılan sınıflamada "beyaz mika+klorit+kuvars" zonuna karşılık gelmektedir.

Beypazarı Granotoyidi

Çalışma alanında oldukça geniş yayılım sunan bu birim el örneklerinde pembe, kahverengi, gri ve hatta yeşile kadar değişen renklerde olup, orta ve iri tanelidir. Mikroskopta holokristalin hipidiyomorf, bazı yerlerde az olarak mirmekitik ve grafik doku göstermektedir (Şekil 8).

Granitin mineral bileşimi kuvars, plajiyoklas, ortoklas, amfibol, biyotit, opak, eser olarak da zirkon, apatit ve sfendir. Kuvars kristalleri az şekilsiz olup, çoğunlukla ara boşluklarda yer almaktadır. Plajiyoklaslar gri renkte, polisentetik ikiz ve zonlu yapı sunmaktadır. Yapılan ölçümler sonucunda bileşimlerinin arasında gelişmiş mirmekitik dokuya rastlanmıştır. Serisitleşme ve epidotlaşma sıkça görülmektedir.

Ortoklas bileşimindeki K-feldspatlar gri renkte olup karlspat ikizi ve pertitleşme sunmaktadır. Bazı yerlerde zonlu yapı sunan ortoklasta mikro ölçekte gelişmiş dayklara rastlanmıştır. Bu dayklar kuvars ve plajiyoklas bileşimindedir.

Granitin ayrılmış kısımlarından alınan örneklerin mikroskobik incelemesinde feldspatlar alterasyon nedeniyle ayrılmaya başlamış, dokusal özelliği kaybolmuş ve killeşmiştir. Plajiyoklaslarda da yer yer karbonatlaşma ve serisitleşme gözlenmektedir.

Amfiboller genelde kahverengi, yeşil renklerde olup, pleokroizması yeşildir. Tek ve iki yönde gelişmiş dilinimleri gözlenmiştir. Bazı yerlerde ikizlenme sunan amfibollerin bileşiminin mikroskobik inceleme sonucunda hornblend türünde olduğu saptanmıştır.

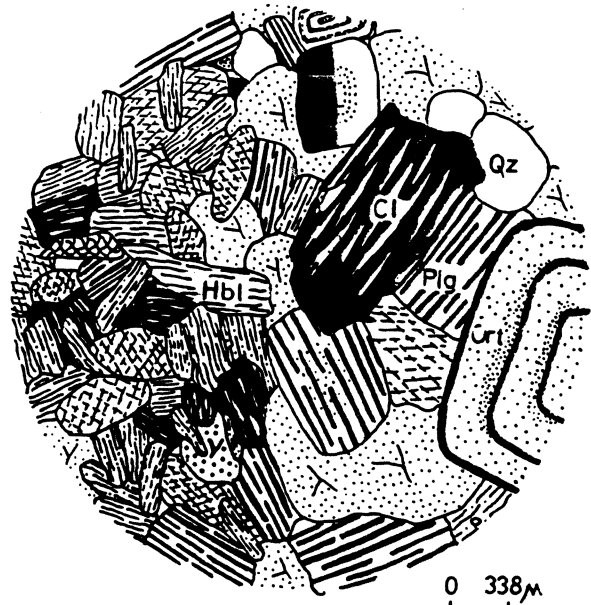
Biyotitler kahverengi olup, gene açık kahverengi pleokroizma göstermektedir. Tek yönde gelişmiş dilinimlere sahiptir. Bazı yerlerde uç kısımlarından itibaren kloritleşmeye başlamış olarak, bazı yerlerde ise tamamen klorite dönüşmüş olarak bulunmaktadır.

Batolit kütesinin kenar zonlarında yerleşim sırasında yan kayalardan ve daha önceki fazda oluşmuş kayalardan içine almış olduğu anklavlar bulunmaktadır. Ön-

ceki fazla oluşmuş kayalardan kopararak oluşturduğu anklavların çapı, yaklaşık 1-5 cm, bazen de 10 cm dolayındadır. Granitle dokanıkları kesindir ve holokristalin doku sunmaktadır (Şekil 9). Yapılan mikroskobik incelemeler sonucunda Streckeisen (1976)'e göre bileşimlerinin kuvars monzodiyorit olduğu saptanmıştır. Esas bileşimleri plajiyoklas, ortoklas, hornblend, piroksen, biyotit ve çok az miktarda kuvars oluşturur. Zirkon ve apatit ise eser belişenlerdir.

Batolit kütesinin demirce zengin metamorfittleri kestiği bazı yerlerde ise silisli demir oluşukları gözlenmektedir. Kırbaşı'nın kuzeydoğusundaki demir cevherleşmesinden alınan örneğin mikroskobik incelemesinde siyah renkli opak mineraller (hematit), kuvars, klorit ve biyotit gözlenmiştir. Bu işletme kuvars oranının yüksek olması nedeniyle işletilebilirlikten uzaktır.

Yapılan mikroskobik incelemeler sonucunda "Beypazarı graniti" adı altında toplanan birimin Streckeisen (1976)'e göre granit, granodiyorit, kuvars monzodiyorit ve diyorit bileşiminde olduğu saptanmıştır. Diyoritten granite doğru geçişlerde meydana gelen değişimler, felsik minerallerin azalması, mafik minerallerin artması şeklindedir. Kuvars ve ortoklas miktarı azalırken, plajiyoklas miktarı artmakta ve ek olarak piroksen ortaya çıkmaktadır. Doku gene holokristalin hipidiyomorf, bazen diyoritte allotriyomorf olarak gözlenmektedir.



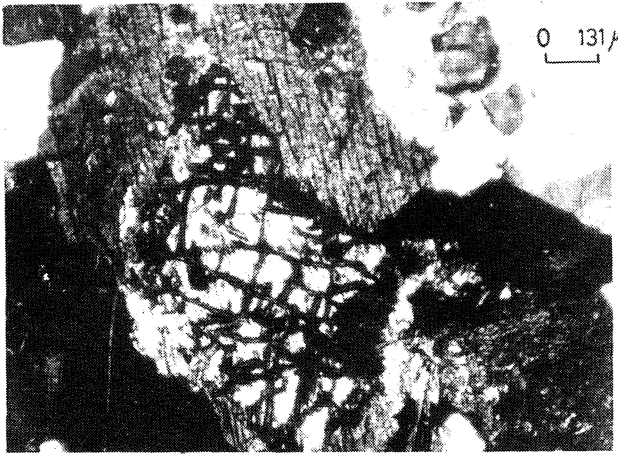
Şekil 9. Granit ile anklavın kesin sınırı.

Figure 9. Sharp contact between granite and xenolith.

BBEYPAZARI GRANİTİ

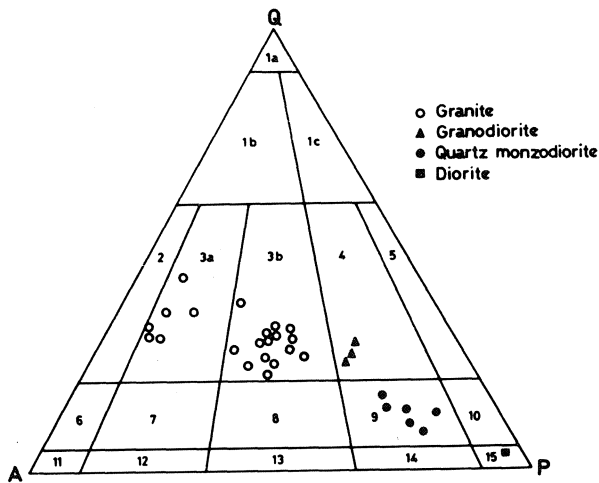
Kuars monzodiyofit ve diyoritlerde gözlenen piroksenler, kahverengi, sarı renklere olup, pleokroizmaya sahip değildir. Sönme durumlarına göre türlerinin genelde ortopiroksen olduğunu söyleyebiliriz. Ayrışma-dan dolayı aşırı derecede uralitleşmeye uğramıştır. Bazı kesitlerde piroksenden türeyen amfiboller ve ortada henüz çatlakları boyunca uralitleşen piroksen gözlenmektedir (Şekil 10).

Bütün bu sonuçlar ışığı altında örneklerin mineralojik bileşimlerinden faydalanılarak Streckisen (1976) sınıflaması yapılmıştır. Elde edilen QAP üçgen diyagramında Beypazarı batolitinin diyoritten granite kadar değişen ayrılaşmaya uğradığı tesbit edilmiştir (Şekil 11).



Şekil 10. Granodiyoritteki piroksenlerde gözlenen uralitleşme.

Figure 10. Uralit inclusions in pyroxenes in granodiorite.



Şekil 11. İncelenen kayaç örneklerinin QAP diyagramındaki yeri.

Figure 11. QAP diagram for investigated rock samples.

Aplit ve Pegmatitler

Granitin yerleşimi sırasında soğumasına paralel olarak meydana gelen eklem takımları boyunca aplit ve pegmatitler gelişmiştir.

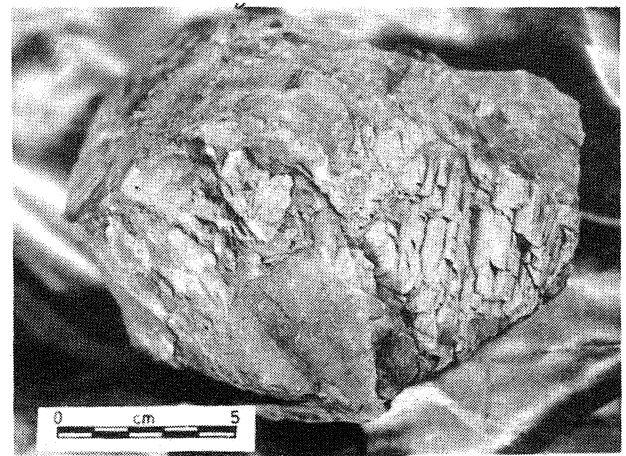
Aplit daykları açık gri, beyazımsı pembe renklere sahiptir. Doğrusal ve mercekseş uzanımlar sunmaktadır. Kalınlıkları 10cm-6m, uzunlukları ise 10m-350m arasında değişmektedir. Mineralojik olarak feldspat, kuvars ve az miktarda mafik mineraller içermektedir. Mineraller genellikle eş boyutludur. Daykların granitle olan dokunağı çok keskin ve düzgündür. Aplit dayklarının mikroskopta dokuları farklılık göstermektedir. Küçük kristalli dayklar grafik, mirmekitik, allotrimorf taneli doku sunmakta ve pertileşme göstermektedir.

Pegmatit damarları arazide beyazımsı, pembe renklere gözlenmektedir. Pegmatit damarlarında 1.5m'ye varan kuvars kristalleri yanında, ortoklas, plajiyoklas, turmalin, beril ve rutile rastlanmıştır (Şekil 12). Pegmatitlerin bu mineral bileşimlerine ve Mulligan (1962)'in yaptığı tanıma göre damarların pegmatit olduğu saptanmıştır.

BEYPAZARI GRANİTİNİN KİMYASI VE KÖKENİ

Beypazarı granitinin kimyası

Beypazarı graniti olarak adlandırılan batolit kütlelerine ait granit bileşimindeki örneklerin SiO_2 oranı % 77, TiO_2 oranı % 0.10, Al_2O_3 oranı % 12.46, Fe_2O_3 % 1, MnO oranı % 0.01, MgO oranı % 0.1, CaO oranı % 0.01, Na_2O oranı % 1.86, K_2O oranı % 11.78, P_2O_5 oranı % 0.02, diyorit bileşimindeki örneklerin SiO_2 oranı % 53, TiO_2 oranı % 0.80, Al_2O_3 oranı % 18.80, Fe_2O_3



Şekil 12. Pegmatit damarı içinde gözlenen iri kuvars ve ortoklas kristali.

Figure 12. Coarse quartz and orthoclase crystal occurring in pegmatoid vein.

oranı % 8.5, MnO oranı % 0.18, MgO oranı % 4, CaO oranı % 8.3, Na₂O oranı % 3.76, K₂O oranı % 1.76, P₂O₅ oranı % 0.23 olduğu saptanmıştır. Ana elementlerin kimyasal analiz sonuçları Çizelge 1'de verilmiştir.

Harker (1919) diyagramlarında oksitlerin SiO₂'ye göre değişimleri incelenmiştir. SiO₂ yüzdesi arttıkça TiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, MnO, MgO, CaO, P₂O₅ yüzdelere azaldığı, K₂O yüzdesinin arttığı, bunlara karşı Na₂O yüzdesinin ise belli bir değişim göstermediği görülmüştür. Oksitlerin düzenli değişimi, fraksiyonel kristallenmeyi yansıtmaktadır (Şekil 13).

İz elementlerden Nb, Ni, Rb, Sr, Y ve Zr'un kimyasal analizleri yapılmıştır. Granit bileşimindeki örneklerin Nb oranı % 2, Ni oranı % 0, Rb oranı % 642, Sr oranı % 46, Y oranı % 5, Zr oranı % 66, diyorit bileşimindeki örneklerin Nb oranı % 8, Ni oranı % 16, Rb oranı % 54, Sr oranı % 2099, Y oranı % 29, Zr oranı % 168 olduğu saptanmıştır. İz elementlerin kimyasal analiz sonuçları Çizelge 2'de verilmiştir.

İz elementlerin SiO₂'ye göre değişimleri incelendiğinde, SiO₂ yüzdesinin artışına bağlı olarak Zr, Y, Nb, Sr değerlerinin azaldığı, Rb değerinin arttığı, Ni değerinin ise belli bir yönlenme sunmadığı gözlenmiştir (Şekil 14),

K/Rb ile Rb/Sr diyagramlarının her ikisinde de dağınık bir yapı sunduğu gözlenmiştir. Ayrışma, metasomatizma ve hidrotermal alterasyon gibi nedenlerde ye-

niden oluşan K, Rb ve Sr değerleri değişmiştir (Şekil 15 ve 16).

Beypazarı granitinin petrojenezi

Kimyasal analiz sonuçlarına göre Mac Donald ve Katsura'nın (1964), (Na₂O+K₂O)/SiO₂ diyagramı, Irvine ve Baragar'ın (1971), AFM diyagramı yapılmış ve sonuçta örneklerin kalkalkalen bölgeye düştüğü gözlenmiştir (Şekil 17 ve 18).

Analiz sonuçlarına göre ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr izotop oranının 0.706 ile 0.707 arasında değiştiği gözlenmiştir (Şekil 19). Bu değerler kıtasal kabuğu karşılık gelmektedir. Ataman (1973), bulduğu benzer sonuçlar ışığı altında granit magmasının eski bir kıtasal kabuğun ergimesi sonucunda oluştuğunu söylemiştir.

Beypazarı granitinin mineralojik bileşiminde amfibol (hornblend), biyotit ve piroksen gibi mafik mineraler bulunmaktadır. Benzer dokulu, mafik minerallerce zengin yan kayalardan ya da daha önceki fazlarda oluşmuş kayalardan kopararak oluşturduğu anklavlar içermektedir. Kimyasal olarak NaO'nun değeri % 1.9-3.8 arasında değişmektedir. SiO₂, batolit kütlelerinde geniş dağılım sunar ve SiO₂'ye göre yapılan diyagramlarda diğer oksitler düzenli değişim sunmaktadır. Bütün bu veriler ışığı altında Beypazarı granitinin Chappel

Çizelge 2. Beypazarı graniti iz element kimyasal analiz sonuçları (ppm).

Table 2, Chemical analyses of trace elements of Beypazarı granites (ppm).

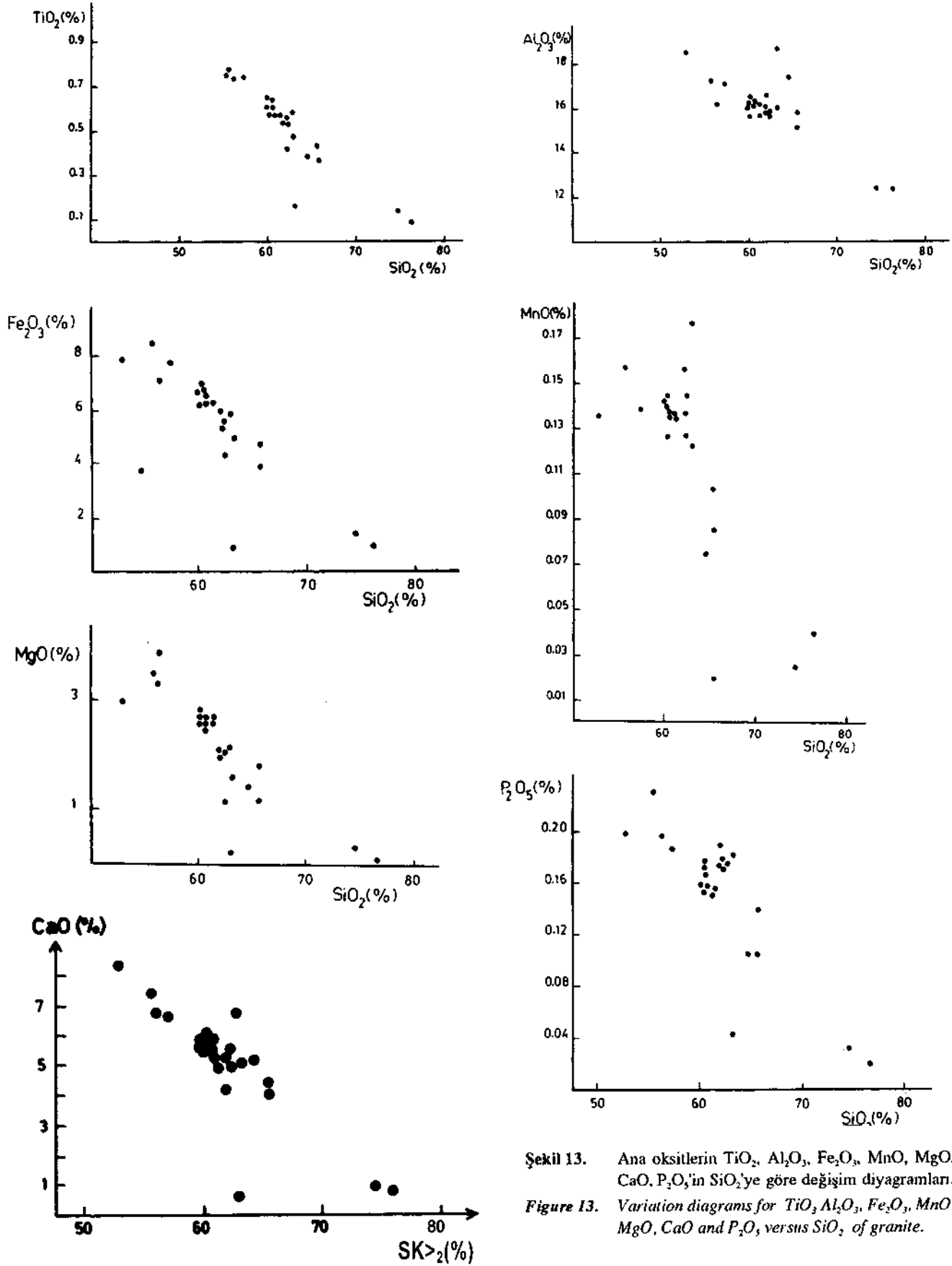
Çizelge 1. Beypazarı graniti ana element kimyasal analiz sonuçları (%.)

Table 1. Chemical analyses for major element of Beypazarı granites (%).

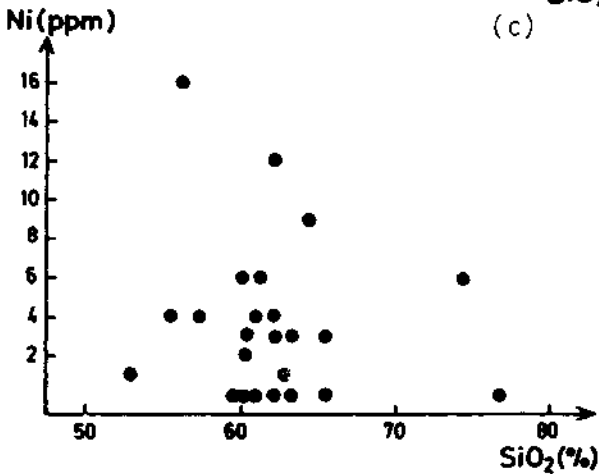
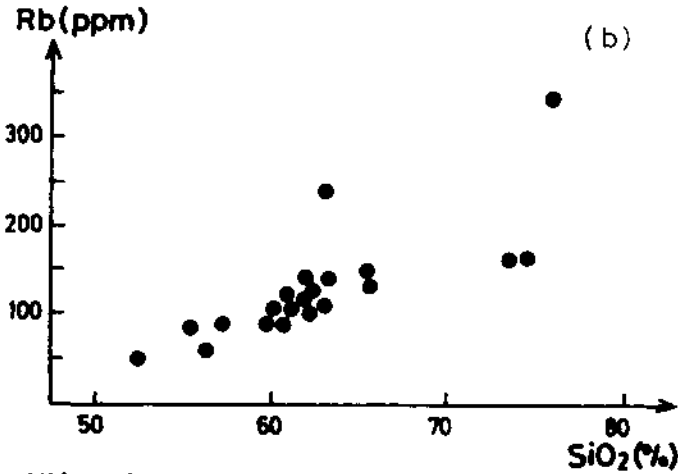
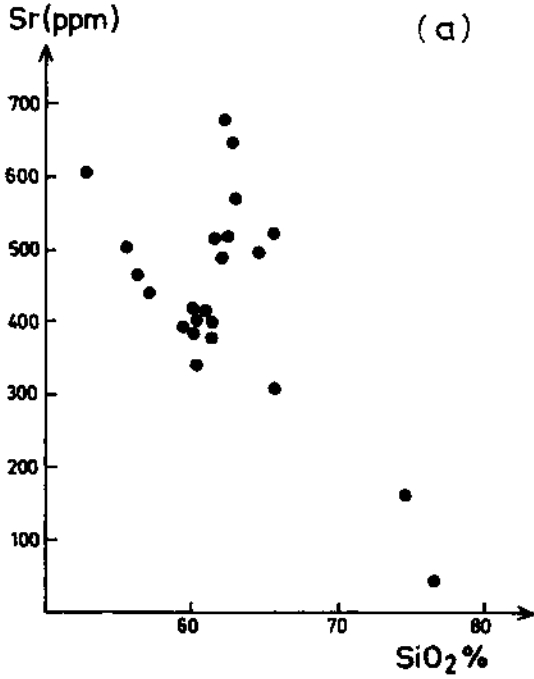
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
BG-12	60.618	0.637	16.261	6.534	0.135	2.622	5.854	2.465	3.222	0.167
BG-13	65.665	0.431	15.105	4.724	0.102	1.804	4.136	2.551	4.140	0.102
BG-18R	56.359	0.737	16.241	7.162	0.085	3.913	6.739	3.208	3.099	0.197
BG-19	65.691	0.374	15.816	3.942	0.085	1.195	4.395	2.835	4.118	0.139
BG-26	60.060	0.610	16.084	6.620	0.142	2.812	5.577	2.490	3.303	0.519
BG-27	60.537	0.610	16.372	6.460	0.138	2.733	5.631	2.673	3.470	0.170
BG-2R	74.599	0.137	12.468	1.425	0.025	0.322	0.954	1.946	6.078	0.031
G-1	62.398	0.535	15.843	5.541	0.126	2.035	5.132	2.764	3.661	0.172
G-15	60.356	0.648	16.435	6.716	0.144	2.510	5.899	2.523	2.756	0.157
G-2	60.441	0.653	15.694	6.826	0.139	2.783	5.814	2.383	3.101	0.175
G-3	61.181	0.588	15.724	6.219	0.134	2.724	5.110	2.593	3.718	0.150
G-4	61.046	0.587	16.215	6.294	0.136	2.697	5.385	2.501	3.429	0.154
G-5	55.714	0.785	17.268	8.451	0.157	3.531	7.411	2.478	2.635	0.231
G-6	62.364	0.424	15.727	4.329	0.136	1.175	4.206	2.857	4.796	0.177
G-7	63.019	0.169	18.782	0.928	0.019	0.204	0.604	1.859	11.784	0.042
G-8	76.800	0.097	12.457	0.910	0.040	0.099	0.871	2.980	4.712	0.019
HD-28	63.125	0.473	16.021	4.963	0.122	1.619	5.106	2.882	3.653	0.183
TG-15	62.057	0.567	16.003	5.949	0.156	2.141	5.309	2.634	3.417	0.190
TG-17	62.282	0.541	16.550	5.388	0.144	2.056	5.315	2.764	3.542	0.173
TG-19	62.853	0.589	15.878	5.886	0.177	2.175	6.732	2.301	1.760	0.174
TG-2	57.361	0.740	17.105	7.760	0.138	3.384	6.750	2.539	2.774	0.186
TG-31	52.963	0.756	18.527	7.809	0.135	3.071	8.300	3.757	2.372	0.198
TG-35	60.401	0.581	16.226	6.245	0.126	2.605	5.659	2.463	3.143	0.154
TG-6	64.536	0.389	17.453	3.700	0.074	1.430	5.172	2.644	3.481	0.104

	Nb	Ni	Rb	Sr	Y	Zr
BG-12	4	3	97	420	20	136
BG-13	3	3	146	307	18	130
BG-18R	4	16	62	464	28	125
BG-19	6	0	137	522	17	122
BG-26	5	0	106	395	22	152
BG-27	8	0	103	408	26	164
BG-2R	5	6	164	163	24	80
G-1	6	0	123	519	22	163
G-15	6	0	98	340	23	154
G-2	6	2	100	414	24	141
G-3	6	4	119	383	25	156
G-4	6	6	111	400	24	155
G-5	5	4	36	504	27	153
G-6	6	3	137	677	20	136
G-7	3	3	240	2099	12	108
G-8	2	0	346	46	5	66
HD-28	5	0	138	569	20	139
IG-15	7	4	110	489	26	153
IG-17	8	12	115	516	26	144
IG-19	6	1	112	642	26	149
IG-2	4	4	89	440	23	155
IG-31	3	1	54	605	29	183
IG-35	3	6	98	398	20	134
IG-6	2	9	103	494	13	97

BEYPAZARI GRANİTİ

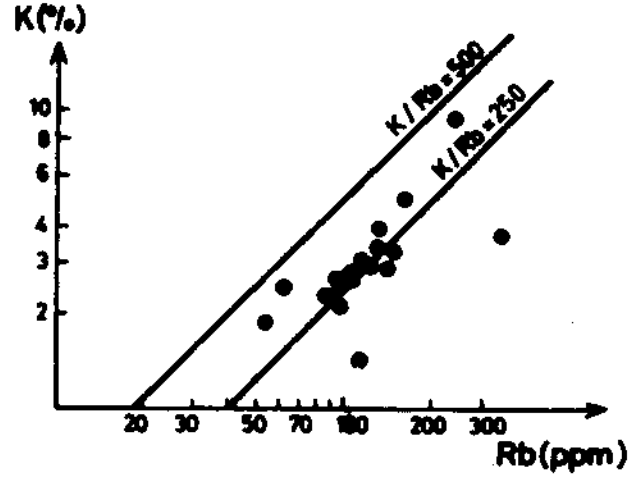


Şekil 13. Ana oksitlerin TiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, MnO, MgO, CaO, P₂O₅'in SiO₂'ye göre değişim diyagramları.
 Figure 13. Variation diagrams for TiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, MnO, MgO, CaO and P₂O₅ versus SiO₂ of granite.



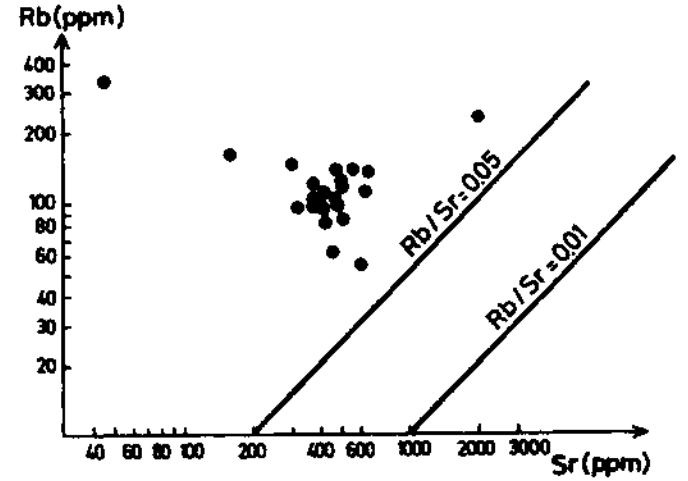
Şekil 14. Sr, Rb ve Ni'nin SiO_2 'ye göre değişim diyagramları.

Figure 14. Variation diagrams of Sr, Rb and Ni versus SiO_2 .



Şekil 15. Granite K/Rb oranları.

Figure 15. K/Rb ratios for granites.



Şekil 16. Granite Rb/Sr oranları.

Figure 16. Rb/Sr ratios for granites.

White (1974) ile White ve Chappel (1997) tarafından tanımlanan I-tipi granit grubuna benzerlik sunduğu söylenebilir. Kontakta gözlenen hornfelsler Turner ve Verhoogen (1960)'a göre hornblend-hornfels fasiyesinde olup, alçak basınç-yüksek sıcaklık özelliğindedir. Winkler (1976)'ın yaptığı sınıflamada birinci zon olan "beyaz mika+klorit+kıvvars" zonuna karşılık gelmektedir. Hornfelslerin dar bir zonda gelişmesi Beypazarı granitinin sığ yerleşimli bir batolit kütle olduğunu gösterir.

SONUÇLAR

Çalışma alanında temeli Paleozoyik-Permiyen yaşlı metamorfite oluşturmaktadır (Altınlı, 1973). Metamorfite genelde fillit, şist ve mermer türündedir. Bunları keserek yerleşen batolit kütlelerinin Jura ve Kretase yaşlı birimlerle dokanağı yoktur, ancak üzerine uyumsuzlukla Paleosen, Eosen ve Miyosen birimleri gelmiştir. Bu yüzden granit Permiyen'den genç, Paleosen'den yaşlı, olasılıkla Üst Kretase yaşlı verilmiştir.

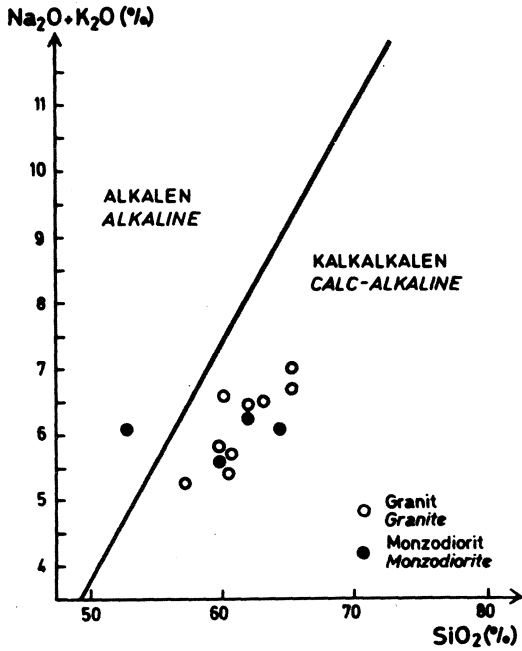
BEYPAZARI GRANİTİ

Granitin sokulumu sırasında nrietamorfitlet ile olan dokanağında kontak metamorfizma gelişmiştir. Burada kalınlığı 3-10m arasında değişen hornfels gözlenmektedir. Hornfelsler Turner ve Verhoogen (1960)'a göre hornblend-hornfels fasiyesinde olup, alçak basınç-yüksek sıcaklık özelliğindedir. Hornfelslerin dar bir zonda gelişmesi Beypazarı granitinin sığ yerleşimli bir batolit kütleli olduğunu gösterir.

Beypazarı graniti olarak adlandırılan batolit kütlelerinin bileşimi diyorit ile granit arasında değişim sunmaktadır. İncelenen kaya türlerinin mineral bileşimi kuvars, plajiyoklas, ortoklas, piroksen, amfibol, biyotit, zirkon, apatit ve sfendir. Diyorite doğru geçişlerde piroksen ortaya çıkmakta, silis miktarı azalmaktadır. İri ortoklas kristallerinin gelişmesi muhtemelen metasomatizma olayının olduğunu göstermektedir. Ayrıntılı mikroprop çalışmaları bu konuya sağlıklı şekilde ışık tutacaktır.

Batolit kütlelerinin kenar zonlarında yan kayalardan içine almış olduğu anklavlar gözlenir. Yan kayalardan içine alarak oluşturduğu anklavlar demir cevherleşmesi olarak kendini gösterir.

Daha önceki fazlarda oluşmuş kayalardan içine alarak oluşturduğu anklavların bileşimi ise genelde kuvars monzodiyorittir. Granitin soğuması paralel olarak KD-GB, KB-GD yönlü eklem takımları meydana gelmiş ve



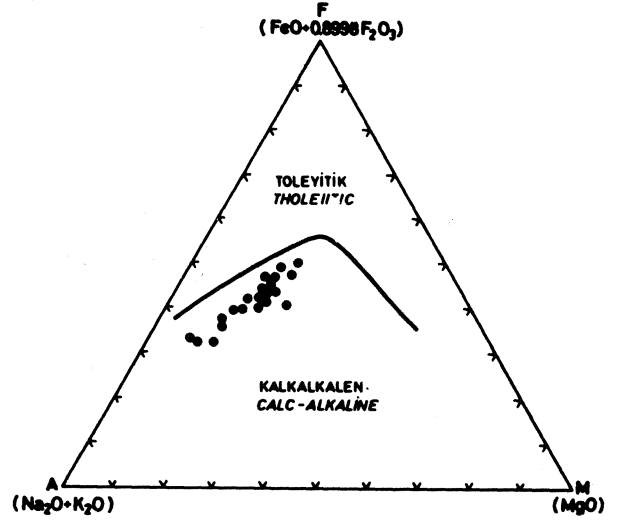
şekil 17. Beypazarı granitinin $(Na_2O+K_2O)/SiO_2$ diyagramı.

Figure 17. (Na_2O+K_2O) versus SiO_2 diagram for Beypazarı granites.

eklem takımlarına bağlı olarak özellikle soğan kabuğu şeklinde ayrışmalar oluşmuştur. Son fazla gelen kuvars ve feldspatça zengin malzeme bu eklem takımları doğrultusunda yerleşerek apolit ve pegmatitler oluşturmuştur.

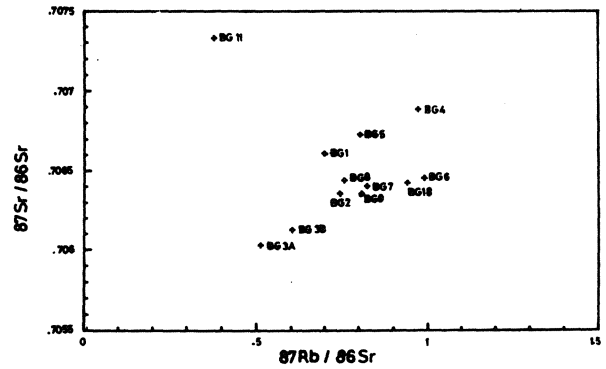
Mikroskobik incelemede serisitleşme, uralitleşme, killeşme, karbonatlaşma, epidotlaşma ve kloritleşme gibi değişimler sıkça rastlanmaktadır.

Kimyasal analiz sonucu yapılan AFM ve $(Na_2O+K_2O)/SiO_2$ diyagramları bu kayaların kalkalkalen nitelikte olduğunu gösterir. Aynışma nedeniyle Rb/Sr, K/Rb oranları değişmiştir. Oranlardaki bu değişim ile minerallerde meydana gelen değişimler granitin ayrıştığını gösterir. Bu yüzden kesin bir yaş verilememiştir. $^{87}Sr/^{86}Sr$ oranı 0.706 ile 0.707 arasındadır, bu değer de kıtasal kabuğa karşılık gelmektedir.



şekil 18. Beypazarı granitinin AFM diyagramı.

Figure 18. AFM diagram for Beypazarı granites.



şekil 19. $^{87}Sr/^{86}Sr$ izotop oranı analiz sonuçları.

Figure 19. Results of $^{87}Sr/^{86}Sr$ isotope ratios for granites.

Beypazarı graniti'nin mineralojik bileşiminde amfibol, biyotit ve piroksen gibi mafik mineraller bulunması, benzer dokulu, kesin dokanaklı, daha mafik olan anklavlar içermesi, Na₂O değerinin 9 1.86-3.76 arasında olması, SiO₂'ye göre yapılan diyagramlarda diğer oksitlerin düzenli değişmesi bu kütlelerin, kıtasal kabuğun ergimesi sonucunda oluştuğunu gösterir.

KATKI BELİRTME

Bu çalışma, kısmen TÜBİTAK'ın TBAG-685 nolu projesi ile desteklenmiştir. Yazarlar, çalışma sırasında gösterdikleri yakın ilgi ve kolaylıklardan dolayı T.K.I. OAL Müessesesi yöneticileri ile teknik elemanlarına, çizim işlemlerini gerçekleştiren M.Gürle'ye teşekkür ederler.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Altınlı, İ. E., 1973, Orta Sakarya Jeolojisi: Cumhuriyetin 50. Yılı Yerbilimleri Kongresi Tebliği Kitabı, 159-191.
- Altınlı, İ. E., 1976, Geology of the northern portion of the middle Sakarya river: I.Ü. Fen Fak. Mecmuası, S.B. 41, 15-56, İstanbul.
- Altınlı, İ. E., 1978, Geology of the eastern territory of Nallıhan: I.Ü. Fen Fak. Mecmuası, S.B. 41, 29-44, İstanbul.
- Ataman, G., 1973, Mihalıççık (Eskişehir) granit kütesinin radyometrik yaşı üzerine çalışma: TÜBİTAK IV. Bilim Kongresi, Yerbilimleri Seksiyonu Tebliği Kitabı, 1-5.
- Bingöl, E., 1971, Granit sorunu ve jeolojisi: MTA Yayınları, Eğitim Serisi, No: 10, Ankara.
- Bingöl, E., 1974, Magmatik kayalar petrolojisi: MTA Yayınları, Eğitim Serisi, No:9, Ankara.
- Chappel, B.W. ve White, A.J.R., 1974, Two contrasting granite types: Pacific Geology, 8, 173-174.
- Çoğulu, E., 1967, Etude petrographique de la region de Mihalıççık (Turquie): Doktora Tezi, Zürich, Imprimerie Leemann S.A.
- Gözler, M.Z., Cevher, F. ve Küçükayman, A., 1985, Eskişehir civarının jeolojisi ve sıcak su kaynakları: MTA Dergisi, 103/104, 40-55.
- Harker, A., 1919, Petrology for students. Cambridge the University Press.
- Helvacı, C. ve İnci, U., 1989, Beypazarı trona yatağının jeolojisi, mineralojisi, jeokimyası ve yöresinin trona potansiyeli: TÜBİTAK Raporu, Proje No: TBAG-685, İzmir.
- Irwin, N. ve Baragar, W. R. A., 1971, A guide to the a chemical classification of the common rocks: Can. J. Earth Sci. 8, 523-548.
- Kulaksız, S., 1981, Sivrihisar kuzeybatı yöresinin jeolojisi: Yerbilimleri, 8, 103-124.
- Mac Donald, G. A. ve Katasura, J., 1964. Chemical composition of Hawaiian lavas: Journal of Petrology, 5, 82-133.
- Mohr, A., 1956, Beypazarı bölgesinde jeolojik ve hidrojeolojik çalışmalar. MTA, Derleme, No: 2554, Ankara.
- Mulligan, R., 1962, Origin of the lithium and beryllum bearing pegmatites: The Canadian, mining and Metallurgy, IXV, 413-422.
- Önal, M., Helvacı, C., İnci, U., Yağmurlu, F., Meriç, E. ve Tansel, İ., 1988, Çayırhan, kuzeybatı Ankara kuze-yindeki Soğukçam Kireçtaşı, Nardin Formasyonu ve Kızılcay Grubunun stratigrafisi, yaşı, fasiyesi ve depolama ortamları: TPJD Bülteni, C-1/2, 153-163.
- Streckeisen, A., 1976, Classification and nomenclature of igneous rocks: NJb, Miner. Abl., 107, Stuttgart.
- Turner, O. F. ve Verloogen, J., 1960, Igneous and metamorphic petrology: Mac Graw Hill Book Company, new York.
- White, A. J. R. ve Chappel, B. W., 1977, Ultrametamorphism and granitoid genesis: Tectonophysics, 43, 7-22.
- Winkler, H. G. F., 1976, Petrogenesis of metamorphic rock: Springer-Verlag, Berlin, 334.
- Yağmurlu, F., Helvacı, C., İnci, U. ve Önal, M., 1988, Tectonic characteristics and structural evolution of the Beypazarı and Nallıhan Neogene basin, central Anatolia: Metu Journal of Pure and Applied sciences, 21, 1-3, 127-143.

Devrekani Havzası (Kastamonu kuzeyi) Üst Paleosen-Orta Eosen yaşlı karbonat istifinde mikrofasiyes analizleri

Microfacies analysis of the Upper Paleocene-Middle Eocene carbonate sequence Devrekani Basin (Northern Kastamonu)

Cemal TUNOĞLU

Hacettepe Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü Beytepe-Ankara

Öz

Gürleyikdere formasyonu kireçtaşı, başlıca algli biyomikrit, algli biyosparit, bryozoah biyosparit, bağlamtaşı ve bazı kesimlerde biyomikrit özelliğinde izlenmektedir. Sparit çimento ve mikritik matriksin, yer yer egemen olduğu istif, oldukça bol bentik ve planktonik foraminifer, alg, bryozoa, nannoplankton, mercan ve brakiyopod gibi sığ denizel (litoral) fosiller ile zaman zaman resifal koşullara özgü fauna ve flora içermektedir.

Formasyonun büyük oranda dalga tabanı üzerinde geliştiği ve pekçok nitelikleri ile de yer yer resifal karakter taşıdığı saptanmış olup, üç ayrı fasiyes zonunda, dört farklı mikrofasiyes tanımlanmıştır. Birimin bu nitelikleri ile derin şelf kenarı, platform kenarı ve şelf lagünü ortamlarını yansıtan standart mikrofasiyes tipleri ile resif ve resif önünü temsil eden bir çökeltme ortamını yansıttığı belirlenmiştir.

Paleosen-Eosen çökeltme evresinde ortamın en derin kesiminin, inceleme alanının DGD kesimi olduğu, daha B ve GB'ya doğru sığlaşmanın yer aldığı, bazı kesimlerde ise lokal derin ve daha duraylı alanların bulunduğu belirlenmiştir.

Abstract

The Gürleyikdere formation consists mainly of limestones of algal biomicrite, algal biosparite, bryozoans biosparite, biomicrite and boundstone character. Micritic matrix and sparitic cement are dominant from place to place. Abundant benthic-planctonic foraminifer, algae, bryozoa, nannoplankton, coral and brachiopoda fossils occasionally reflect shallow marine (litoral) and reefal conditions.

Gürleyikdere formation has been deposited on the wave base and it has a reefal character according to its several properties. Three different facies zones have been determined in four different standard microfacies, characterizing deep shelf margin, platform margin, shelf lagoon, reefal and reef front environments.

Deeper locations of the depositional area were situated in the E and SE part of the area at the Paleocene-Eocene period, while locally stable and deeper regions were determined at the W and SW part of the investigation area.

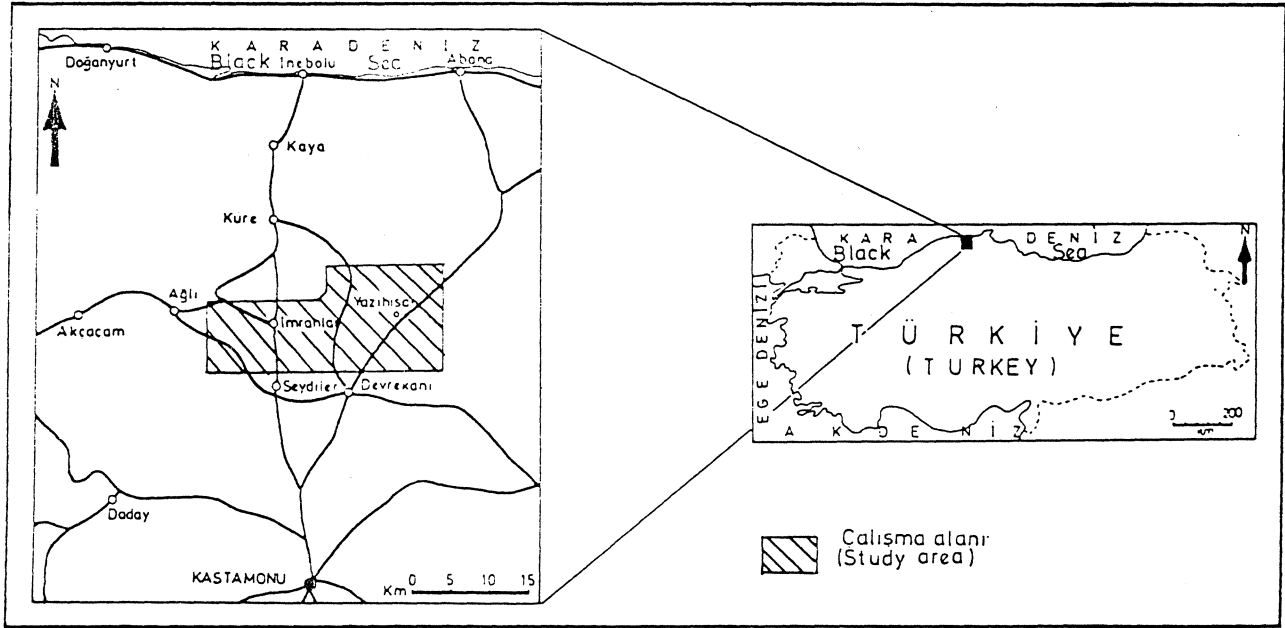
GİRİŞ

Çalışma alanı, Kastamonu E31 c1, c2 ve d2 1/25000 ölçekli topoğrafik paftaları kapsamında ve Devrekani, Seydiler, Ağlı ve Küre ilçeleri arasında yer almaktadır (Şekil 1). Bu inceleme, Pontidlerdeki önemli paleoyükselim alanlarından biri olan, Yaralıgöz Dağı-Haramidağ yükseliminin güneyinde oluşmuş ve dar bir alanda gelişmiş, Devrekani Havzasında gerçekleştirilmiştir. Söz konusu karbonatlı istif Blumental, 1948; Ketin, 1962; Göktunalı, 1955; Aydın ve diğ., 1986; Gedik ve Korkmaz, 1984 tarafından incelenmiştir. Önceki çalışmalarda 'Paleosen-Eosen Kalkerleri' olarak geçen birim. Görmüş 1980'nin 'Sarıkaya formasyonu', Gedik ve Korkmaz, 1984'ün 'Atbaşı formasyonu ile Aydın ve diğ.'nin (1986) 'Boyabat formasyonu' ile denestirilebilir.

Bazı önceki araştırmalarda bölgesel ölçekte incele-nip, değerlendirilen; bazı araştırmalarda ise doğrudan ilgi alanı içine girmediğinden dolayı haritalama çalış-ması ötesinde incelemeye alınmamış olan bu birimde, mikrofasiyes analiz çalışması ile, birimin oluşum ko-şullarına ayrıntılı bir yaklaşım getirilmeye çalışılmış-tır. Gürleyikdere formasyonunu oluşturan kireçtaşlarının çökeltme ortamı, paleocoğrafyası ve fasiyes özellikleri; mikrofasiyes analizlerinin yanısıra, makro-mikro fauna ve flora içeriğinin de değerlendirilmesi ile ortaya konulmuştur.

STRATİGRAFİ

Devrekani Havzasında, Jura-Eosen dönem aralığında çökelmiş, en son karbonat çökel istifi olan Gürleyik-dere formasyonu (Şekil 2), altta yer alan Üst Maastrichti-



Şekil 1. İnceleme alanı yer bulduru haritası.

Figure 1. Location map of the investigation area.

yen-Orta Paleosen yaşlı Davutlar formasyonundan sonra, inceleme alanında en geniş alan kaplayan birimi oluşturmaktadır. İnceleme alanının doğu ve güneydoğu kesimlerinde birim en yaygın ve kalın istiflenmeye ulaşmakta, batı ve güneybatıya gidildikçe kalınlık ve derinlik azalmaktadır (Şekil 3). Ayrıntılı listostratigrafik özellikleri Tunoğlu (1991 ve 1991a) da verilmiş olan birimde, Gürleyikdere ölçülü stratigrafik kesiti (Ö.S.K) tip kesit olarak alınmış; Kınık, Çalyaka, Çeribaşoğlu, Ürküt, Kulaksızlar ve Bük Dere Ö.S.Kleri ise referans kesit olarak değerlendirilmiştir (Şekil 4).

Gürleyikdere formasyonu, alttaki Davutlar formasyonu (En Üst Maastrichtiyen-Orta Paleosen) ile uyumlu ve tedrici geçişli izlenmektedir. Altta az fosilli kumlu kireçtaşı ile başlayan birim, açık sarımsı, 20-30 cm kalınlıkta kireçtaşları ile devam etmekte, orta seviyelerde ise tekrar desimetrik kalınlıkta, bol makro-mikro fauna ve flora içeren bir nitelik kazanmaktadır. Formasyonun üst seviyeleri bazı kesimlerde çörtlü kireçtaşı-marn ardalanmasıyla kendi içinde fasiyes değişimi göstermekte, bazı lokal alanlarda ise marn ve pelajik kireçtaşı ile temsil edilmektedir (Bük Dere Ö.S.K). Genel olarak formasyonun tavanı büyük bir kesimde aşınım yüzeyi olarak izlenmekte, yer yer de daha geç oluşumlarla uyumsuz olarak örtülüdür. Birimin toplam kalınlığı 200-400 metre arasında değişmektedir. Bol miktarda bentik, planktonik foraminifer, nannoplankton, ostrakoda, alg, bryozoa ve brakiyopod fosilleri içeren formasyonla ilgili ayrıntılı paleontolojik açıklama Tunoğlu (1991)'de verilmiştir.

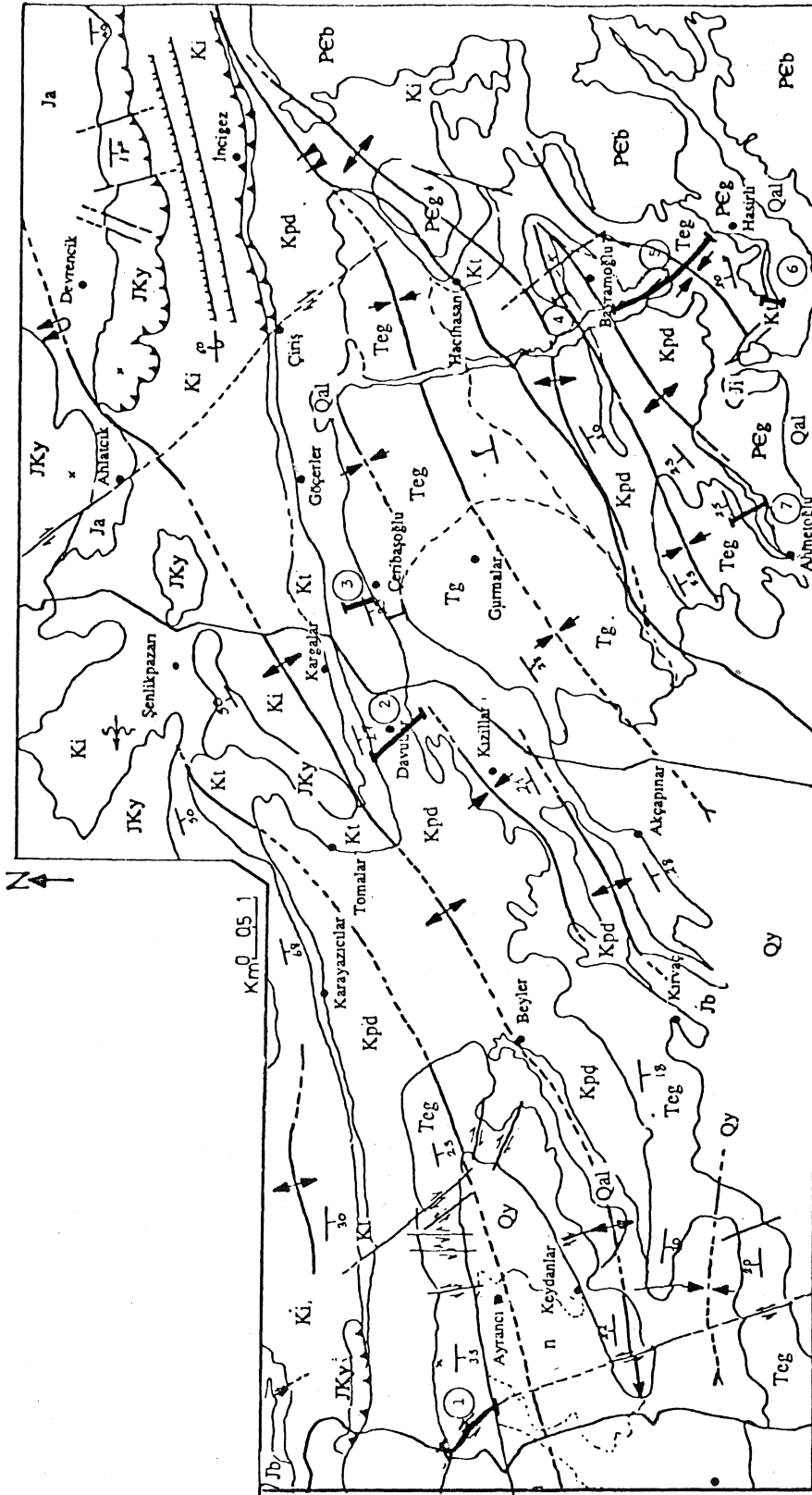
MİKROFASİYES ANALİZLERİ

Gürleyikdere formasyonunda gerçekleştirilen mikrofasiyes analiz çalışmaları başlıca Gürleyikdere tip kesiti boyunca alınan 12 adet örnek üzerinde yürütülmüştür. Ayrıca Kınık, Ürküt, Kulaksızlar, Çalyaka, Tahna Dere ve Çeribaşoğlu Ö.S.K. referans kesitlerinde de yanal ve dikey fasiyes incelenmesine yönelik çalışmalarla da desteklenmiştir (Şekil 4). Böylece toplam 28 adet mikrofasiyes amaçlı incekesit üzerinde çalışmalar tamamlanmıştır.

Kalitatif ve yan kantitatif tahmin metodu ile yürütülen çalışmalarda, bu konudaki karşılaştırma tablo ve kartlarından da yararlanılmıştır (Flugel, 1982). Kireçtaşlarının petrografik tanımlanmasında Dunham (1962) ve Folk (1962,1959) sınıflandırmaları, ortamsal niteliklerin belirlenmesinde ise Plumley ve diğ.(1962) ve Flugel (1982) enerji indeks sınıflandırmaları kullanılmıştır.

İnce kesitlerdeki mevcut fauna ve floranın determinasyonlarında uzman araştırmacıların yardımları beraberinde, Johnson (1951,1961), Bathrust (1971), Horowitz ve Potter (1971), Flugel (1982), Clark ve diğ. (1984) ve Köylüoğlu (1986)'nın çalışmalarından da faydalanılmıştır. Wilson (1975) fasiyes zonlan (FZ) ile standart mikrofasiyes zonlarının (SMF) kullanıldığı çalışmada, Flugel (1982)'nin bu konudaki tanımlama ve uygulamalarından da yararlanılmıştır.

Mikrofasiyes karakteristiklerini meydana getiren bileşenlerin yapı-doku özellikleri, Chilingar ve diğ.



ACIKLAMALAR
EXPLANATION

- Topholo konumları: Site of base:
 Eğmü Da. Volay Devrik
 Da. Merkez Harozlar Overturned
 Sırtazlar/Foldasyon konumu
 Sınır and dip of schistosity
 Formasyon sınırı
 Qlasi, formasyon sınırı
 Probable formation boundary
 Antiklinal eksen
 Anticline axis
 Birim ile örtülü antiklinal eksen:
 Covered anticline axis

- Qlasi, antiklinal eksen
 Probable anticline axis
 Dairimli antiklinal eksen
 Plunge anticline axis
 Devrik antiklinal eksen
 Overturned anticline axis
 Sırtazlar
 Syncline axis
 Birim ile örtülü sentinal eksen
 Covered syncline axis
 Qlasi, sentinal eksen
 Probable syncline axis
 Dairimli, sentinal eksen
 Plunge syncline axis
 Devrik sentinal eksen
 Overturned syncline axis
 Kıvrım bölgesi
 Folded area
 Birimleme fayı
 Thrust fault

- Qası, bindirme fayı
 Probable thrust fault
 Eğmü alımlı ters fay
 Reverse fault
 Eğmü alımlı normal fay
 Normally fault
 Yirtılma fayı / yırtılmaç fayı
 Tear fault
 X Tepe noktası
 Tepelik
 Yelkesim bölgesi
 Sattlement area
 Ölçüli stratigrafi kesiti (OSK)
 Measured stratigraphic section (MSS)
 OSK numarası
 MSS Number

Şekil 2. İnceleme alanının basitleştirilmiş jeoloji haritası (Tunoğlu, 1991'den).
 Figure 2. Simplified geological map of the study area (after, Tunoğlu, 1991).

(1967), Bathrust (1971), Wilson(1975), Flugel (1982) ve Köylüoğlu(1986); çimentolanma ve diyajenetik özelliklerin belirlenmesinde ve yorumlanmasında ise Bathrust(1971) ve yine Flugel (1982)'nin çalışmaları dikkate alınmıştır.

Kireçtaşlarının mikrofasiyes analiz çalışmalarından elde edilen tüm paleontolojik ve sedimantolojik verilerin arazi gözlemleri ile bütünleştirilmesi sonucu, söz konusu döneme ait çökeltme ortamının yorumuna gidilmiştir.

Altta değinilecek mikrofasiyes analiz çalışmalarında başlıca, matriks ve taneler, dokusal özellikler, fosil içeriği, petrografik ve enerji indeks sınıflaması, karbonat diyajenezi, fasiyes kuşağı/fasiyes zonu (FZ), standart mikrofasiyes zonu (SMF) ve modeli, oluşum, köken, karşılaştırma ve yorum kavramlarına açıklık getirilmeye çalışılmıştır.

Matriks ve taneler

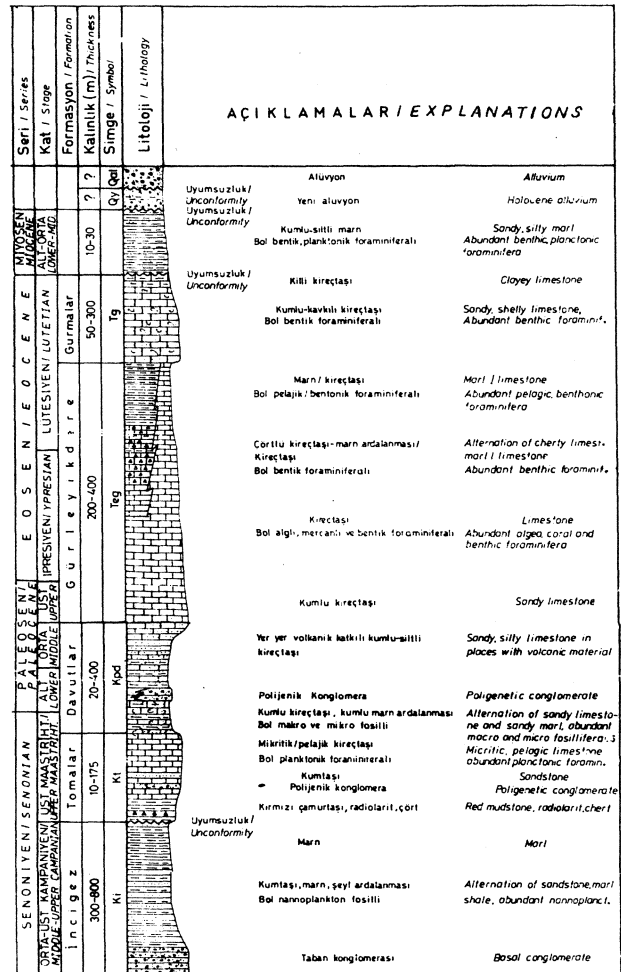
Formasyona ait kireçtaşları tabanda spariksit özelliğinde bir çimento ile başlarken, orta seviyelere doğru daha çok mikritik bir nitelik taşımaktadır. (Levha 1, Şekil 1, 3). Daha üst kesimlerde ise tekrar sparitik bir karakter kazanmaktadır (Levha 1, Şekil 2). Fosil taneler özellikle alt kesimlerde başlıca *Discocyclus* ve alglerden oluşmaktadır (Levha 1, Şekil 1,2,3). Bentik foraminifer ve bunlara ait parçalar ile planktonik foraminiferlerin de izlendiği bu seviyeler (Levha 1, Şekil 2), daha üstte bentik formların izlenemediği, büyük oranda alg ve bryozoalardan oluşan, yer yer mercan fosilli (bağlamtaşı) resifal kesimlerden (Levha 1, Şekil 4,5) sonra, üst seviyelerde *Nummulites*li algli, brakiyopodlu kireçtaşlarına geçmektedir (Levha 1, Şekil 6). Üst seviyelere karşılık gelen ve birim içi yanal fasiyes değişimi olarak gözlenen, mikritik kireçtaşı ve marn ardalanması, bol planktonik foraminifer ve nannoplankton içermektedir (Tahna Dere Ö.S.K.; Levha 1, Şekil 7,8).

Dokusal Özellikler

Gürleyikdere formasyonu örnekleri, neritik, sığ denizel (litoral) ve yer yer resifal ortamlara özgü karakteristikler sergilemektedir. Bu kayalarda mikro düzeyde yönelmiş bir tane dizilimi izlenememektedir (Levha 1, Şekil 1,2,6). Üst kesimlerdeki mikritik düzeylerde ise düşük enerjili taban akıntılara bağlı tane yönelmesi ve tane dizilimi izlenmektedir (Tahna Dere Ö.S.K..Levha 1, Şekil 8).

Fosil İçeriği

Ayrıntılı fauna ve flora topluluğu Tunoğlu (1991 ve 1991a)'da verilmiş olan Gürleyikdere formasyonunda, başlıca alg (Rhodophyta), bryozoa, *Discocyclus*, *Num-*



Şekil 3. İnceleme alanının genelleştirilmiş stratigrafik istifi.

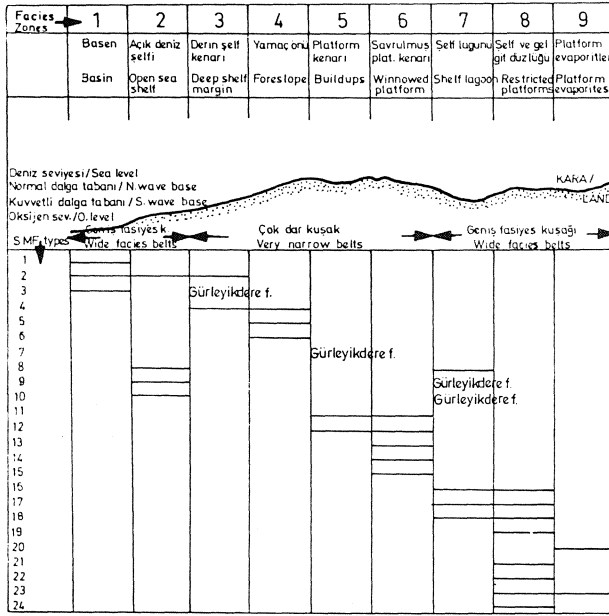
Figure 3. Generalized stratigraphic section of the study area.

mulites, nannoplankton, mercan, az oranda planktonik foraminifer ile ekinit ve brakiyopod fosillerine ait türler mevcuttur (Levha 1). Bu formların büyük bir kısmı genel olarak sığ denizel (Litoral) ortamlara özgü olup, bazıları yer yer değişen resifal koşulları yansıtmaktadır.

Planktoniklerce zengin kesimler ise lokal olarak bazı derin kesimlerin varlığını işaret etmektedir (Levha 1, Şekil 7,8).

Petrografik ve Enerji İndeks Sınıflaması

Dunham (1962) ve Folk (1962) sınıflandırmalarına göre, litoloji genel olarak istiftaşı/biyomikrit ve bağlamtaşı niteliği taşımaktadır. İstifin alt seviyelerinde algli biyosparit, algli biyomikrit özelliğinde izlediğimiz kayalar (Levha 1, Şekil 1,3) yer yer bentik foraminifer (*Discocyclus*) formları da içermektedir (Levha 1, Şekil 2). İstifin orta, üst kesimleri bryozoa biyosparit özelliği taşımaktadır (Levha 1, Şekil 5). Daha üst kesimlerde ise *Discocyclus* ve *Nummulites*'lerin yer aldığı istiftaşı-



Şekil 5. Gürleyikdere formasyonunun Wilson (1975)'e göre fasiyes zonları ve mikrofasiyeslere göre çökeltme ortamları (Flügel 1982'den alınmıştır).

Figure 5. Depositional environments of Gürleyikdere formation according to Wilson's (1975) facies zones and standard microfacies zones (adaptated from Flügel 1982).

likleri ve kayaç oluşumundaki etkinlikleri incekesit preperatlarında belirgin olarak gözlenmektedir. Diğer taraftan Wilson (1975) tarafından öne sürülen oluşum kökenleri ile ilgili ölçütlere göre birim şelf kenarı ve şelf lagünü nitelikleri taşımaktadır. Söz konusu birimin litoloji özellikleri, diğer ortamsal nitelikleri ile birlikte Plumley ve diğ. (1962) ve Flügel (1982) tarafından belirlenen esaslara göre de dalga tabanı üzerinde oluşmuş, sığ denizel çökeltiler niteliğindedir.

SONUÇLAR

Devrekani Havzasında, Üst Paleosen-Orta Eosen yaşlı Gürleyikdere formasyonunda gerçekleştirilen mikrofasiyes analiz çalışmaları beraberinde paleontolojik, sedimentolojik veiller ve arazi gözlemlerinin de dikkate alınması ve alttaki sonuçlar elde edilmiştir.

1. Gürleyikdere formasyonu alt ve üst seviyelerde sparitik çimento, orta seviyelerinde ise mikritik matrislidir.
2. Formasyonda algler, sediman tutucu özellikleri ile hemen her seviyede önem kazanmaktadır. Alt seviyeleri *Discocyclina'larcü* zengin olan birim, orta kesimlerde resifal karakterin daha baskın olduğu alg, bryozoa ve yer yer mercan fosilleri ve üst seviyelerde ise, *Nummulites*, alg ve brakiyopod içermektedir.
3. Gürleyikdere formasyonu istiflaşlarında fosil tane yönelmesi ile ilgili dokusal bir nitelik izlenemekte-

dir. Ancak yer yer izlenen mikritik kireçtaşı seviyelerinde planktonik formlarda tane dizilimi ve yönelmesi gözlenmektedir.

4. Fosil fauna ve flora açısından son derece zengin olan formasyon başlıca, *Nummulites*, *Discocyclina* ve diğer bentik foraminifer, planktonik foraminifer, nanoplankton, alg, bryozoa, mercan, brakiyopod formlarına ait türler içermektedir.

5. Başlıca *Nummulites*'li, *Discocyclina*'lı istiftaşı, resifal kesimlerde bağlamtaşı ve derin kesimlerde vake-taşı/biyomikrit özelliği gösteren formasyona ait kayaçlar, zaman zaman çalkantılı ortamların karakteristiği olan, dalga tabanı üzerindeki II-1 ve III-1 kireçtaşı tipinde çökeltim iştir.

6. Formasyonda karbonat diyajenezi granüler sparitik çimento ve mikritik matris şeklinde gelişmiştir. Granüler sparitik çimento tipi, sedimanların litifikasyonu sonrasında gelişen, submarin ortamlara özgü sıkışma rejiminin ifadesi olarak, inceleme alanı tektonik rejimini de mikro düzeyde açıklamaktadır.

7. Kriptokristalin kalsit niteliğindeki mikritik matris ise Gürleyikdere formasyonu içinde plaj ve resifal nitelikli ortamlarda deniz tabanında resifal boşluklardaki lokal derin alanlarda ve/veya sedimantasyon oranı ile hareketliliğin düşük olduğu kesimlerde çökelmiştir.

8. Gürleyikdere formasyonunda şelf lagünü, platform kenarı ve derin şelf kenarı özelliklerini yansıtan üç ayrı fasiyes zonunda (FZ), dört ayrı mikrofasiyes zonu (SMF) ayırtlanmıştır.

9. Birimin resif ve önünü temsil eden X ve Y zonlarında çökeldiği, zaman zaman şelf lagünü nitelikleri kazandığı, bu oluşum sürecinde Rhodophyta'ların (kırmızı alg) ise sediman tutucu nitelikleri ile önemli bir konuma sahip oldukları saptanmıştır.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Aydın, M., Şahintürk, Ö., Serdar, H. S., Özçelik Y., Akarsu, İ., Üngör A., Çokuğraş, R. ve Kasar, S., 1986, Ballıdağ-Çangaldağı (Kastamonu) arasındaki bölgenin jeolojisi: TJK Bült., 29, 1-16.
- Bathrust, R. G. C, 1971, Carbonate sediments and their diagenesis: Development in sedimentology; 12, 620 p Elsevier.
- Blumenthal, M., 1948, Bolu civarı ile Aşağı Kızılırmak mecrası arasındaki silsilelerin jeolojisi: MTA Enst. Derg, B-13, Ankara.
- Chilingar, G. V., Bissell, H. J. and Fairbridge, R. W., (Eds.) 1967, Carbonate rocks, origin, occurrence and classification: Developments in sedimentology, Elsevier, 9A, 469p.

DEVREKANİ HAVZASI

- Clark, D. N. Dickson, J. A. D., Skelton, P.W., Tucker, M.E., Wilson, R.C.L. and Wright, V.P., 1984, Carbonate Geology: The Open Univ., 151 p.
- Dunham, R. J., 1962, Classification of carbonate rocks according to depositional texture: In Ham, W.E. (Ed): Classification of carbonate rocks, AAPG Memr., 1, 108-121.
- Flügel, E., 1982, Microfacies analysis of limestone: (Translated by K. Christensen) Springer-Verlag, Berlin-Hiedelberg, 633 p.
- Folk, R. L., 1959, Practical petrographic classification of limestones: AAPG Built., 43,1-38.
- Folk, R.L., 1962, Spectral subdivision of limestone types In: Classification of carbonate rocks, Ham W.E (Ed). AAPG Memr., 1,62-84.
- Gedik, A. ve Korkmaz, S., 1984, Sinop Havzasının jeolojisi ve petrol olanakları: Jeoloji Mühendisliği, 19, 53-79.
- Göktunalı, K., 1955, Devrekani, Daday, Küre ilçeleri arasında kalan Ağlıpazarı-Scydiler bölgesi hakkında jeolojik rapor: MTA Enst. Rap. No: 2533 (yayınlanmamış).
- Görmüş, S., 1980, Yiğilca (Bolu NW) yöresinin jeolojik incelemesi: H.Ü. Doktora Tezi, 210 s. (yayınlanmamış).
- Horowitz, A.S. and Potter, P.E., 1971, Introductory petrography of fossils; 302 p.
- Johnson, H. J., 1951, An Introduction to the study of organic limestones: Quaterly of the Colorado School of Mines 46, 2, 185 p.
- Johnson, H.J., 1961, Limestone-Building Algae and Algal limestones: Colorado School of Mines, 297 p.
- Ketin, İ., 1962, 1/500 000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritası Sinop paftası izahnamesi: MTA Enst. Yayını, 132 s. Ank.
- Köylüoğlu, M., 1986, Güneydoğu Anadolu otokton birimlerinin kronostratigrafisi, mikrofasiyesi ve mikrofosilleri: TPAO Yayını 53 s., 146 Levha, Ankara.
- Plumley, W. J., Risley, G. A., Graves, R.W. and Kaley, M.E., 1962, Energy Index for Limestone interpretation and classification: AAPG Memr., 1, 85-107.
- Selley, R.C., 1970, Ancient sedimentary environments. Science paperbacks, London, 287 p.
- Tunoğlu, C., 1991, Devrekani kuzey yöresinin (Kastamonu) jeolojik incelenmesi: H.Ü., (Doktora Tezi), Fen Bil. Enst. 269 s., (Yayınlanmamış).
- Tunoğlu, C., 1991a, Orta Pontidlerde Devrekani Havzasının (Kastamonu kuzeyi) Listostratigrafi birimleri: Suat Erk Jeoloji Sempozyumu, Bildiriler, s.24, A.Ü.Fen Fakültesi.
- Wilson, J.L., 1975, Carbonate Facies in Geologic History, Springer-Verlag, 471 p., Newyork.

LEVHA 1. Gürleyikdere formasyonu kireçtaşı tiplerinin mikroskopik görünüşleri (Tek Nikol)

Şekil 1. Bağlamtaşı, Örnek No: 514, Gürleyikdere Ö.S.K.

Şekil 2. *Discocyclus*li istiftaşı/biyosparit, Örnek No: 299, Gürleyikdere Ö.S.K.

Şekil 3. *Distichoplax biserialis* (Alg) biyosparit, Örnek No: 516, Gürleyikdere Ö.S.K.

Şekil 4. Bağlamları içinde Favoid tip mercan kolonisi, Örnek No: 295, Gürleyikdere Ö.S.K.

Şekil 5. Bryozoa'lı istiftaşı/biyosparit, Örnek No:330

Şekil 6. *Nummulites*'li istiftaşı/biyosparit, Örnek No: 519, Gürleyikdere Ö.S.K.

Şekil 7. Vaketaşı/biyomikrit, Örnek No:384, Tahna Dere Ö.S.K.

Şekil 8. Vaketaşı/biyomikrit, Örnek No:385, Tahna Dere Ö.S.K.

Kireçtaşı tipleri mikroskop görünüşlerinin açıklamaları:
Br-Bryozoa, A-Alg, p-pellet, P-planktonik foraminifer, B-bentik foraminifer, K-mercan, S-sparit, m-mikrit.

PLATE 1. Photomicrographs of limestones types of Gürleyikdere formation (Single Nicol)

Figure 1. Bound stone, sample :514, Gürleyikdere MSS

Figure 2. Packstonelmiosparite with *Discocyclus*, sample: 299, Gürleyikdere MSS.

Figure 3. Biomicrite with *Distichoplax biserialis* (Algae), sample:516, Gürleyikdere MSS.

Figure 4. Favoid type coral in the houndstone sample: 295, Gürleyikdere MSS.

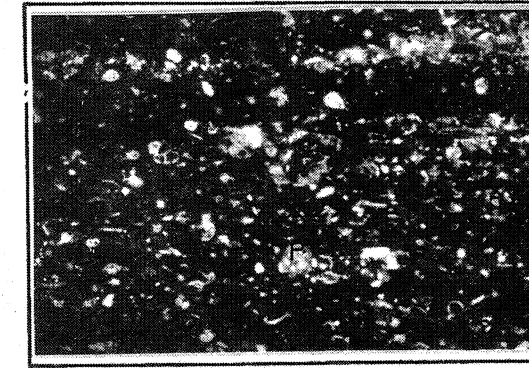
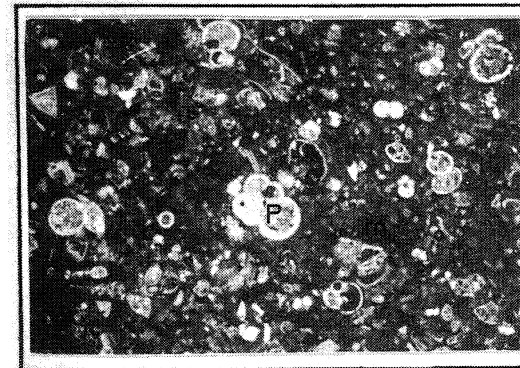
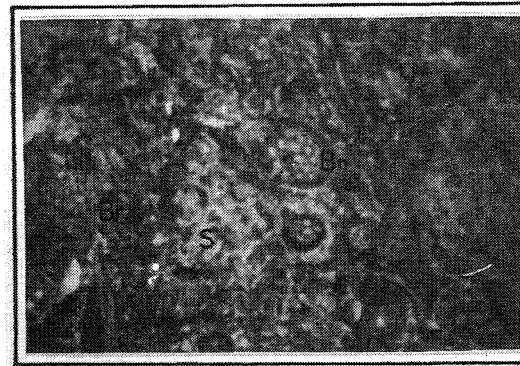
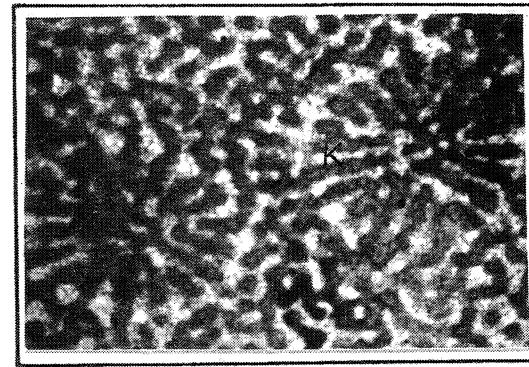
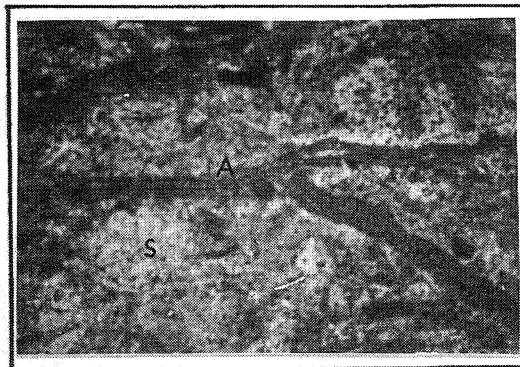
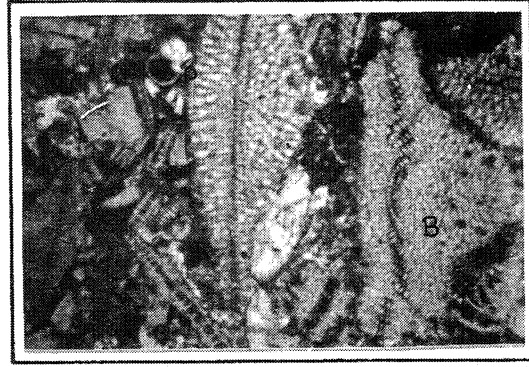
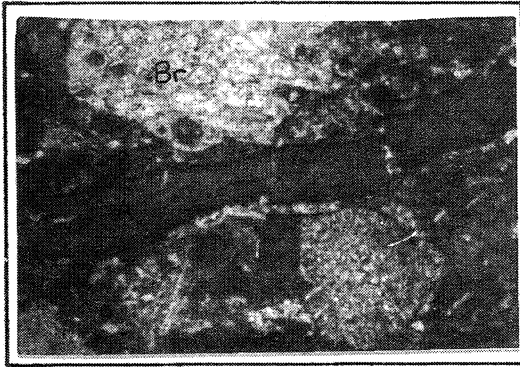
Figure 5. Packstone Ibiosparite with hryozoa, sample:330.

Figure 6. Packstonelbiosparite with *Nummulites* sample: 519, Gürleyikdere MSS.

Figure 7. Wackestonelbiomicrite, sample: 384, Tahna Dere MSS

Figure 8. Wackestonelbiomicrite, sample: 385, Tahna Dere MSS.

Explanations of photomicrographs of limestones types:
Br-Bryozoa, A-Algae, p-pellet, P-planktonic foraminifer, B-benthonic foraminifer, K-Coral, S-sparite, m-micrite.



Munzur Dağlarının (Kemah-İliç-Erzincan) stratigrafisi *Stratigraphy of the Munzur mountains (Kemah-İliç-Erzincan)*

Erol ÖZER Karadeniz Teknik Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Trabzon

Öz

Torid'lerin karakteristik jeolojik özelliklerini yansıtan Munzur Dağları, bu birliğin kuzeydoğu ucunda yer alır. Bu çalışmada yaşlıdan gence doğru; Munzur kireçtaşı (Liyas-Erken Kampaniyen), Uluayamaç ofiyoliti (Jura-Kretase), Eriç karışığı (Geç Kampaniyen-Erken Maestrihtiyen), Yakuplu plütönu (Paleosen), Haslar andeziti (Paleosen), Dedek formasyonu (Eosen) ve Kemah formasyonu (Miyosen) ayrılanmıştır.

İzole tipte bir karbonat platformu üzerinde çökelmiş Munzur kireçtaşı'nın en üst seviyeleri, platformun kırılıp ani çökmesine bağlı gelişen *Globotruncana*'lı biyomikritleri içerir. Düzenli bir istiflenme göstermeyen Uluayamaç ofiyoliti sahada nontabuler görümlü ofiyolitik kayalardan oluşur. Eriç karışığı pelajik bir matriks içerisinde yapısal olarak biraraya getirilmiş, değişik yaş ve fasiyesteki kayaç bloklarının kaotik bir karışımından oluşur. Bu iki litostratigrafik birim birbiri ile ve Munzur kireçtaşı ile tektonik dokanaktır. Paleosen yaşlı Yakuplu plütönu ve Haslar andeziti kendisinden yaşlı bütün birimleri keserler. Dedek formasyonu ve Kemah formasyonu ise diğer birimleri uyumsuz olarak örterler.

Abstract

The Munzur mountains, which reflect typically the geological peculiarities of the Taurides, are situated at the north-eastern end of this unit. In this study the subsequent formations have been distinguished from bottom to top: Munzur limestone (Liassic-Early Cretaceous), Uluayamaç ophiolite (Jurassic-Cretaceous), Eric melange (Late Campanian-Early Cretaceous), Yakuplu plutone (Paleocene), Haslar andesite (Paleocene), Dedek formation (Eocene), Kemah formation (Miocene).

The uppermost levels of the Munzur limestone, deposited on an isolated carbonate platform, include biomicrits with Globotruncana. These biomicrits were formed as a consequence of the breaking and sudden collapse of the platform. The Uluayamaç ophiolite that does not manifest a uniform sequence in the area, consists of ophiolitic rocks with a nontabular appearance. The Eric melange is made up of a chaotic mixture of rock blocks of different ages and fades in a pelagic matrix. Both of these lithostratigraphic units are in tectonic contact with each other and with the Munzur limestone. Both the I-type Yakuplu plutone, formed as a consequence of partial melting of the subducting oceanic crust and of the mantle material, and Haslar andesite, crosscut all the rocks already present. The Dedek and Kemah formations unconformably overlay the other units.

GİRİŞ

Munzur Dağları Jeolojik konumu bakımından önemli bir yere sahiptir. Bir yandan kuzeyinde bulunan Pontidlerle ilişkilendirilirken, diğer yandan en kuzeydeki parçasını oluşturdukları Torid'lerin karakteristik niteliklerini taşırlar.

Bu çalışmada Munzur Dağları'nı oluşturan platform karbonatlarının, ofiyolitik kayaçların, ofiyolitik olistolmal karışığın ve granitoidlerin köken, oluşum, yaş ve dokanak ilişkilerinin araştırılması amaçlanmıştır.

Torid'lerin kuzeydoğu ucunda yer alan inceleme alanını, Munzur Dağları'nın kuzeyinde ve güneybatısındaki iki ayrı yöreyi içermektedir (Şekil 1). Bölgedeki eski çalışmalar Arni (1939), Ketin (1945), Baykal (1953), Nebert (1955), Kurtman (1961), Özgül (1976), Özgül ve diğ. (1981), Yılmaz (1985), Bergougnan

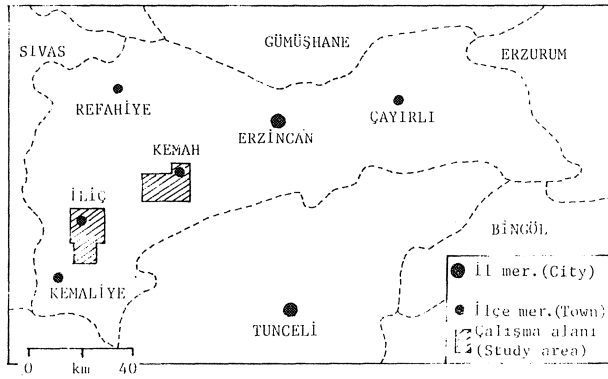
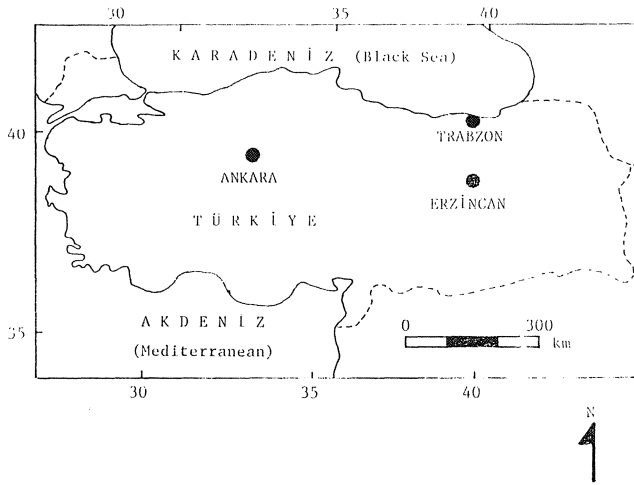
(1975,1987), Yazgan (1984), Tunç ve diğ. (1991) ve Yılmaz (1991) tarafından yapılmıştır. İnceleme alanını içeren yukarıdaki çalışmalar dışında Şengör ve Yılmaz (1981), Ricou (1981), Ricou ve diğ. (1984), Kozlu ve diğ. (1990), Koçyiğit (1990), Whitehurst ve diğ. (1984), tarafından jeotektonik evrim modeli içeren çalışmalar yapılmıştır.

STRATİGRAFİ

Munzur dağları'nın genelleştirilmiş stratigrafik dikme kesiti Şekil 2'de, jeoloji haritaları ise Şekil 3 ve Şekil 4'de verilmiştir.

Munzur kireçtaşı (Liyas-Kampaniyen)

Munzur Dağları'nın çok büyük bölümünü oluşturan kireçtaşları, geniş bir zaman aralığını kapsamasına karşılık özgün kayatürü, stratigrafi özellikleri ve çökel-



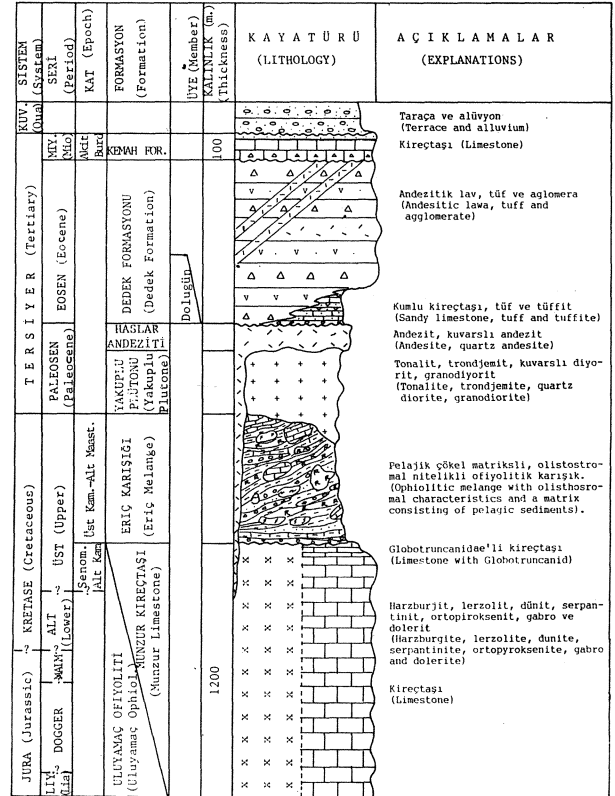
Şekil 1. Çalışma alanının yerbulduru haritası.
Figure 1. Location map of study the area.

me ortamı koşullarında önemli değişiklik ve kesiklikler göstermemektedir. Çalışılan alanda yüzeyleyen kayaların tabanını oluşturan birim, yer yer Eriç karışığı, yer yerde Eosen yaşlı bilimlerle uyumsuz olarak örtülmektedir (Şekil 2). İliç ilçesi civarında Paleosen yaşlı Yakuplu plütönu tarafından kesilen birim, ilksel dokanak ilişkileri dışında inceleme alanının büyük kısmında Eriç karışığı ve Uluymaç ofiyoliti tarafından tektonik olarak üstlenir.

Munzur kireçtaşı'nın lektostatotipi Şekil 5'te verilmiştir. Kurudere ve Ayıkayası Tepe ölçülü stratigrafik kesitleri yaş ve fasiyes ilişkileri açısından birbirini tamamlar niteliktedir (Şekil 7).

Munzur kireçtaşı'nın yaşı alınan ölçülü stratigrafik kesitlerden derlenen mikrofauna ve flora ile Liyas-Kampaniyen olarak saptanmıştır (Şekil 5,6).

Birimin mikrofasiyes özellikleri ve fauna içeriği, bu birimin geniş bir karbonat platformunun evrimine bağlı, birbirini izleyen lagün, karbonat düzlüğü, bank ve açık deniz koşullarında çökelediğini kanıtlar. Liyas-Senomaniyen süresince Bahama Bankı'na benzer şekil-



Şekil 2. Munzur dağları'nın genelleştirilmiş stratigrafik dikme kesiti.
Figure 2. Generalized stratigraphic columnar section of the Munzur mountains.

de izole platform tipinde (Read, 1982) gelişen Munzur platformu, Turoniyen'den sonra platform kenarının çökmesine bağlı olarak derinleşmiş ve açık denizi belirleyen Globotruncanidae'li biyomikritler çökelmiştir.

Torid kuşağı Mesozoyik süresince karbonatlı istiflerin çökelim alanıdır ve bu alan "Torid Karbonat Platformu" olarak adlandırılmıştır (Özgül ve Turşucu, 1984). Bu kuşaktaki karbonatlı istifler stratigrafik ve fasiyes özellikleri açısından birbirleriyle denestirilebilir niteliktedir (Şekil 8).

Uluymaç ofiyoliti (Jura-Kretase)

Yaygın olarak İliç İlçesi'nin güneydoğusunda yüzeylenen Uluymaç ofiyoliti, alta hazan Munzur kireçtaşı, bazende Eriç karışığı ile tektonik dokanaklıdır. Munzur Dağları'nın kuzeyinde, Dedek ve Muratboynu köyleri kuzeyinde ofiyolitli karışık tarafından üstlenen birim, diğer yüzeylenmelerde karışığı tektonik olarak üzerler (Şekil 3). Göller mevki güneydoğusunda ise ofiyolitler Munzur kireçtaşı üzerinde tektonik dokanakla yer alırlar. Ofiyolitler ayrıca İliç İlçesi civarında Pale-

MUNZUR DAĞLARI

osen yaşlı Yakuplu plütönu ve Haslar andeziti tarafından kesilmişlerdir (Şekil 4). Birim üstten Eosen yaşlı birimler tarafından uyumsuzlukla örtülmektedir.

Ulu-yamaç ofiyoliti tektonizma sonucu düzenli bir sıralanma göstermeyen harzburjit, lerzolit, nadir dünit bantları, serpantin, ortopiroksenit, gabro ve doleritlerden oluşmaktadır. Normal bir ofiyolit dizisinin üst seviyelerini belirleyecek levha dayk kompleksi, diyabaz daykları ve spilitik bazaltlar gözlenmemiştir. Bunun nedeni aşınmaya bağlanabilir. Ofiyolitik diziyi Kemah yöresinde ofiyolitik breşler (regolitler) örtmektedir. Yer yer peridotitik kayalarındaki kırık zonlarında listvenit damarları gelişmiştir.

İnceleme alanı ve çevresindeki ofiyolitik kayalar Üst Kampaniyen -Alt Maastrichtiyen yaşlı ofiyolitik karışığın bloklarının bir kısmını oluşturduğuna göre oluşum yaşları Üst Kampaniyen'den önce olmalıdır. Ofiyolit oluşum yaşının alt sınırı hakkında ise elimizde kesin veriler yoktur. Bir çok araştırmacı Toros kuşağında Üst Triyas yaşlı terijen ve pelajik çökellerin alkali lavlarla birlikte bulunduğunu, bu topluluğun kraton içi bir denizde riftleşmeyi ve ilk okyanus tabanı yayılımını gösterdiğini belirtmişlerdir (Şengör ve Yılmaz, 1981; Roberson ve Dixon, 1984; Whitechurch ve diğ., 1984; Yılmaz ve diğ., 1987; Kozlu ve diğ., 1990). Aynı kuşakta yeralan Ulu-yamaç ofiyoliti'nin de Munzur kireçtaşı'nın oluşumuyla eş yaşlı bir okyanusal havza ürünü olduğu düşünülebilir. Tüm Toros kuşağında yeralan ofiyolitlere uygulanan radyometrik yaş tayinleri Geç Kretase'yi vermektedir (Thuizal ve diğ., 1981; Whitechurch ve diğ., 1984; Robertson ve Dixon, 1984) Jura ve Alt Kretase yaşlı ofiyolitlerin varlığı kanıtlanmış değildir. Buna karşın Liyas-Kampaniyen süresince sürekli gelişen ve Erken Kretase sonlarında olgunluğa erişen bir deniz sözkonusudur. Bu denizi kanıtlayan belirgin özellikler Munzur Kireçtaşı'ndan alınan istiflerde saptanmıştır. Ayrıca Eriç karışığı içerisinde birçok alanlarda gözlenen Munzur kireçtaşı'na ait bloklar kıta yamacı veya derin deniz ortamı koşullarını yansıtmaktadır. Dolayısıyla ofiyolitlerin Triyas riftleşmesinden sonra Üst Kretase başlangıcına kadar oluşumunu sürdürdüğü ve eski ofiyolitlerin yitimle yokolmuş olabilecekleri varsayılabilir.

Ulu-yamaç ofiyoliti Eriç karışığı ile birlikte Munzur kireçtaşı üzerinde tektonik dokanakla yorulmaktadır. Munzur kireçtaşı'nın en üst seviyelerini oluşturan Globotruncanidae'li biyomikritlerin yaşı Alt Kampaniyen olarak saptanmıştır. Munzur Dağları'nın birçok yerinde yükselen ofiyolit dizilerinin üzerinde, havzanın sığlaşmasıyla Üst Maastrichtiyen yaşlı rudistli kireçtaşları çökelmiştir (Özgül ve diğ., 1981). Dolayısıyla bölgeye ilk ofiyolit yerleşmesi zamanı Geç Kampaniyen-Erken Maastrichtiyen'dir.

Eriç karışığı (Geç Kampaniyen-Erken Maastrichtiyen)

Olistostromal bir fasiyeste gelişen birim, Munzur kireçtaşı ve Ulu-yamaç ofiyoliti ile farklı dokanak ilişkileri gösterir. Bazı yörelerde her iki birim üzerinde ilkel çökeltme dokanağı ile dururken, bazı yerlerde bu birimlerle tektonik dokanaktır. Karışık, farklı yörelerde Munzur kireçtaşı'nın farklı seviyeleri üzerine itilmiştir. Kabataş Köyü'nün kuzeybatısındaki Ayıkayası Tepe'de Kampaniyen yaşlı kırmızı Globotruncanidae'li biyomikritler üzerinde tektonik klip olarak yer almaktadır (Şekil 4). Ofiyolitli karışık Dedek Köyü güneyindeki Büyük Göl, Eriç ve Yücebelen köyleri kuzeyinde Ulu-yamaç ofiyoliti tarafından tektonik olarak üstlenir (Şekil 3). İliç ilçesi'nin güneyinde ise Munzur kireçtaşı'nın genç tektonik hareketlerle karışık üzerine itildiği gözlenir.

Eriç karışığı başlıca iki farklı fasiyesteki kayalar grubundan oluşmaktadır. Munzur Dağları'nın kuzeyinde matrisini radyolaritler ve spilitik volkanitlerin oluşturduğu karışık, Munzur Dağları'nın güneybatısındaki alanlarda ise başlıca kiltası, şeyl ve kırmızı kumtaşlarından oluşan bir matrisi içerisinde köksüz olarak duran, birbirleriyle tektonik ilişkili, değişik boyut, yaş ve fasiyesteki blokların kaotik bir karışımından oluşmaktadır. Matrisini radyolaritlerin ve spilitik volkanitlerin oluşturduğu karışık, tabanı okyanus kabuğundan oluşan bir ortamda gelişmiş olup, daha sonraki tektonik hareketlere bağlı olarak karbonat platformu üzerinde gelişen olistromal nitelikli havzaya aktarılmıştır.

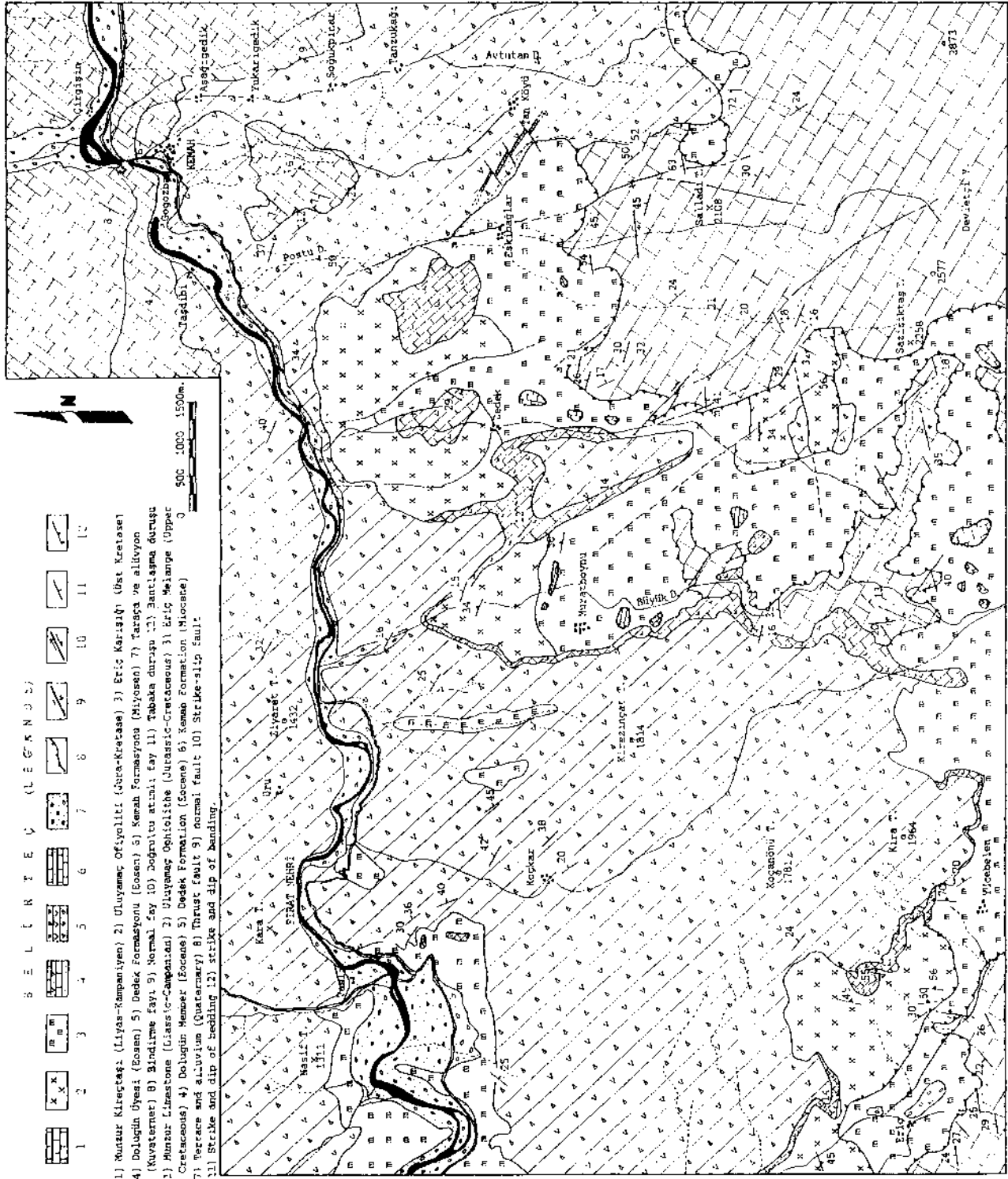
Eriç karışığı içerisinde yer yer olistostromal seviyeler görülür. Yanal olarak devamsız ve fazla kalınlıklara ulaşmayan bu düzeyler bir şev döküntüsünü andırmaktadır.

Karışığı oluşturan blokları başlıca şu gruplarda toplamak mümkündür.

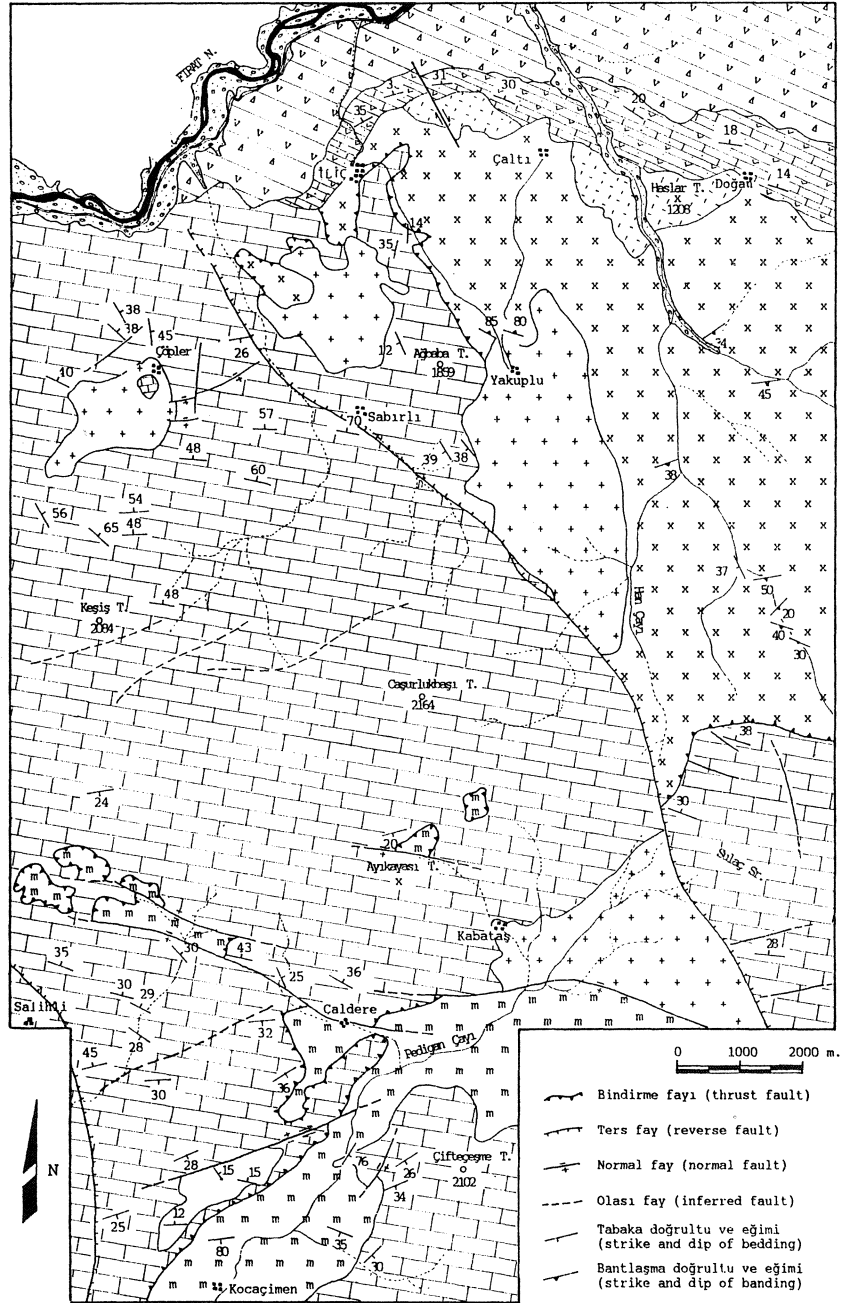
1) Ofiyolitik kayalar: Ulu-yamaç ofiyoliti'nden türeyen peridotit, serpantin ve diyabazlardan oluşurlar.

2) Munzur kireçtaşı'ndan türeyen bloklar: Eriç karışığı içerisinde en sık gözlenen bloklardır. Bloklar genellikle platform tipi, sığ fasiyesli kayatürlerini yansıtırken, bir kısmı kıta yamacından türemiştir. Tan Köyü güneyinde ve Hamarat Tepe kuzeyinde ammonit kalıpları içeren killi, marnlı, kireçli istiflerden oluşan bloklar bulunmaktadır.

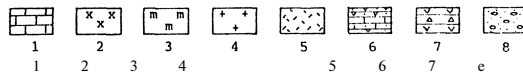
3) Keban metamorfileri'nden türeyen bloklar: Yücebelen Köyü'nün 2 km batısında gözlenen Paleozoyik



Şekil 3. Munzur Dağları kuzey kesiminin (Kemah-Erzincan) jeoloji haritası.
 Figure 3. Geological map of the northern part of the Munzur mountain (Kemah-Erzincan).



BELİRTEÇ (LEGANDE)



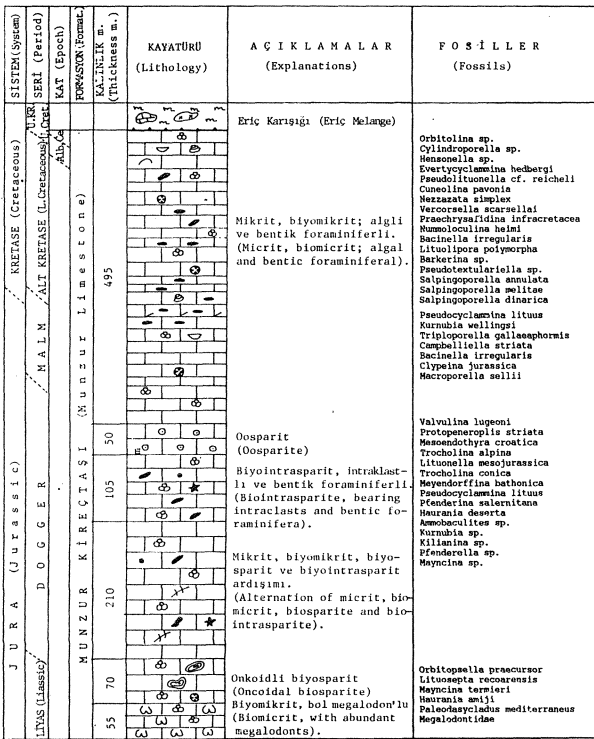
- 1)Munzur Kireçtaşı (Liyas-Kampaniyen) 2)Uluyamaç Ofiyoliti (Jura-Kretase) 3)Eriç Karışığı (üst Kretase)
- 4)Yakuplu Plütonu (Paleosen) 5)Haslar Andeziti (Paleosen) 6)Dolugin Üyesi (Eosen) 7)Dedek Formasyonu (Eosen) 8)Taraç ve alüvyon (Kuvaterner).
- 1)Hunzur Limestone (Liassic-Campanian) 2)Uluyamaç Ophiolite (Jurassic-Cretaceous) 3)Eriç Melange (Upper Cretaceous) 4)Yakuplu Plutone (Paleocene) 5)Haslar Andesite (Paleocene) 6)Dolugin Member (Eocene) 7)Dedek Formation (Eocene) 8)Terrace and alluvium (Quaternary).

Şekil 4. Munzur Dağları güneybatı yöresinin (İliç-Erzincan) Jeoloji haritası.

Figure 4. Geological map of the southwestern part of the Munzur mountain.

yaşlı blok, Uluyamaç ofiyoliti ile Munzur kireçtaşı arasında tektonik dokanakta yer alır. Blok, konglomera, kum taşı, metakumtaşı ve kireçtaşlarının düzensiz aralanmasından oluşur. Kireçtaşı düzeylerinden sağlanan fosillere göre yaşı Erken-Orta Permiyen olarak saptanmıştır (Özer, 1992).

4) Ofiyolitlerle ilişkili metamorfik kayac blokları: Çoğunlukla amfibolit, daha az olarak gnays, mikaşist ve yeşil şistlerden oluşan metamorfikler, radyolaritlerden oluşan bir matriks içerisinde yer alırlar.

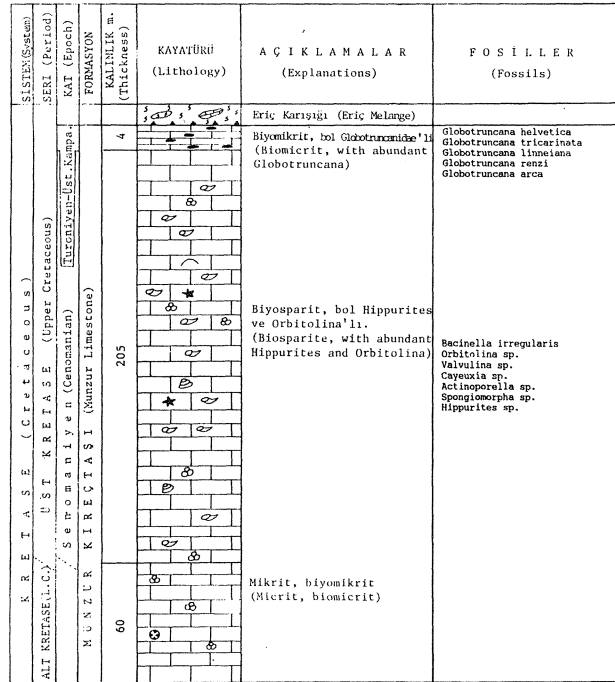


Şekil 5. Munzur kireçtaşı'nın Kurudere lektotroptipi.

Figure 5. Kurudere lectostrototype of Munzur limestone.

5) Pelajik bloklar: Eriç karışığı içerisinde şeyl, kireçtaşı, killi kireçtaşı, radyolarit ve split ardışımından oluşan pelajik bloklar gözlenir. Özgül ve diğ. (1981), blokların Üst Triyas yaşlı olduğunu belirtmişlerdir.

Eriç karışığı'nın matriksini oluşturan kireçtaşı, şeyl, kiltası, marn ve kumtaşları içerisinde, birimin yaşını direkt olarak saplayacak mikrofauna elde edilmemiştir. Kemaliye İlçesi'nin doğusunda Balkırı Köyü'nün kuzeyinde Munzur kireçtaşı'nın devamı olan kireçtaşları (Kale Tepesi kireçtaşı) üzerinde karışığın uyumsuz olarak yer aldığı belirtilmektedir (Özgül ve diğ., 1981). Ayrıca birim içinde Munzur kireçtaşı'ndan



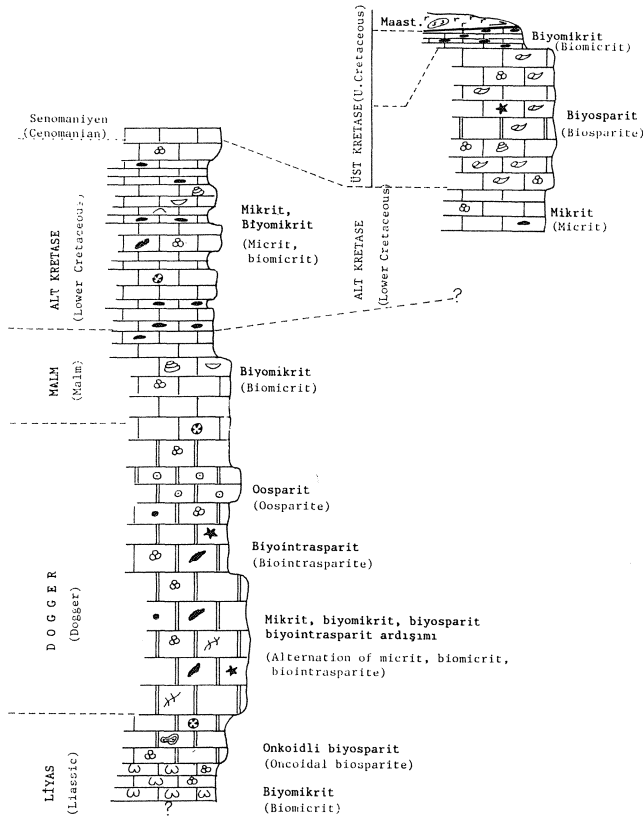
Şekil 6. Munzur kireçtaşı'nın Ayıkayası Tepe referans kesiti

Figure 6. Ayıkayası hill reference section of the Munzur limestone.

türemiş çok sayıda blok bulunmaktadır. Dolayısıyla karışığın Munzur kireçtaşı'nın çökelinin ardından ve Kampaniyen'den sonra geliştiği, kireçtaşı bloklarının çökelim havzasına taşındığı anlaşılmaktadır. Eriç karışığı inceleme alanının birçok yerinde Eosen yaşlı Dedek formasyonu tarafından uyumsuz olarak örtülmektedir. Ayrıca Özgül ve diğ. (1981), karışığın üst Maastrichtiyen yaşlı resifal kireçtaşlarıyla uyumsuz olarak örtüldüğünü belirtmektedirler. Bu veriler birimin Geç Kampaniyen-Erken Maastrichtiyen'de, oldukça duraysız koşulların etkin olduğu bir ortamda geliştiğini kanıtlar.

Eriç karışığı okyanus kabuğu ve karbonat platformundan oluşan bir temel üzerinde iki ayrı ortamda gelişmiştir. Kırılan okyanus kabuğunun ekaylanarak platforma tırmanmaya başlamasıyla, karbonat platformunun kenarı parçalanmış ve hızla çökmüştür. Böylece faylarla kontrol edilen ve duraysız koşulların etken olduğu havzalar oluşmuştur. Tabanı okyanus kabuğu ve platform kireçtaşlarından oluşan havzalar içerisinde karışığın matriksini oluşturan pelajik çökellerle birlikte, yükselen ofiyolit dilimlerinden ve platform kireçtaşlarından türeyen malzeme şevlere bağlı olarak taşınmıştır. Havzanın kuzeyinde, okyanus kabuğu üzerinde gelişen radyolaritler ve splitik volkanitler, daha sonraki ofiyolit yüklemesi sonucu oluşan olistromal ni-

MUNZUR DAĞLARI



Şekil 7. Munzur kireçtaşı'nın Kurudere lektostratotipi ile Ayıkayası Tepe referans kesitinin denştirilmesi.

Figure 7. Correlation of Kurudere lectostratotype and Ayıkayası Hill reference section of the Munzur limestone.

telikli havza içerisine aktarılmışlardır. Okyanus kabuğunun kırılması ve ekaylanması sırasında, okyanus kabuğu üzerindeki volkano-tortul çökellerin metamorfizmaya uğraması sonucu gelişen amfibolit ve yeşilşist türü metamorfitler de aynı zamanda havzaya taşınmıştır. İzleyen dönemlerde ekay dilimlerinin birbiri üzerine hareketleri sırasında ofiyolit dilimlerinin önünde gelişen karışık üzerine, ofiyolitik istif bindirmiş ve ofiyolitlerde platform kireçtaşları üzerine itilmiştir. Böylece başlangıçta düzenli gelişen istifler, daha sonra kaotik bir durum kazanmış ve en son bindirmelere bağlı olarak büyük boyutlu, keskin kenarlı ve faylı yüzeyli bloklar karışığa katılmıştır.

Yakuplu plütönu (Paleosen)

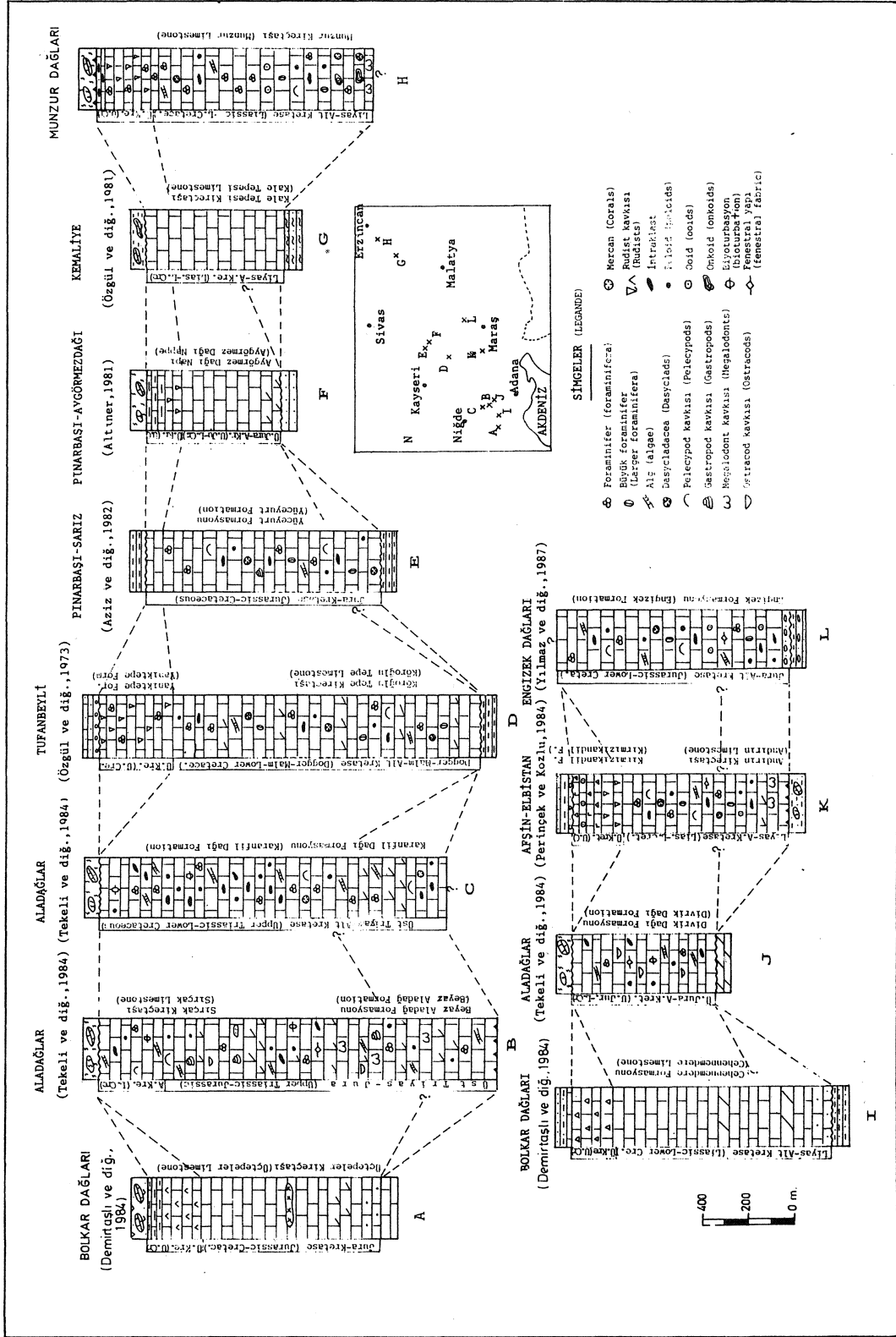
Granodiyoritten kuvarslı diyorite değişen fasiyelerde plütönik kayaçlardan oluşan birim, litodem mertebesinde ele alınarak Yakuplu plütönu olarak adlandırılmıştır. Plütön, çalışma alanında Munzur kireçtaşı ve Uluymaç ofiyoliti içerisine sokulum yapmıştır. Bu sokulumla bağlı olarak çevre kayaçlar dokanak metamorfizmasına uğramışlardır. Çalışma alanında masifi üstleyen herhangi bir birim görülmemektedir. Ancak

Eosen yaşlı Dedek formasyonu'nun tabanındaki konglomeralarda plütöna ait çakıllar bulunmuştur. Plütönün büyük bölümünü tonalit, trondjemit, kuvarslı diyorit ve grandiyorit bileşimli kayaçlar oluşturur. Kenarlara doğru porfirik dokulu mikrotonalit ve mikrodiyoritlere geçilir. Bu birimler birbiriyle sık sık yanal ve düşey yönde geçişlidirler. Yakuplu plütönu içerisinde izlenen bu değişik fasiyeler sınıflandırabilmek için modal analiz denenmiş ve istatistik bir değerlendirme yapılmıştır (Şekil 9). Elde edilen değerler QAP diyagramına uyarlanmış, ayrıca örneklerin doygunluk indisi (SAT), renk indisi (COL) ve feldispat indisi (FELDS) değerleri bulunmak granitoyid sınıflamasında kullanılmıştır.

Yazgan (1983, 1984), Munzur kireçtaşı'nı kesen amfibol kuvarsmonzodiyorit tip intrüzyonların yaşını K/Ar radyometrik yaş tayini yöntemiyle 37.2 ± 2.5 ve 44.5 ± 2.5 my olarak bulmuştur. Bu yaş Eosen-Erken Oligosen'e karşılık gelmektedir. Tunç ve diğ. (1991), İliç ve çevresinde yüzeyleyen Çöpler granitoyidi adını verdikleri plütönün yaşı konusunda Yazgan (1983, 1984) tarafından verilen verileri kullanmışlardır. Yazarlar, Divriği yöresinde yüzeyleyen siyenit ve siyenit-monzonit bileşimindeki Dumluca granitoyidi'nin çakıllarının Eosen ve daha genç birimler içerisinde bulunması nedeniyle, sokulumun Eosen öncesi geliştiğini belirtmişlerdir. Koşal (1973), Dumluca granitoyidi'ne ait çakılların Eosen yaşlı bilimlerin taban konglomerasında bulunmaması ve plütönün, serpantin ve Mesozoyik kireçtaşlarını kesmesi nedeniyle intrüzyonun yaşını Eosen sonu olarak kabul etmiştir. Zeck ve Ünlü (1987, 1988a, 1988b) ise Divriği yöresinde yeralan kuvarslı siyenit, diyorit bileşimindeki Murmano plütönu'nun Divriği ofiyolit kamaşığına ait serpantinler içerisine sokulum yaptığını, Rb-Sr yöntemiyle plütönün sokulum yaşının 110 ± 5 my olduğunu savunmuşlardır.

Bütün bu plütönik kayaçlarda ortak olan petrografik benzerlik ve aynı orojenik bir kuşakta yer almalarıdır. Ancak bu ortak niteliklerin, bütün bu kayaçların mutlaka eş yaşlı olmasını gerektirmeyeceği de açıktır. Nitekim Zeck ve Ünlü ile, örneğin Yazgan'ın bulunduğu değerler ve sonuçlar farklılıklar göstermektedir. Özel olarak Yakuplu plütönu'nun yaşına ilişkin sağlıklı olarak söylenebilecekler şunlardır:

Divriği yöresinde Dumluca granitoyidi ve Murmano Plütönu olarak adlandırılan intrüzyonlar, inceleme alanında gerek Yazgan'ın çalıştığı ve gerekse Tunç ve diğ. tarafından Çöpler granitoyidi olarak adlandırılan ve bu çalışmada Yakuplu plütönu adı verilen kayaçlarla oluşum ve köken ilişkileri açısından benzer özelliklere sahiptir. Her iki yöredeki plütön, ofiyolitik kayaçlar ve Mesozoyik yaşlı kireçtaşları içerisine sokulum yapmıştır. İnceleme alanında yeralan Munzur kireçtaşı çökelemini Erken Kampaniyen'de tamamlamıştır. Uluya-



Şekil 8. Doğu Toros Bölgesi'nde yer alan Jura-Kretase yaşlı karbonatlı istiflerin denetştirme tablosu.
 Figure 8. Correlation chart of Jurassic-Cretaceous carbonates exposed in the Eastern Taurid region.

MUNZUR DAĞLARI

KAYAÇ TÜRÜ	Q	F	Pl	Bi	H	İz	SAT	COL	FELDS
TONALİT	32.4	2.2	50.2	5.6	7.2	2.4	38.2	15.2	4.2
	20.2	8.4	57.8	4.8	5.2	3.6	23.4	13.6	12.7
	29.6	5.1	52.3	6.0	5.9	1.1	34.0	13.0	8.9
	27.0	3.0	57.0	4.0	8.0	1.0	31.0	13.0	5.0
	23.5	2.0	62.5	5.0	5.5	1.5	26.7	12.0	2.1
	25.0	3.5	58.0	5.5	7.0	1.0	28.9	13.5	5.7
	32.0	0.5	55.5	4.5	6.0	1.5	36.4	12.0	0.9
	24.0	3.5	60.0	6.6	4.0	2.0	27.4	12.5	5.5
KUVARSLI DIYORİT	12.0	2.0	59.0	2.0	21.0	1.0	16.4	27.0	3.3
	14.0	--	58.5	12.5	12.0	3.0	19.3	27.5	--
	16.0	3.0	70.0	2.5	5.0	3.5	18.0	11.0	4.1
TRONDJEMİT	41.5	3.8	44.5	9.3	--	1.0	46.2	10.2	7.9
	41.0	1.5	45.8	8.0	--	3.8	46.4	11.7	3.2
GRANODİYORİT	26.5	13.0	40.3	8.0	9.3	3.1	33.2	20.2	24.4
MİKROTONALİT	36.0	4.0	52.0	4.0	2.0	2.0	39.1	8.0	7.1
	29.5	--	57.0	6.0	3.5	4.0	34.1	13.5	--
	27.5	1.0	64.5	2.0	5.0	--	29.6	7.0	1.5
MİKRODİYORİT	2.0	--	64.5	3.5	25.5	4.5	3.0	33.5	--

Şekil 9. Yakuplu plütönü'na ait modal analiz sonuçlarını gösterir tablo.

Figure 9. Table showing modal analyses results of Yakuplu plutone.

maç ofiyoliti ise bölgeye Geç Kampaniyen-Erken Maastrihtiyen'de yerleşmiştir. Bu veriler plütönün yaşının Maastrihtiyen sonrası olabileceğini kanıtlar. Eosen yaşlı Dedek Formasyonunun taban konglomerasında granitoyide ait çakılların olabileceğini gösterir. Bölgede intrüzyonların en erken Geç Kretase'de yerleşmeye başladığı ve yerleşimin Eosen sonuna kadar değişik aşamalarda sürdüğü söylenebilir. Haslar andeziti (Paleosen)

Başlıca andezitlerden ve kuvarşlı andezitlerden oluşan birim, Uluyamaç ofiyoliti'ni kesmekte ve Eosen yaşlı Dedek formasyonu'yla uyumsuz olarak örtülmektedir. Haslar Tepe'nin kuzey yamacında Eosen yaşlı Dedek formasyonu'nun taban konglomerasında, birime ait iri çakıl ve bloklar yer almaktadır. Formasyonun yaşı jeolojik verilerden Paleosen olarak kabul edilmiştir. Haslar andeziti'nin genel uzanımı Yakuplu plütönü ile uyumludur. Birimin kayatürü özellikleri, mineral içeriği, dokusal özellikleri gözönüne alındığı zaman, aynı yaşlı Yakuplu plütönü ile benzer oldukları ve plütönün kenar zonlara doğru dokusal olarak Haslar andeziti'ne geçtiği gözlenir. Bu veriler Haslar andeziti'nin plütönü oluşturan magmatizma sırasında aynı kökenden geliştiğini ortaya koymaktadır.

Dedek formasyonu (Eosen)

Başlıca kırıntılı kayalar, kireçtaşı ve kalın volkanitlerden oluşan birim, kendisinden yaşlı birimleri uyumsuz olarak örter. Üstten ise, Kemah İlçesi civarın-

SERİ (Period)	FORMASYON (Formation)	ÜYE (Number)	KAYATÜRÜ (Lithology)	AÇIKLAMALAR (Explanations)
OSEN (Eocene)	DEDK FORMASYONU (Dedek Formation)	DOLUGÜN	23	Andezit; koyu gri renkli (Andesite; dark grey colored)
			35	Tüf ve tüffit ardışımı (Alternation of tuff and tuffite)
			8	Kireçtaşı, kumlu kireçtaşı; Nummulites ve pelecypodu. (Limestone, sandy limestone; bearing Nummulites and pelecypods).
			5	Kumtaşı, ince çakıltaşı (Sandstone, thin conglomerate)
			3	Taban konglomerası (basal conglo.)
				Regolit (regolith)
				Uluyamaç Ofiyoliti (Uluyamaç Ophi.)

Şekil 10. Dedek formasyonu'nun Dedek Köyü'nün güneybatısında ölçülen referans kesiti.

Figure 10. Reference section of Dedek Formation measured in the southwestern part of Dedek Village.

da Miyosen yaşlı Kemah Formasyonu tarafından açılal uyumsuzlukla örtülür.

Dedek formasyonu başlıca iki farklı fasiyesteki kayagrubundan oluşmaktadır. Bu fasiyeler birbirleriyle yanal ve düşey yönde dereceli geçişlidirler. Formasyon tabandan tavana doğru şöyle bir istiften oluşur:

1) Taban konglomerasıyla başlayan, sarımsı renkli, bol makrofosilli, ince-orta, yer yer kalın tabakalanmalı, kumlu kireçtaşı, kireçtaşı, kumtaşı, tüf ve tüffit ardışımı. Bu alt düzey sahada formasyonun genel niteliğinden kolayca ayırt edilebilecek kayatürü niteliğinden dolayı üye mertebesinde Dolugün üyesi olarak adlandırılmıştır (Şekil 10).

2) Formasyonun büyük bölümünü oluşturan, gri-koyu gri renkli, nadiren kumtaşı ve kumlu kireçtaşı aratabakalı, andezitik lav, tüf ve aglomera ardışımı (Şekil 11).

Formasyonun taban seviyesini oluşturan Dolugün üyesi içerisinde saptanan *Nummulites* sp., *Discocyclina* sp. gibi fosillerle birime genel olarak Eosen yaşlı verilmiştir. Üst seviyeleri oluşturan kalın volkanitlerin tabandaki tortul seviyelerle yanal ve düşey yönde geçişli olması, Dedek formasyonunun tümüyle Eosen yaşlı olabileceğini kanıtlar.

SERİ (Period)	KALINLIK (Thickness)	KAYATÜRÜ (Lithology)	A Ç I K L A M A L A R (Explanations)	
E O S E N (Eocene)	250 m.	Kemah Formasyonu	Kemah Formasyonu (Kemah Formation)	
		Andezitik lav, tuf ve aglomera ardışımı.	(Alternation of lava, tuff and agglomerate)	
		Gri-mavimsi renkli tuf ve tüffitler	(Bluish-grey colored tuffs and tuffites)	
		Aglomera ve tuf ardışımı	(Alternation of tuff and agglomerate)	
		Taban konglomerası	(Basal conglomerate)	
		Eriç Karışığı	(Eriç Melange)	
		45 m.		
		66 m.		

Şekil 11. Dedek Formasyonu'nun Postu deresinde ölçülen referans kesiti.

Figure 11. Reference section of the Dedek formation measured in the Postu creek.

Dedek Formasyonu'nun kayatürü özellikleri, volkanizmanın etken olduğu yüksek enerjili sıg ve ılık bir denizel ortamın varlığını gösterir. Taban seviyelerini oluşturan kireçtaşları ve kumlu kireçtaşları içerisinde çok bol bulunan *Nummutites*, *Discocyclina*, *Alveolina*, Pelesipod, gastropod ve ekinit fosilleri, başlangıçta volkanizmanın etkin olmadığı sıg bir denizin göstergesidir. Üst seviyelere doğru tortul arakatıkların azalışı ve kalın lav ve piroklastitlerin görülmesi volkanizmanın etkinliğini arttırdığını ve patlayıcı nitelikte geliştiğini gösterir.

Kemah formasyonu (Miyosen)

Birim inceleme alanında Kemah İlçe merkezinin kuzeyinde ve doğusunda Fırat nehri boyunca yüzeylenmektedir. Bölgenin en genç birimi olan Kemah formasyonu Dedek formasyonu üzerine aşıl uyumsuzlukla gelmektedir.

İnceleme alanında formasyonun taban seviyelerine oluşturan, 20-30 m kalınlığında sarı ve külrenkli, kalınmasif tabakalı kireçtaşları yer almaktadır. Birim üst seviyelere doğru kırıntılı fasiyeste gelişmiş kumtaşı, konglomera, kiltası ve marnlarla sürer. Kireçtaşları ta-

ban seviyelerde breşik görümlü ve bol kavkıdır. Pelesipod, gastropod, ekinit ve mercan makrofosilleri içerirler. Kemah Formasyonu'nun taban seviyelerini oluşturan kireçtaşları içerisinde saptanan; *Austrotrillina howchini* Schlumberger, *Miogypsinoides complanatus* (Schlumberger), *Amphistegina lessoni* d'Orbigny, *Peneroplis evolutus* Henson, *Archaias kirkukensis* Henson, *Miogypsina irregularis* Michelotti, *Miogypsinoides grandipustulus* Cole, *Austrotrillina paucialveolata* Schlumberger, *Peneroplis thomasi* Henson gibi fosillerle birime Akitaniyen-?Burdigaliyen yaşı verilmiştir (Özer, 1992).

Kemah Formasyonu'nun mikrofasiyel özellikleri ve fosil içeriği oldukça sıg ve ılık bir gel-git ortamını gösterir.

Sparitik bir çimento içerisinde çeşitli foraminifer cinslerinin, kırmızı alg, byrozoa, pelesipod ve gastropod kavkılarının görülmesi ortamın yüksek enerjili olduğunu kanıtlar.

SONUÇLAR

1) Lias-Kampaniyen yaşlı Munzur kireçtaşı, geniş bir karbonat platformunun evrimine bağlı, birbirini izleyen lagün, karbonat düzlüğü, bank ve açık deniz koşullarında çökelmiştir.

2) Munzur Kireçtaşı'nın en üst seviyelerini oluşturan Globotruncanidae'li biyomikritler, ofiyolit yerleşimi sırasında çöken karbonat platformu üzerinde gelişmiştir.

3) Uluyamaç Ofiyoliti Jura-Kretase aralığında, Munzur kireçtaşı'nın oluşumuyla aynı zamanda okyanusal bir havzanın ürünü olarak gelişmiştir.

4) Eriç karışığı tabanı okyanus kabuğu ve karbonat platformundan oluşan iki ayrı ortamda gelişmiş olup, okyanus kabuğu üzerinde gelişen, matriksini radyolaritlerin oluşturduğu melanj, daha sonraki tektonik hareketlere bağlı olarak, karbonat platformu üzerinde çökel ilişkili gelişen ve olistostromal nitelikli havzaya aktarılmıştır.

5) Ofiyolitli karışık içerisinde bloklar şeklinde izlenen amfibolit ve yeşilist fasiyesindeki metamorfik kayalar okyanusal kabuk üzerinde birikmiş volkanotortul çökellerin yükselen ofiyolit dilimleri altında derinlere gömülerek metamorfizmaya uğraması sonucu oluşmuşlardır.

6) Başlıca tonalit, trondjemit, kuvarslı diyorit ve granodiyorit bileşimli kayalardan oluşan Yakuplu plütonu Paleosen'de Munzur kireçtaşı ve Uluyamaç ofiyoliti içerisine yerleşmiştir.

MUNZUR DAĞLARI

7) Munzur kireçtaşı, Uluyamaç ofiyoliti ve Eriç karışığı Geç Kretase döneminde okyanus kabuğunun dilimlenmesi ve birbiri üzerine ilerlemesi sonucu gelişmiş tektonik dokanaklarla ayrılırlar.

KATKI BELİRTME

Bu çalışma, yazarın KTÜ Fen Bilimleri enstitüsü'ne sunduğu ve kabul edilen doktora tezinin bir bölümünü içermektedir. Bu nedenle tez çalışmasını yöneten Prof. Dr. Türker ÖZSAYAR'a teşekkür ederim. Ayrıca olumlu eleştirilerinden yararlandığım Prof. Dr. Yücel YILMAZ'a, paleontolojik tayinleri yapan Dr. Kemal TAŞLI, Dr. Sibel ÖZGÜR, Yrd. DoçDr. Mehmet SAKINÇ ve Jeo.Yük.Müh. Kemal ERDOĞAN'a ayrı ayrı teşekkürlerimi sunarım.

DEĞİNİLEN BELGELER

Altiner, D., 1981, Recherches Stratigraphiques et Micropaleontologiques au NW de Pınarbaşı (Taurus oriental Turquie): de Geneve, Thése, 450 s.

Arni, P., 1939, Geologische Aufnahmen Zwischen Fırat und Çaltısu: M.T.A. Rapor No:901, Ankara (yayınlanmamış).

Aziz, A., Erakman, B., Kurt, G. ve Meşhur, M., 1982, Pınarbaşı-Sarız-Gürün İlçeleri Arasında Kalan Alanın Jeoloji Raporu: TP AŞ Rapor No: 1601 (yayınlanmamış).

Baykal, F., 1953, Çimen ve Munzur Dağları Mintikasında Jeolojik Etüdlar: M.T.A. Rapor No:2058, Ankara (yayınlanmamış).

Bergougnan, H., 1975, Doğu Anadolu'da Avrupa ve Arabistan Bloklarının Çarpışması: (çev.O.Yılmaz), Yerbilimleri, 1,31-41.

Bergougnan, H., 1987, Etudes Geologiques dans L'est Anatolien: Mem.des Sci.de la Terre, Université Pierre et Marie Curie, Thése de Doctorat d'état, 86-33, Paris.

Demirtaşlı, E., Turhan, N., Bilgin, A.Z. and Selim, M., 1984, Geology of the Bolkar Mountains: In: Tekeli, O. and Göncüoğlu, M.C (eds), Geology of the Taurus Belt, 125-142.

Ketin, İ., 1945, 64/3 Paftası ile 63/1 Paftası üzerinde Ovacık Bölgesine ait Jeolojik Rapor: M.T.A. Rapor No: 1628 Ankara (yayınlanmamış).

Koçyiğit, A., 1990, Üç Kenet Kuşağının Erzincan Batısındaki (KD Türkiye) Yapısal ilişkileri: Karakaya, İç Toros ve Erzincan Kenetleri. Türkiye 8. Petrol Kongresi Bildiriler Kitabı, 152-160.

Coşal, C., 1973, Divriği A-B-C Demir yataklarının jeolojisi ve oluşumu üzerine çalışmalar: M.T.A. Dergisi, 81-1,22, Ankara.

Kozlu, H., Günay, Y., Dercourt, J., Cross, P. ve Bellier, J.P., 1990, Doğu Toros Bölgesinde Neo-Tetis'in Konumu: Türkiye 8. Petrol Kongresi Bildiriler Kitabı, Ankara, 387-402.

Kurtman, F., 1961, Munzurlarda Kemah ve Ovacık bölgelerine ait petrol istikşaf etüdü: M.T.A. Rapor No: 22, Ankara (yayınlanmamış).

Nebert, K., 1955, Munzur Dağı'nın Jeolojisi: M.T.A. Rapor No: 2513, Ankara (yayınlanmamış).

Özer, E., 1992, Munzur Dağları'nın jeolojisi ve Tektonik özellikleri: KTÜ Fen Bilimleri Ens.Doktora Tezi, Trabzon (yayınlanmamış).

Özgül, N., 1976, Torosların bazı temel jeolojik özellikleri: T.J.K. Bülteni, 19/1,65-78.

Özgül, N., Metin, S., Göğler, E., Bingöl, İ., Baydar, O. ve Erdoğan, B., 1973, Tufanbeyli Dolayının Kambriyen-Tersiyer Kayaları: T.J.K. Bülteni, 16/1, 82-100.

Özgül, N., Turşucu, A., Özyardımcı, N., Şenol, M., Bingöl, İ. ve Uysal, S., 1981, Munzur Dağları'nın Jeolojisi: M.T.A. Rapor No: 6995, Ankara (yayınlanmamış).

Özgül, N. ve Turşucu, A., 1984, Stratigraphy of the Mesozoic Carbonate Sequence of the Munzur Mountains (Eastern Taurides): In: Tekeli, O. and Göncüoğlu, M.C. (eds), Geology of the Taurus Belt, Ankara, 173-181.

Perinçek D. and Kozlu, H., 1984, Stratigraphy and Structural Relations of the Units in the Afşin-Elbistan-Doğanşehir Region (Eastern Taurus): In: Tekeli, O. and Göncüoğlu, M.C. (eds), Geology of the Taurus Belt, 181-198.

Read, J. F., 1982, Carbonate Platform of Passive (Extensional) Continental Margin Types Characteristic and Evolution: Tectonophysics, 81,192-212.

Ricou, L.E., 1981, Toroslar'ın Helenidler ve Zagridler Arasındaki Yapısal Rolü: T.J.K. Bülteni, 23, 101-118.

Ricou, L.E., Marcoux, J. and Whitechurch, H., 1984, The Mesozoic Organization of the Taurides: One or Several Ocean Basins: In: Robertson, A.H.F. and Dixon, J.E. (eds.), Geological Evolution of the Eastern Mediterranean, 349-359.

Robertson, A. H. F. and Dixon, J. E., 1984, Introduction: Aspects of the Geological Evolution of the Eastern Mediterranean: In: Geol. Evol. East. Mediterranean, 1-74.

Şengör, A.M.C. ve Yılmaz, Y., 1981, Türkiye'de Tetis'in Evrimi, Levha Tektoniği Açısından bir yaklaşım: T.J.K. Yerbilimleri özel dizisi, 1, Ankara.

- Tekeli, O., Aksay, A., Ürgün B. M. and Işık, A., 3984, Geology of the Aladağ Mountains: In: Tekeli, O. and Göncüoğlu, M.C. (eds), Geology of the Taurus Belt, 143-158.
- Thuizat, R., Whitechurch, H., Montigny, R. and Juteau, T., 1981 K-Ar Dating of Some Infra-ophiolitic Metamorphic Soles from the Eastern Mediterranean: New Evidence for Oceanic Thrustings Before Obduction, Earth Planet. Sci. Lett., 52, 302-310.
- Tunç, M., Özçelik, O., Tutkun, Z. ve Gökçe, A., 1991, Divriği-Yakuplu- İliç-Hamo (Sivas) yöresinin temel jeoloji özellikleri, Doğa, 15, 225-245.
- Whitechurch, H., Juteau, T. and Montigny, R., 1984, Role of the Eastern Mediterranean Ophiolites (Turkey, Syria, Cyprus) in the History of the Neo-tethys: In Robertson, A.H.F. and Dixon, J.E. (eds). Geological Evolution of the Eastern Mediterranean, 301-318.
- Yazgan, E., 1983, A Geotraverse Between the Arabian Platform and the Munzur Nappes: Int. Symp. Geol. Taurus Belt, 26-29 September, Ankara, Guide Book.
- Yazgan, E., 1984, Geodynamic Evolution of the Eastern Taurus Region: In: Tekeli, O. and Göncüoğlu, M.C. (eds), Geology of the Taurus Belt, Ankara, 199-209.
- Yılmaz, A., 1985, Yukarı Kelkit Çayı ile Munzur Dağları arasının temel Jeoloji özellikleri ve Yapısal Evrimi, T.J.K. Bülteni, 28/2, 79/92.
- Yılmaz, Y., Yiğitbaş, E. ve Yıldırım, M., 1987, Güneydoğu Anadolu'da Triyas Sonu tektonizması ve Bunun Jeolojik Anlamı, Türkiye 7. Petrol Kongresi Bildiriler Kitabı, Ankara, 65-77.
- Yılmaz, C., 1991, Munzur Kireçtaşı'nın Çökme Koşulları ve Mikrofasiyes özellikleri, K.T.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü, Doktora tezi, Trabzon (yayınlanmamış).
- Zeck, H.P. and Ünlü, T., 1987, Parallel Whole Rock isochrons from a composite, monzonitic Plüton, Alpine Belt, Central Anatolia, Turkey: N. Jb. Min. Mil., 5, 193-204.
- Zeck, H. P. and Ünlü, T., 1988a, Alpine Ophiolite Obduction Before 110+5 Ma Ago, Taurus Belt, Eastern Central Turkey: Tectonophysics, 145, 55-62.
- Zeck, H.P. and Ünlü, T., 1988b, Murmano Plütonu'nun Yaşı ve Ofiyolitle Olan İlişkisi (Divriği-Sivas), M.T.A. Dergisi, 108, 82-97.

Sürmene (Trabzon) yöresi bazaltlarının jeolojik yerleşimi ve jeokimyası

Geological setting and geochemistry of the Sürmene area basalts (Trabzon, NE Türkiye)

Bülent YALÇINALP

Karadeniz Teknik Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü,
Trabzon

Öz

Pontid Tektonik Birliği'nin Kuzeydoğu Zonu'nda yer alan inceleme alanında bazaltlar, Liyas ve Üst Kretase yaşlı olmak üzere ilk ayrı seviyede gözlenirler. Aralarında petrografik ve ayrışma bakımından belirgin farklılıklar vardır. Yöre bazaltları adayayı ortamında gelişmiş olup, Liyas'ta toleyitik; Üst Kretase'de ise kalk-alkali karakterli volkaniklerden oluşmuştur.

Abstract

The study area is located on the NE Zone of the Pontid Tectonic Unit. The basalts outcropping in the study area are observed in two different levels as Liassic, and Upper Cretaceous age-levels. There are distinct dissimilarities between them with regard to their petrographic and alteration character. The basalts of Upper Cretaceous age are calc-alkali and the Liassic ones are tholeiitic in composition.

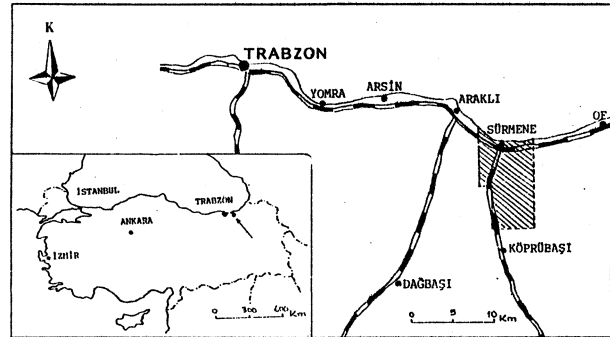
GİRİŞ

Bu çalışmanın amacı, yaş veren tortul birimlerin çok az bulunduğu Doğu Pontid Kuzey Zonu'ndaki Liyas yaşlı bazaltların en kuzeyde yüzeyleşmiş örneği olan yöre bazaltlarının ve Üst Kretase yaşlı bazaltların petrografik ve petrolojik özelliklerini irdeleyerek kökensel yorumlarını yapmak ve bölgede çalışan araştırmacıların incelemelerine katkıda bulunmaktır.

İncelenen bölge Trabzon'un 25 km doğusunda olup, 1/100.000 ölçekli Trabzon G 44 paftası içinde yer alır (Şekil 1). Birçok araştırmacı yöreyi de içine alan bölgede jeolojik ve cevherleşme yönünden inceleme yapmışlardır. Sürmene yöresindeki en eski incelemeyi Atabek (1940) pirit ve spekülait mineralleşmelerinin genel jeolojik ve mineralojik özelliklerini saptayarak yapmıştır. Alpan (1970) Sürmene-Of arasındaki sahanın jeolojik etüdünü yaparak, yöredeki dasitleri ilk defa "Cevherli dasit" ve "Mor dasit" olarak ayırtlamışlardır. İğdir (1971) ise yörenin maden mineralleri bakımından önemli olduğunu belirtmiştir.

GENEL JEOLOJİ

İnceleme alanı Pontid Tektonik Birliği'nin (Ketin, 1966) Kuzey Zonu'nda yer alır. Sahadaki en yaşlı birim, tabanı gözlenemeyen Liyas yaşlı Pontid Alt Bazik Karmaşığı'dır (Şekil 2). Bazalt, andezit, diyabaz ve bazaltik bileşimli piroklastiklerden oluşan kayalar yer yer spilitleşmiş veya keratofirleşmişlerdir. Yöre de bu



Şekil 1. İnceleme alanının yer bulduru haritası.

Figure 1. Location map of the investigation area.

karmaşığın üzerine ince bir kristalize kireçtaşı seviyesi gelmektedir. Bunlar fosilli olup, *Calpinonella cf. undelbides* (Colom) ve *Trocholina alpina* (Leupold) fosilleri içeriğiyle Malm-Alt Kretase yaşını vermektedir.

Alt-Üst Kretase sınırında sokulum yaptığı tahmin edilen granitoid, tonalit ve kuarşlı diyorit bileşiminde olup, yörede en az mostra veren birimdir. Granitoid, kendinden daha yaşlı olan Pontid alt bazik karmaşığı içinde pirometasomatik spekülait, manyetit ve pirit mineralleşmelerinin oluşmasını sağlamıştır.

Üst Kretase'den daha yaşlı olan birimleri uyumsuz olarak üstlediği kabul edilen (Gedikoğlu, 1978; Van 1990) Bekçiler formasyonu, Cevherli dasit ile Dikkaya

SÜRMENE BAZALTLARI

dasiti'nden oluşur. İnceleme alanının önemli bir kesimini oluşturan Cevherli dasitler, çoğunlukla tüf karakterli olup daima her kesiminde pirit ve kalkopirit gibi cevher minerali içerir ve yoğun hidrotermal ayrışma nedeniyle kalsit, serisit, silis gibi minerallerce zengindir. İnceleme alanının doğusunda Baştımar ve Kutlular bakır yatakları bu dasitlere bağlı olarak gelişen masif sülfür yataklarıdır. Dikkaya dasiti ise ayrışma göstermez; çoğunlukla lav karakterindedir ve Cevherli dasitlerle kesin sınırları vardır. İnceleme alanında Aksu Deresi vadisinde Dikkaya dasiti'nin Cevherli dasitleri keserek yerleştikleri görülmektedir.

Senoniyen yaşlı Hamsiköy tortul-volkanik karmaşığı. Bekçiler formasyonu'nu uyumlu olarak üstler. Doğu Karadeniz Bölgesi'nde çalışan araştırmacılar (Gediköglü, 1978; Pelin ve diğ., 1982; Van, 1990) bu karmaşığı oluşturan volkanik (Kıranoba birimi) ve tortul (Çamlıbel birimi) birimlerin birbiriyle olan konumlarının ve yayılımlarının yersel olarak değiştiğini belirtmişlerdir. Sürmene yöresinde karmaşığın önemli miktarını Çamlıbel Bilimi oluşturmaktadır. Birim ince katmanlı kumtaşıyla başlar ve kumlu kireçtaşı, killi kireçtaşı, biyomikrit, kiltası, marn, tüf, tüfit aralanması şeklinde devam eder. Bu seviyelerin stratigrafik diziliminde belli bir sıralanma yoktur. Örneğin, seri Çiftesu Köyü yöresinde kumtaşlarıyla; Balıklı yöresinde ise kırmızı renkli biyomikritlerle başlar. Çamlıbel Birimi'nin yaşı, biyomikrit seviyelerinde tespit edilen paleontolojik verilere göre Kampaniyen-Maastrichtiyen olarak saptanmıştır. Kıranoba bilimi ojit bazalt ve bazaltik piroklastikler karakterinde olup yersel olarak izlenirler. Yöredeki en genç oluşuklar Manahoz Çayı vadisindeki alüvyonlardır.

BAZALTLARIN PETROGRAFİSİ VE JEOKİMYASI

Pontid alt bazik karmaşığı içindeki bazaltlar koyu kahverengi ve bordo renkte, oldukça ayrışmış ve kırıklı yapıdadırlar. Bol olan gözenekleri kalsit, klorit ve epidot mineralleriyle doludur. Mikroskobik incelemelerde mikrolitik porfirik ve mikrolitik entersertal dokular gözlenir. Plajiyoklazlar % 60-80 içeren labrador ve bitovnit cinsi olup iri kristaller ve mikrolitler şeklinde bulunur. Kısmen ayrışarak kalsit ve serisite dönüşmüştür. Oldukça bol olan ojitler kısmen klorit ve kalsite; daha nadir olarak ta uralitleşme sonucu aktinota dönüşmüşlerdir. Genellikle olivin bulunmamasına karşın bir kaç kesitle iri olivin kristallerine rastlanmıştır. Özşekilli olup çoğunlukla kenar kısımları iddingsite diğer kısımları ise serpentine dönüşmüşlerdir.

Pontid alt bazik karmaşığına ait bazaltlarda hemen her zaman görülen opak minerallerin çoğunluğunu pirit oluşturur. İkincil mineral olarak gerek gözenek dolgusu, gerekse birincil minerallerin yanında pistaşit, klinozoisit, penin, kalsit ve seyrek olarak ta zeolit mineralleri görülür.

Üst Kretase yaşlı Kıranoba birimine ait bazaltlar, Liyas yaşlı bazaltlara oranla daha az ayrışmışlardır. Bu nedenle sert ve yalçın topografyalar vermesiyle kolayca tanınırlar. Yeşilimsi siyah renk gösteren kayaçta ojit kristallerinin yer yer 0.5 cm büyüklüğünde oldukları görülmektedir. Mikroskobik incelemelerde mikrolitik porfirik doku izlenir. Plajiyoklas cinsi %54-68 An. içeren labradordur. Ojit mineralleri nisbeten oldukça az ayrışma gösterirler. Olivin küçük tanecikler şeklinde izlenir. Ayrıca Üst Kretase yaşlı bazalt örneklerinin çoğunda hipersten saptanmıştır. Dik sönmesi, düşük çift kırılması

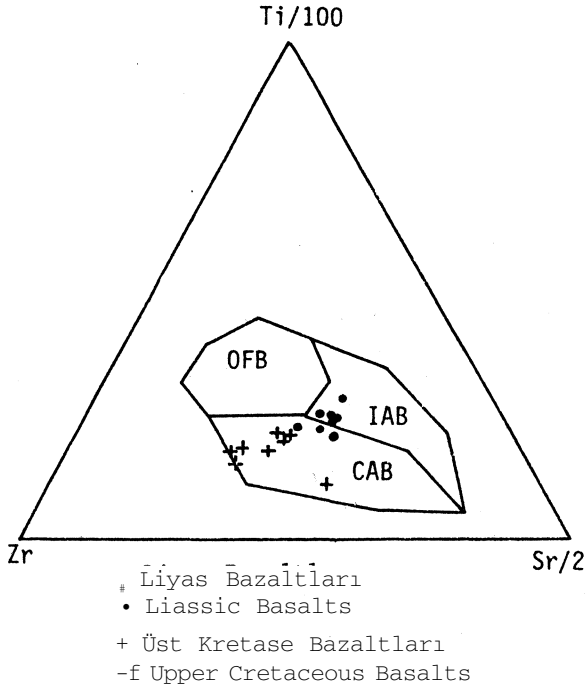
Çizelge 1. Sürmene (Trabzon) yöresi bazaltlarının ana ve bazı iz element analiz değerleri.

Table 1. Major and some trace element analysis values of the Sürmene (Trabzon) area basalts.

		LİYAS YAŞLI BAZALTLAR LIASSIC AGED BASALTS							
		58	65	97	98	99	152	163	166
SiO ₂	%	48.24	50.08	49.85	48.03	46.78	52.3	51.05	49.36
TiO ₂		1.11	1.17	1.07	0.88	1.16	0.92	1.03	1.3
Al ₂ O ₃		15.2	16.05	15.84	16.02	15.5	15.87	16.12	15.94
Fe ₂ O ₃		3.79	3.25	3.24	3.29	3.89	2.62	3.24	3.66
FeO		10.83	9.28	9.26	9.41	10.11	7.48	9.26	9.44
MnO		0.41	0.43	0.35	0.3	0.31	0.36	0.53	0.47
MgO		5.78	5.64	5.66	7.76	9.58	6.17	5.56	5.56
CaO		7.05	7	6.9	6.39	3.45	6.27	5.49	3.42
Na ₂ O		4.02	3.98	3.64	4.12	3.85	3.42	4.45	3.05
K ₂ O		0.37	0.33	0.51	0.52	0.35	0.42	0.32	0.3
P ₂ O ₅		0.1	0.12	0.1	0.08	0.11	0.13	0.14	0.12
H ₂ O		2.21	1.45	2.77	3.72	2.85	3.52	2.11	2.93
toplam		99.11	99.78	99.19	100.52	99.59	99.48	99.3	99.25
Sr	ppm	271	256	284	243	261	195	298	348
Rb		18	14	17	22	10	12	14	20
Zr		110	115	108	87	100	119	115	113
Y		25	19	28	25	27	34	29	20

		ÜST KRETASE YAŞLI BAZALTLAR UPPER CRETACEOUS AGED BASALTS							
		12	22	25	36	38	67	169	179
SiO ₂	%	49.82	51.88	52.31	55.18	54.47	54.43	53.22	53.8
TiO ₂		0.58	0.64	0.78	0.91	0.74	0.81	0.77	0.46
Al ₂ O ₃		15.65	15.42	15.83	15.93	16.69	16.77	15.84	14.26
Fe ₂ O ₃		2.48	2.39	1.92	2.04	1.63	2.04	2.22	2
FeO		7.94	7.68	5.48	6.67	5.42	5.83	6.34	5.71
MnO		0.19	0.29	0.15	0.31	0.24	0.22	0.27	0.18
MgO		6.17	5.4	5.36	5.6	4.36	5.03	5.17	5.44
CaO		7.84	6.59	7.68	8.01	8	7.32	7.4	8.43
Na ₂ O		3.2	3.23	4.4	1.81	4.76	3.48	4.02	5.32
K ₂ O		0.87	0.68	0.93	3.28	1.75	0.85	0.9	0.88
P ₂ O ₅		0.19	0.19	0.11	0.09	0.4	0.23	0.17	0.09
H ₂ O		2.1	1.9	2.01	2.28	2.12	3.56	3.46	3.12
toplam		99.03	100.19	99.96	99.11	100.58	100.57	98.78	99.69
Sr	ppm	127	162	172	188	186	175	170	261
Rb		26	23	29	17	28	27	28	35
Zr		106	109	112	106	113	92	85	98
Y		40	38	43	32	53	42	37	48

SÜRMENE BAZALTLARI



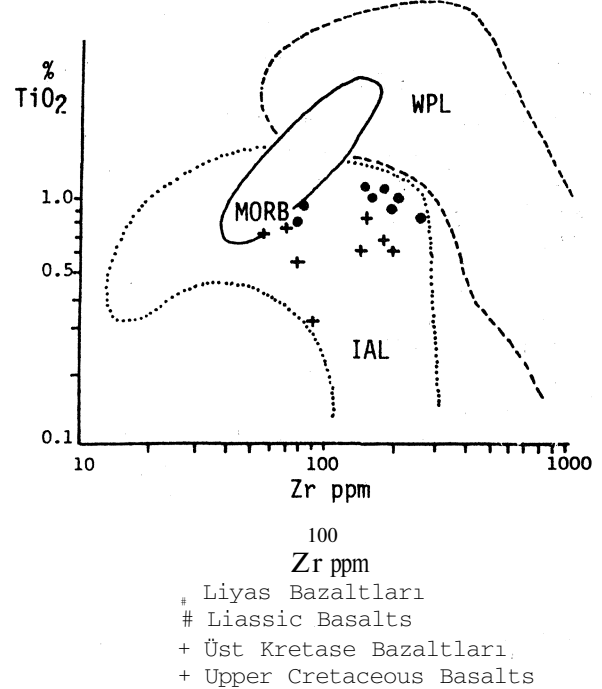
Şekil 7. Bazaltların Ti/100, Zr ve Sr/2 diyagramındaki dağılımı (Pearce ve Cann, 1973). A: Düşük potasyumlu toleyit, B: Kalkalkali bazalt, C: Okyanus tabanı bazaltı.

Figure 7. Basalts of the studied area plotted on the Ti/100, Zr and Sr/2 diagram (Pearce and Cann, 1973). A: Low potassium tholeiites, B: Calc-alkaline basalts, C: Within plate basalts.

ve negatif optik işaretiyle kolayca tanınan hiperstenin varlığı iki bazalt birimi arasında ayırtman bir özelliktir.

Liyas ve Üst Kretase bazaltlarından toplam 16 adet örneğin tüm ana element ve bazı iz element kimyasal analizleri yapılmıştır. Analiz sonuçları Çizelge 1'de verilmiştir.

Bu kayaçları kimyasal yönden daha da ayrıntılı adlandırmak için, Zanettin (1984) diyagramına uyarlandığında (Şekil 3), çoğunluğunun bazalt ve bazaltik andezit alanına düştükleri görülmektedir. Irvine ve Baragar (1971)'in AFM diyagramında çeşitli magma tiplerinin belirli elementlere göre farklılaşma gidişleri verilmiştir (Şekil 4). Liyas yaşlı bazaltları bu diyagrama koyduğumuzda tümünün toleyitik alanda toplandığı görülmektedir. Buna karşın Üst Kretase bazaltlarının ise biri hariç tümü kalk-alkali alana düşmektedir. Pearce (1976) CaO+MgO yüzdesi 13-20 arasında olan kayaçları bazalt olarak nitelemiş ve bu tür örneklerdeki ana element konsantrasyonları yardımıyla F1, F2 ve F3 fonksiyonları elde ederek bazaltların tektonik yerleşimlerini irdeleyen diyagramlar oluşturmuştur. Yöre örneklerini F1-F2 diyagramına uyarladığımızda bunların yitim zonunu



Şekil 8. Bazaltların TiO₂ -Zr diyagramında dağılımı (Pearce, 1979). IAL: Ada yayı lavları, WPB: Plaka içi bazaltları, MORB: Okyanus ortası sırtı bazaltları.

Figure 8. Basalts of the studied area plotted on the TiO₂ - Zr diagram (Pearce, 1979). IAL: Island-arc basalts, WPL: Within plate basalts, MORB: Mid-ocean ridge basalts.

karakterize eden toleyitik ve kalk-alkali alanda toplandıkları görülmektedir (Şekil 5). Bu bazaltların yitim sürecindeki konum ve karakterlerinin anlaşılması için F2-F3 ayırtman diyagramı kullanılmıştır. Diyagramda Pontid alt bazik karmaşığı içindeki bazaltların yitim başlangıcı işaret eden düşük potasyumlu toleyit (LKT) alanında yer aldıkları, buna karşılık Kıranoba birimi bazaltlarının nisbeten kalk-alkali alana doğru yerleştikleri görülmektedir (Şekil 6). Pearce ve Cann, (1973) ayrışmadan çok az etkilenen yanı kalıcılığı yüksek (HFS) Ti, Zr, Y, Nb ve Sr gibi elementleri bazaltların tektonik ortamını belirlemede kullanmışlardır. Ti/100, Zr ve Sr/2 değerleri üzerinden hazırladıkları diyagramda Liyas bazaltlarının düşük potasyumlu toleyitten kalk-alkaliye doğru bir geçişi gösterdiği; Üst Kretase bazaltlarının ise tamamen kalk-alkali bazalt alanına düştükleri izlenmektedir (Şekil 7). Pearce (1979)'nin TiO₂-Zr diyagramında ise tüm örneklerin ada yayı lavları alanında yer aldıkları görülür (Şekil 8).

TARTIŞMA VE SONUÇLAR

Doğu Pontid kuzey Zonunda yer alan Sürmene yöresindeki Liyas ve Üst Kretase yaşlı bazaltlar arasında belirgin petrografik farklılıklar vardır. Liyas bazaltları oldukça aynışmış olup iri olivin kristalleri ve çok bol

opak mineral içerirler. Bu bazaltlar epidot, klorit ve kalsit gibi ikincil mineraller bakımından da zengindirler. Üst Kretase yaşlı bazaltlarda ise ojitin yanısıra ferromagnezyen mineral olarak hipersten görülür. Bu farklılıklar tektonik zonun çeşitli kesimlerinde çalışan araştırmacılar tarafından da saptanmıştır (Gedikoğlu 1978; Taşlı 1984; Van 1990; Boynukalın 1990; Yalçınalp 1992).

Yöre bazaltları ada yayı ortamında gelişmiş olup Liyas'ta toleyitik; Üst Kretase'de ise kalk-alkali karakterdeki kayalardan oluşmuştur. Pontid ada yayı volkanik serilerinin tektonik konumunu açıklamak için birbirinden oldukça farklı iki görüş vardır. Birinci görüşü savunan araştırmacılar Pontid'lerde yitimin güneyden kuzeye doğru olduğunu savunmaktadırlar. Tokel (1972, 1973, 1977, 1981, 1983) Paleozoyik'ten beri yitim aktivitesinin güneyden kuzeye doğru olduğunu. Üst Kretase'de Kuzey Anadolu Tetisi'nin kapandığını belirtmiştir.

Gedikoğlu (1979, 1983) kuzeye doğru olan yitimin Malm-Alt Kretase'den itibaren oluşmaya başladığını ve Üst Kretase'de olgunlaşan yayın Üst Eosen'deki son fazdan itibaren kapanmaya başladığını ileri sürmüştür. Şengör ve diğerleri (1980, 1981), yitimin önce Paleozoyik'te güneye doğru olduğunu; Alt Kretase'de Paleo-tetis'in kapandığını ve Üst Kretase'den Eosen sonuna kadar güneyden kuzeye doğru bir yitimin olduğunu savunmaktadır. Khain (1984) yitimin Alt ve Orta Jura'dan itibaren güneyden kuzeye doğru başladığını, kapanmanın ise Eosen'den Oligosen'e kadar sürdüğünü belirtmiştir.

Bu görüşe karşın Dewey ve diğerleri (1973) Üst Jura'dan itibaren Tetis levhasının kuzeyde Büyük Kafkaslar'm, güneyde Pontid'lerin altına dalarak buralarda ada yaylarını oluşturduğunu ve yitimin Eosen sonuna kadar etkili olduğunu görüşünü benimsemişlerdir. Aslaner (1977) de Doğu Karadeniz Bölgesi'ndeki masif sülfid yataklarının, güneye doğru olan dalma zonundaki ada yaylarında oluştuğunu ve sonradan kıtaya lehimlendiğini; ayrıca bölgedeki porfiri Cu-Mo mineralleşmelerinin Karadeniz okyanus kabuğunun Anadolu plakacığı altına dalmasıyla oluşan kalk-alkalen magmatizmadan itibaren oluştuğunu belirtmiştir. Bektaş (1983, 1987) yitimin kuzeyden güneye doğru olduğunu ve Doğu Pontid'lerin ark gerisi havzalara karşılık geldiğini ileri sürmüştür.

Doğu Pontid'lerin en kuzey kesiminden biri olan Sürmene yöresinde Liyas yaşlı toleyitik karakterli kayaların bulunması bu bölge ile hendek (trench) arasında uzak bir mesafenin olmadığını gerektirmektedir. Bilindiği gibi bir yay sisteminde hendeğe en yakın kayalar toleyitik karakterlidir. Bu nedenle Liyas'ta toleyitik volkanizmayı ören yitim kuşağının güneyden

yerleşmiş olması zor bir olasılıktır. Aynı yöredeki Üst Kretase yaşlı bazaltların kalk-alkali karakterli olması ise, hendeğin Üst Kretase'de nispeten uzakta olduğunu kuzeyden yerleşmiş olması olasılığını zayıf kılmaktadır. Keza Şengör ve diğerleri (1981), bölgede güneye doğru Gondwana altına dalan okyanus kabuğunun Liyas ve Liyas öncesi etkili olduğunu, Üst Kretase'den Alt Eosen'e kadarda kuzeye doğru bir yitimin olduğunu belirtirler.

Sonuç olarak, Sürmene yöresindeki Liyas bazaltlarının Paleo-tetise ait okyanus kabuğunun güneye doğru yitimi; Üst Kretase bazaltlarının ise Anadolu Tetisi'ne (Neotetis) ait okyanus kabuğunun kuzeye doğru yitimi ile bağlantılı olabileceği görüşü benimsenmiştir.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Alpan, T., 1970. Of - Trabzon arasının jeolojik etüdü: MTA Rap. 1177(yayınlanmamış) Ankara.
- Aslaner, M., 1977, Türkiye bakır-kurşun-çinko yataklarının jeolojik ve bölgesel sınıflandırılmasıyla plaka tektoniği yönünden incelenmesi: KTÜ yayını 85 , Trabzon.
- Atabek, S., 1940, Şarmilyon spekülurit-pirit-manganez jizmanı. MTA, Rap: 987 (yayınlanmamış) Ankara.
- Bektaş, O., 1983, Kuzeydoğu Pontid Yayını'ndaki I-tipi granitler ve Jeotektonik konumlan. 37. T.J.K. Bilimsel ve Teknik Kurultayı, Bildiri Özetleri 49-50, Ankara.
- Bektaş, O., Van, A., ve Boynukalın, S., 1987, Doğu Pontid'lerde (kuzeydoğu Türkiye) Jura volkanizması ve Jeotektoniği: T.J.K. Bülteni. 30/2, 9/19.
- Boynukalın, S., 1990, Dereli (Giresun) baraj yeri ve göl alanının mühendislik jeolojisi ve çevre kayalarının jeomekanik özellikleri: Doktora Tezi KTÜ Fen Bil. Ens. (Yayınlanmamış). Trabzon.
- Dewey, J.F., Pitman, W.C., Ryan, W.B.F., Bonnin, J. 1973, Plate tectonics evolution of alpine system: Geol. Soc. Am. Bull. 84, 3137-3180.
- Gedikoğlu, A., 1978, Harşit granit karmaşığı ve çevre kayaları: Doktora Tezi. KTÜ. 161 s. (Yayınlanmamış) Trabzon.
- Gedikoğlu, A., Pelin, S., Özsayar, T., 1979, Tectonic evolution of the Eastern Pontid in Mesozoic: Geocom 1 Abstract, 68-87.
- Gedikoğlu, A., 1983, Doğu Pontid'lerdeki metalik maden yataklarının plaka tektoniği ile olan ilişkileri: 37. T.J.K. Bilimsel ve Teknik Kurultayı, Bildiri Özetleri, 86-87. Ankara.
- İğdır, İ., 1971, Sürmene-Araklı-Arsin ve Yomra bölgesinin jeolojisi: MTA Bölge Rap. 109, (yayınlanmamış) Trabzon.

SÜRMENE BAZALTLARI

- Irvine, T.N., and Baragar, W.R.A. 1971, A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks: Can. Jour. Earth Sci. 8, 543-548.
- Ketin, İ., 1966, Türkiye'nin Tektonik Birlikleri: MTA yay. 66, 20-34 Ankara.
- Khain, E. V., 1984, The Alpin-Mediterraine fold belt of USSR: Episodes, 3/7, 20-29.
- Pearce, J.A., and Cann, J.R., 1973, Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analysis: Earth and Planet Sci. 19, 15-43.
- Pearce, J.A., 1976, Statistical analysis of major element pattern in basalts: Tethyan Ophiolites Symposium. 19 Cyprus.
- Pearce, J. A., 1979, Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks: Contrib, Mineral. Petrol. 63,33-37.
- Pelin, S., Özsayar, T., Gedikoğlu, A., ve Tülümen, E., 1982, Doğu Pontid'lerde Üst Kretase yaşlı biyomikritlerin oluşumu: KTÜ Jeoloji Dergi. 2, 1-2, 69-81.
- Şengör, A.M.C., Yılmaz, Y. and Ketin, İ., 1980, Remnants of a Pre-Late Jurassic Ocean in Northern Turkey: Fragments of Permian-Triassic Paleo-Tethys? Geol. Soc.Amr.Bull. 91/1, 599-608.
- Şengör, A. M. C and Yılmaz, Y., 1981, Tethyan evolution of Turkey: A play tectonic approach:Tectonophysics. 75,181-241.
- Taşlı, K., 1984, tkişu (Gümüşhane) ile Hamsiköy (Trabzon) yörelerinin jeolojisi ve Berdiga Formasyonunun biyostratigrafik denetirilmesi.Yük.Lis. Tezi. KTÜ, (Yayınlanmamış) Trabzon.
- Tokel, S., 1972, Stratigrafical and volcanic history of the Gümüşhane Area, NE Turkey: Dok.Tezi, University of London.
- Tokel, S., 1973, Doğu Pontid'lerin Mesozoyik ve Tersiyerde ki gelişmesi ve bu gelişmenin Kuzey Anadolu Sismik Zonu ile muhtemel ilişkileri: Cumhuriyetin 50. Yılı Yerbil.Kongresi. Tebliğler 1-5. Ankara.
- Tokel, S., 1977, Doğu Karadeniz Bölgesi'nde Eosen yaşlı kalk-alkalen andezitler ve jeotektonizma: TJ.K.Bül.20,49-54.
- Tokel, S., 1981, Plaka tektoniğinde magmatik yerleşimler ve Jeokimya, Türkiye'den örnekler: Yeryuvarı ve İnsan, 6/3-4,55-65.
- Tokel, S., 1983, Liyas volkanitlerinin Kuzey Anadolu'daki dağılımı, jeokimyası ve Kuzey Tetis Ada yayının açıklanmasındaki önemi: 37. TJ.K. Bilimsel ve Teknik Kurultayı, Bildiri özetleri 42-43. Ankara.
- Van, A., 1990, Pontid kuşağında Artvin Bölgesinin jeokimyası, petrojenezi ve masif sülfid mineralizasyonları. Doktora Tezi. KTÜ, Fen.Bil.Ens. (Yayınlanmamış) Trabzon.
- Yalçınalp, B., 1992, Güzelyayla (Maçka-Trabzon) porfiri Cu-Mo cevherleşmesinin jeolojik yerleşimi ve jeokimyası. Doktora Tezi. KTÜ.Fen Bil.Ens.(yayınlanmamış) Trabzon.
- Zanettin, B., 1984, Prosposed new chemical classification of volcanic rocks. Episodes, 7/4, 19-20.

Adana Baseni Güvenç formasyonunun (Tersiyer) fasiyes ve ortamsal nitelikleri

Fades and environmental aspects of the Güvenç formation (Tertiary) in the Adana Basin, Turkey

Nimet ÖZÇELİK Çukurova Üniversitesi, Mühendislik - Mimarlık Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Adana
Cengiz YETİŞ Çukurova Üniversitesi, Mühendislik - Mimarlık Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Adana

Öz

Bu çalışma Adana baseni Güvenç formasyonunun (Burdigaliyen-Serravaliyen) fasiyes ve ortamsal niteliklerinin belirlenmesine yöneliktir. Belirtilen amaca erişmek için Karaisalı-Güvenç-Kuzgun ve Çukurköy stratigrafi kesitleri ölçülerek birimin jeometrisi, sedimanter petrografik nitelikleri, sedimanter yapıları ve paleoakıntı örnekleri değerlendirilip, planktonik, bentonik foraminifer ve nannofosil sayımları ve tanımları yapılarak yorumlanmıştır.

Güvenç formasyonu. Adana baseni transgresif dönemine ait resif al Karaisalı formasyonunun resif ilerisi ve basen fasiyeslerini oluşturmaktadır. İstif, resif ilerisi şeyller ile başlayıp, basenin göreceli derinleşmesine bağlı olarak derin denizel şeylere geçmektedir. Birimin tavanına doğru, Adana baseninin bölgesel ölçekteki sığlaşmasına bağlı olarak regresif dönemi karakterize eden kırıntılı oranının artması ile sığ denizel çökeller ve bunları da Kuzgun formasyonunun karasal, menderesli nehir çökelleri üzerlemektedir.

İstifin tabanından itibaren yukarıya doğru kırıntılı oranın azalmakta olması ile birlikte planktonik foraminifer miktarındaki artma, bentonik foraminifer oranındaki azalma ve *Discoaster* cinsi nannofosillerin artması, ortamın göreceli olarak derinleştiğini ifade etmektedir. Kesitin 562-2000 m'leri arasında yer yer yoğun piritleşmenin gözlenmesi, aneorobik ortam koşullarının bulunduğunu kanıtlamaktadır. İstifin tavan kesimlerinde kırıntılı oranı ile birlikte bentonik foraminifer ve *Braarudosphaera discula*-*Braarudosphaera bigelowi* türü nannofosil miktarındaki artış, ortamın derin denizden sığ denize geçtiğini göstermektedir.

Abstract

This study describes the fades and environmental aspects of the Güvenç formation (Burdigalian-Serravalian) of the Tertiary Adana Basin. For this purpose. Karaisalı-Güvenç-Kuzgun and Çukurköy stratigraphic sections are measured, and geometry, sedimentary structures with paleocurrent patterns and micropaleontological (benthonic, planktonic foraminifera and nannoplankton) detrital ions/countings are evaluated.

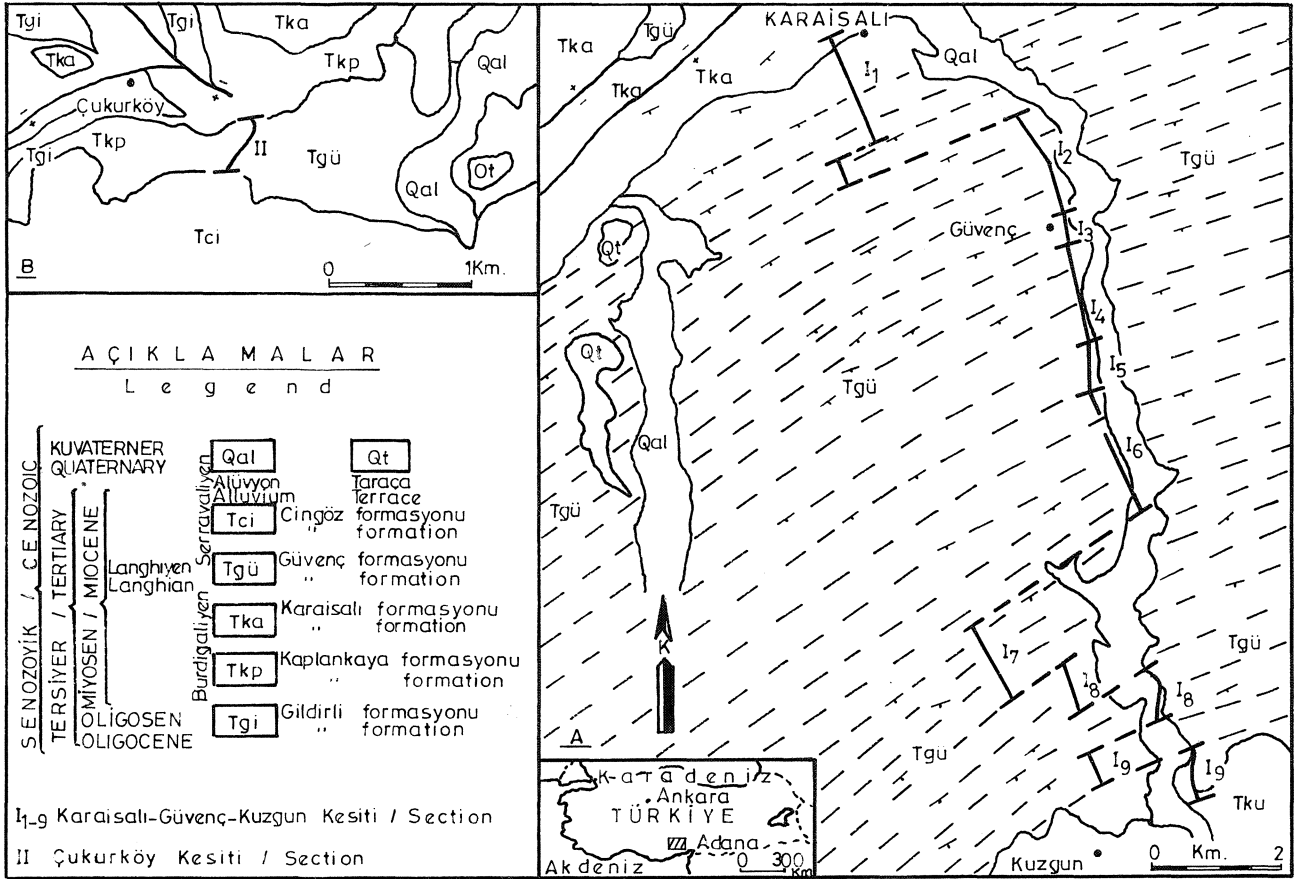
The Güvenç formation comences with talus deposits and fore-reef shales on the transgressive cycle deposits of the Adana Basin of the Karaisalı formation and grades up into basinal shales. In accordance with the general shallowing of the basin, these basinal shales are overlain by the shallow marine and terrestrial Kuzgun formation (regressive cycle) at the upper parts of the succession.

*The unit shows relatively deep marine conditions with decreasing amount of the sandy layers and benthonic foraminifera, and increasing amount of the planktonic foraminifera and *Discoaster* type of nannofossil from bottom to the middle part of the succession. Dominant pyritization between 562-2000 meters of the succession indicates aneorobic environmental conditions for this interval. On the other hand, increasing amount of detrital material, benthonic foraminifera and *Braarudosphaera discula*, *Braarudosphaera bigelowi* type nannofossils also display that relatively shallow marine conditions for the uppermost parts of the succession.*

GİRİŞ

Adana İlinin 40 km.kadar kuzey batısında yüzeyleyen Güvenç formasyonu 1/25.000 ölçekli Kozan N34-a4 ve Kozan N34-d1 paftalarında yer almaktadır (Şekil 1). Çalışmanın konusu oluşturan, Burdigaliyen-Serravaliyen yaşlı Güvenç formasyonu genellikle yeşilimsi gri renkli, paralel laminalı, ince kumtaşı-siltaş arakatmanlı şeyllerden oluşmaktadır. Karaisalı-Güvenç dolayında yüzeyleyen başlıca şeyllerden oluşan birim Schmidt (1961) tarafından Güvenç şeyli olarak adlandırılmıştır. Schmidt (1961)'in türbiditik Cingöz formasyonu

nunun tabanında ayırtladığı Köpekli şeyli üyesi ile Güvenç şeyli Yetiş (1988) tarafından Güvenç formasyonu olarak incelenmiştir. Bu çalışmada istifin fasiyes değişimleri ile bunlara bağlı ortam koşulları araştırılmıştır. Birimin yaşı ve çökeldiği ortam koşullarının belirlenmesine katkıda bulunmak üzere, çalışma alanında birimlerin yanıl ve düşey fasiyes ilişkileri dikkate alınarak Karaisalı-Güvenç-Kuzgun (2113 m) ve Çukurköy (108 m) stratigrafi kesitleri ölçülerek birimin jeometrisi, sedimanter petrografik özellikleri, sedimanter yapılan ve paleoakıntı örnekleri değerlendirilip, bentonik ve planktonik foraminifera tür ve bolluk his-



Şekil 1. Adana baseni kuzey kesimi Karaisalı-Güvenç-Kuzgun (A) ve Çukurköy (B) dolaylarının basitleştirilmiş jeoloji haritası (Yetiş ve Demirkol, 1986'dan alınmıştır).

Figure 1. Simplified geologic map of the northern part of the Adana basin Karaisalı-Güvenç-Kuzgun (A) and Çukurköy (B) area (From. Yetiş ve Demirkol, 1986).

togramla ile nannofosil tanımlarının ortam belirleyici özelliklerinden yararlanılmıştır.

Bölgede daha önce Güvenç formasyonunda planktonik ve ben tonik foraminifere dayalı yaşlandırmalar yapılmıştır (Schmidts 1961; Öztümer ve diğerleri 1974; İlker 1975; Nazik 1983; Nazik ve Toker 1986; Nazik ve Gürbüz, 1992; Yetiş ve Demirkol 1986).

BÖLGESEL JEOLJİ

Adana baseninin Tersiyer yaşlı dolgusu vardır. Temelde ise Paleozoyik ve Mesozoyik birimler yer alır.

Adana baseninin Paleozoyik temelini Yerköprü ve Karahamzaşağı formasyonları oluşturmaktadır. Orta-Üst Devoniyen evresinde çökelmiş olan Yerköprü formasyonu başlıca mercanlı kireçtaşı, kireçtaşı, silttaşı ve şeyden oluşmuştur (Lagap, 1985; Yetiş ve Demirkol, 1986). Karahamzaşağı formasyonu ise Karbonifer-Permien evresinde çökelmiş olup başlıca killi kireçtaşı, dolomitik kireçtaşı ve dolomitten oluşmaktadır

(Lagap, 1985; Yetiş ve Demirkol, 1986). Bölgede Paleozoyik birimler üzerine açıl diskordansla Mesozoyik karbonatları ile ofiyolit karmaşığı gelmektedir. Mesozoyik istifi oluşturan Demirkazık formasyonu Üst Triyas-Jura-Kretase evresinde çökelmiş kireçtaşı, dolomitik kireçtaşı, dolomit ile tavanda pelajik foraminiferli mikritik kireçtaşı yapılıdır. (Yetiş, 1978; Yetiş ve Demirkol, 1986).

Oligosen-Pliyosen zaman aralığında çökelen Tersiyer birimleri; Toros orojenik dağ kuşağını oluşturan Paleozoyik-Mesozoyik istifin üzerine açıl diskordansla gelmektedir (Yetiş ve Demirkol, 1986). Oligosen-Alt Miyosen evresinde, akarsu çökellerinden ibaret çakıltı, çakıllı kumtaşı, kumtaşı, silttaşı ve çamurtaşından oluşan Gildirli formasyonu ve gösel nitelikli kiltası, seyrek bitki döküntüleri ile kömür kapsayan killi kireçtaşı ve killi kumtaşı arakatmanlı kireçtaşından oluşan Karsantı formasyonu çökelmiştir (Schmidt, 1961; Ün-lüenç ve diğerleri, 1993).

ADANA BASENİ

Gildirli formasyonu üzerinde bulunan Kaplankaya formasyonu (Alt-Orta Miyosen) bol ekinid ve gastropod kapsayan, çakıllı kumtaşı, çakıllı-kumlu kireçtaşı içeriklidir (Yetiş ve Demirkol, 1986; Yetiş, 1988). Burdigaliyen-Serravaliyen evresinde çökelmiş olan bol alg ve mercanlı, sıkı dokulu resifal nitelikli kireçtaşından oluşan Karaisalı formasyonu, bu çalışmanın konusunu oluşturan Güvenç formasyonu ile yanıl ve düşey geçişlidir (Schmidt, 1961; Ergene, 1972; Görür, 1979, 1980; Yalçın ve Görür, 1984; Yetiş ve Demirkol, 1984)(Şekil 1).

Adana baseninin türbiditik çökellerini temsil eden Cingöz formasyonu (Üst Burdigaliyen-Serravaliyen) genelde çakıllı kumtaşı, çakıllı kumtaşı, silttaşı ve şeylden oluşmaktadır (Schmidt, 1961). Başlıca sarımsı-yeşilimsi gri renkli silttaşı-siltli kumtaşı, seyrek kumtaşı arakatmanlı pelajik foraminiferli şeyllerden oluşan birim Schmidt (1961) tarafından Güvenç şeyli olarak adlandırılmıştır. Güvenç formasyonu üzerinde uyumlu bulunan Üst Serravaliyen-Tortoniyen yaşlı Kuzgun formasyonunun Kuzgun üyesi (Şekil 1) omurgalı kemikleri ve dış kapsayan menderesli nehir çökellerinden ibaret karasal kıyıtarları ile sığ denizel çakıllı kumtaşı, kumtaşı ve çamurtaşı araldanmasından oluşmaktadır. Tortoniyen evresinde çökelen Kuzgun formasyonu Salbaş tüfit üyesi gri beyaz renkli, kil ve mil kapsayan yer yer değişik oranda biyotit ve mafik mineralli tüfit ve volkanoklastik miltaşından oluşmuştur. Salbaş tüfit üyesi üzerinde uyumlu bulunan Tortoniyen-Mesiniyen yaşlı Memişli üyesi karasal ve sığ denizel nitelikli alacalı renkli çakıllı kumtaşı, silttaşı, ve çamurtaşından meydana gelmiştir. Mesiniyen-Pliyosen evresinde başlıca çakıllı kumtaşı, çakıllı kumtaşı, silttaşı ve çamurtaşı yapıllı olan Handere formasyonu ile evaporitlerden oluşan Gökkuyu alçıktaşı üyesi çökelmiştir. Bunların üzerinde ise Kuvaterner'e ait taraça kalıç gözlenmektedir (Schmidt, 1961; Yetiş ve Demirkol 1986; Yetiş 1988).

GÜVENÇ FORMASYONU

Güvenç formasyonunun fasiyesi ve ortamsal niteliklerini belirtmek üzere Kozan N34-d₁ paftasında Karaisalı-Güvenç-Kuzgun güzergahı boyunca 2113 m uzunlukta Karaisalı-Güvenç-Kuzgun kesiti (I) ile Kozan N34-a paftasında 108 m uzunlukta Çukurköy kesitleri (II) ölçülmüştür (Şekil 2-5).

Birimin maksimum kalınlığa eriştiği (2113 m) Karaisalı-Güvenç-Kuzgun kesiti (I), yapısal form çizgilerinden yararlanarak dokuz kesitin birleştirilmesiyle istifin bütünü temsil eden tam bir kesit haline getirilmiştir. Kesitler I₁₋₉ olarak numaralanmıştır (Şekil 1,2).

Tabandan-tavana kesitlerle ilgili gözlem ve açıklamalar aşağıda sırayla verilmektedir.

Karaisalı-Güvenç-Kuzgım Kesiti (I)

Kesit I₁

Anlatım : Kesit I₁ Karaisalı ilçesi yakınlarında ölçülmüştür. Burada istifin tabanı ile kesitin tabanı aynı olup Karaisalı formasyonu ile başlar. Bu formasyon resifal niteliklidir ve beyaz-açık gri renkli, sert-sağlam dokulu, kalın katmanlı, bol alg ve mercanlı kireçtaşından oluşmuştur. Buradan başlayan kesitimiz 248 m olup istifin taban düzeylerini temsil eder (Şekil 2). Litoloji başlıca yeşilimsi gri renkli, az belirgin katmanlı, küresel ayrışmalı ve kıymıksı kırıklı şeyldir. Kesitin 19 ve 49 m'lerinden gözlenen 10 cm kalınlığa erişen bantlar halindeki ince kumtaşı-ince kumlu silttaşı arakatmanları sarımsı-gri renkli olup paralel laminalıdır. İnce kumtaşında as yuvarlak, küt köşeli kuvarlar, radyolarit ve kireçtaşından oluşan taneler bileşenli bir matriks ile tutturulmuş olup çökel kötü boylanmalıdır.

İstifin taban kesiminden yukarıya doğru bentonik foraminifer miktarındaki azalmaya karşılık, planktonik foraminifera miktarında hızlı artış söz konusudur. istifin daha üst kesimlerinde pelajik foraminifer miktarı oldukça yüksek olup 2 farklı noktada bentonik foraminifer miktarı artmaktadır (Şekil 3). *Discoaster* cinsi nannofosiller istifin taban kesiminde gözlenmeyip daha üst kesimlerde ortaya çıkmaktadır. *Braarudosphaera discula* Bramlette ve Diedel, *Braarudosphaera bigelowi* Gran ve Braarud türü nannofosiller ise taban kesimde bulunmaktadır (Şekil 4).

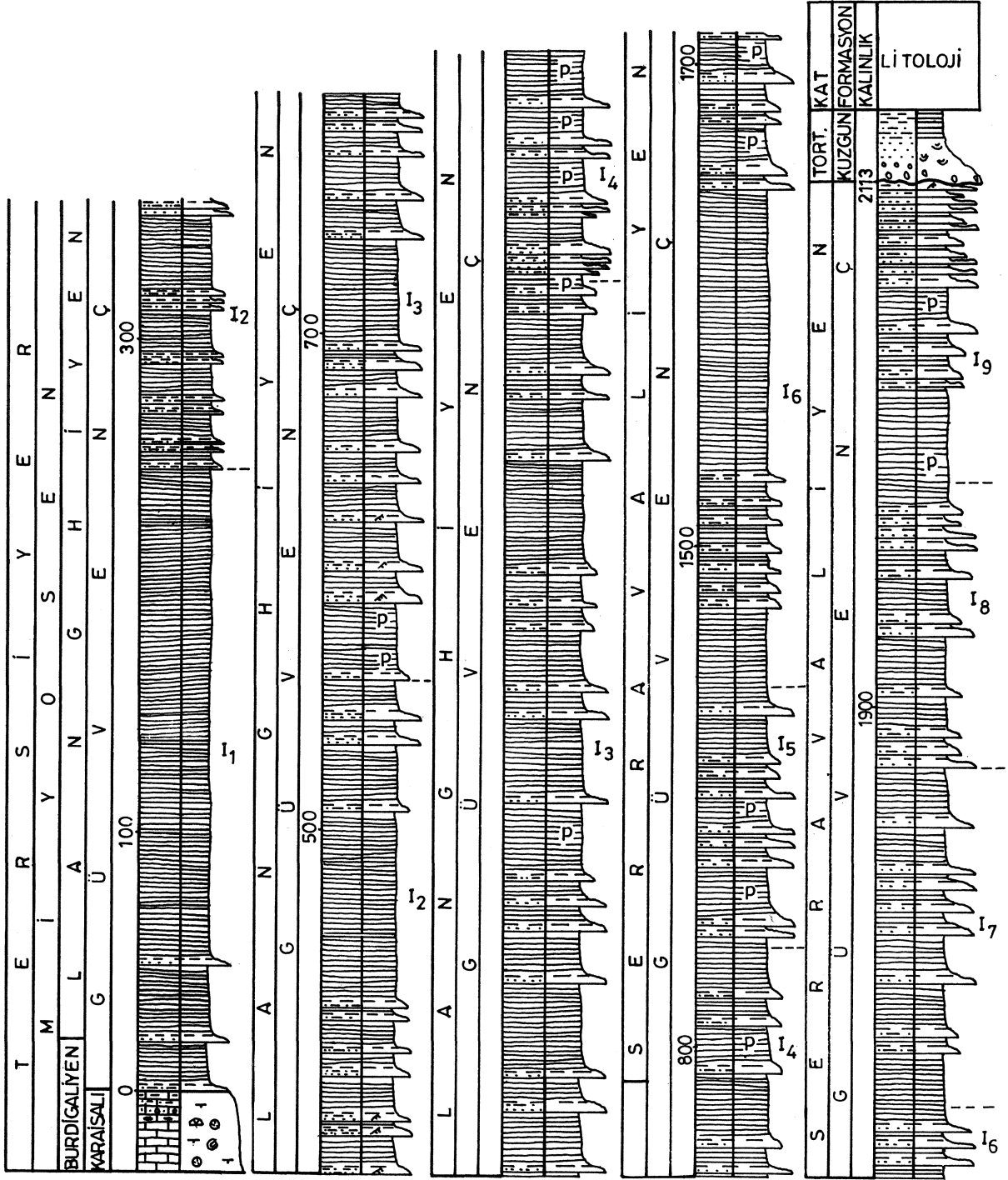
Yorum : İstifin genellikle şeyllerden meydana gelmiş olması ve tabana yakın kesimde gözlenen ince kumtaşı-ince kumlu silttaşı düzeylerinin yukarıya doğru azalarak tamamıyla yeşilimsi gri şeyle geçmesi resifal Karaisalı formasyonunun resif ilerisi fasiyesini oluşturan Güvenç formasyonunun derin denizel şeyle geçtiğini ifade etmektedir.

Resifal Karaisalı formasyonunda Güvenç formasyonuna geçiş ile yukarıya doğru bentonik foraminifer miktarındaki azalma buna karşılık pelajik foraminifer ve *Discoaster* cinsi nannofosillerin artması, ortamın derinleştiğini kanıtlamaktadır. Kesitin 100 ve 248 m'leri arasında farklı iki noktada bentonik foraminifer miktarındaki artışlar ortamdaki bağıl sığlaşmalar ile ilgili olabilir. İstifin tabanında *Braarudosphaera discula* Bramlette ve Riedel, *Braarudosphaera bigelowi* Gran ve Braarud nannofosillerinin bulunması sığ deniz ortamını belirlemektedir.

Kesit I₁ topluca resiften resif ilerisine geçiş fasiyesini işaret etmektedir.

Kesit I₂

Anlatım : Kesit I₂, 248-565 mler arasında 317 m uzunluktadır. Kesitin taban kesiminde ayrılmış yüzeyi kahverengi, taze kırık yüzeyi gri-yeşilimsi gri renkli,



Şekil 2. Karaisalı-Güvenç-Kuzgun ölçülmüş stratigrafi kesiti (P:Pyritleşme).

Figure 2. Karaisalı-Güvenç-Kuzgun measured stratigraphic section (P:Pyritization).

dağılgan şeyl 2 cm kalın, kaba-ince silttaşı arakatmanlıdır (Şekil 2). Silttaşı arakatmanları sarımsı-kahverengimsi renkli, sert-sağlam dokuludur. Kesitin 354-382 m'leri arasında yeşilimsi gri renkli dağılgan-

belirgin katmansız şeyl; ince kumtaşı-ince kumlu silttaşı ardalanımlıdır. İnce kumtaşı silttaşı arakatmanları başlıca; as yuvarlak-küt köşeli kuvars, radyolarit, ofiyolit tanelerinden oluşmuştur ve maksimum 4 cm ka-

ADANA BASENİ

lıdır. Tanelerinin sıkı tutturulduğu bu düzeyler oygu izi sunup (paleoakıntı yönü K20D, GB'ya) çapraz laminalıdır. Kesitin 382-565 m'leri arasında koyu yeşil-siyahimsi gri renkli, paralel laminalı, küresel ayrışmalı, dağılgan-kıymıksı kırıklı, oldukça kalın şeyl düzeyleri vardır. İnce kumtaşı arakatmanları üst seviyelere doğru incelemek siltaşına geçmektedir. Kesitin 562 m'sinde gözlenmiştir.

Kesit I₂'nin tamamında planktonik foraminifera miktarı çok yüksektir. İki farklı düzeyde bentonik foraminifer % 25-50'ye ulaşmaktadır (Şekil 3). Kesitin tamamında *Discoaster* cinsi nannofosiller artarken *Braarudosphaera discula* Bramlette ve Riedel, *Braarudosphaera bigelowi* Gran ve Braarud türleri kesitin tavanına yakın kesimde son bulmakta olup kesit I₃'de gözlenmektedir (Şekil 4).

Yorum : İstifin başlıca koyu yeşil-siyahimsi gri renkli şeyllerden meydana gelmiş olması, pirit kapsamı aneorobik derin deniz ortamında çökmeyi işaret etmektedir. Bazı seviyelerde ince kumlu siltaşı arakatmanlarında gözlenen çapraz laminalanma ile oygu izlerine göre K20D yönünde güney batıya paleoakıntılarının bulunması kuzeyden beslenmenin etkisini işaret etmektedir.

Kesitin tamamında planktonik foraminifer miktarındaki yüksek oranda artışın yanısıra *Discoaster* cinsi nannofosillerin bulunması ortamın derinleşmeye devam ettiğini kanıtlamaktadır. *Braarudosphaera discula* ve Bramlette ve Riedel, *Braarudosphaera bigelowi* Gran ve Braarud türü nannofosillerin bu kesitin tavanında son bulması da belirtilen olguyu desteklemektedir, kesitin tabanına yakın kesimde, % 50'ye erişen oranda bentonik foraminiferler gözlenirken daha az oranda bentonik foraminiferli (%25) düzeyin kesitin ortaya yakın kesimlerinde gözlenmesi yanısıra daha üst kesimlerinde ise kayda değer bentonik fosil bulunmaması da ortamın derinleşmeye devam ettiğini göstermektedir.

Kesit I₂ topluca, devam eden transgresyona bağlı olarak ortamın derinleşmeye devam ettiğini belirtmektedir.

Kesit I₃

Anlatım : Kesit I₃, 565. m'de başlayıp 1160. m'de sona ermektedir. İstif genelde, koyu yeşil, küresel ayrışmalı, kıymıksı kırıklı şeylden oluşmuştur. İçerisinde farklı seviyelerde sarımsı-gri renkli, sert-sağlam, keskin tabanlı ince kumtaşı-siltaşı arakatmanları gözlenmektedir. Yukarıya doğru tane boyu incelemek siltaşına geçen kumtaşı katmanlarının tabanında yer yer oygu izleri gözlenmektedir. Kesitin tabanına yakın kesimdeki üç farklı düzeyde çapraz laminalanma belirgindir. Kesitin bundan sonraki kesimi (630-1160m) paralel laminalı seyrek ince kumtaşı ve siltaşı arakatmanlı, koyu yeşil

şeyllerden oluşmuştur. Sarımsı gri renkli, gevşek tutturulmuş ince kumtaşı ve siltaşında kuvars, radyolarit ve ofiyolitten türeme taneler olağandır. Kesitin tamamında, çeşitli düzeylerde piritleşme (piritleşmiş fosiller) gözlenmiştir (Şekil 2).

Planktonik foraminifera oranının çok yüksek olduğu kesit I₂'de bentonik foraminifera oranı kesitin orta kesimine doğru azalırken tavana doğru %40 oranına erişecek şekilde artmaktadır (Şekil 3). Kesit I₂'nin üst düzeylerinde gözlenmeyen *Braarudosphaera bigelowi* Gran ve Braarud türü nannofosil kesit I₃ boyunca hiç gözlenmemektedir. *Braarudosphaera discula* Bramlette ve Riedel türü nannofosil ise kesit I₃'ün tabanında kaybolup tavanında, tekrar ortaya çıkmaktadır. *Discoaster* cinsi nannofosiller ise kesit boyunca artmakta olup tür sayısı da maksimuma (4) ulaşmaktadır (Şekil 4).

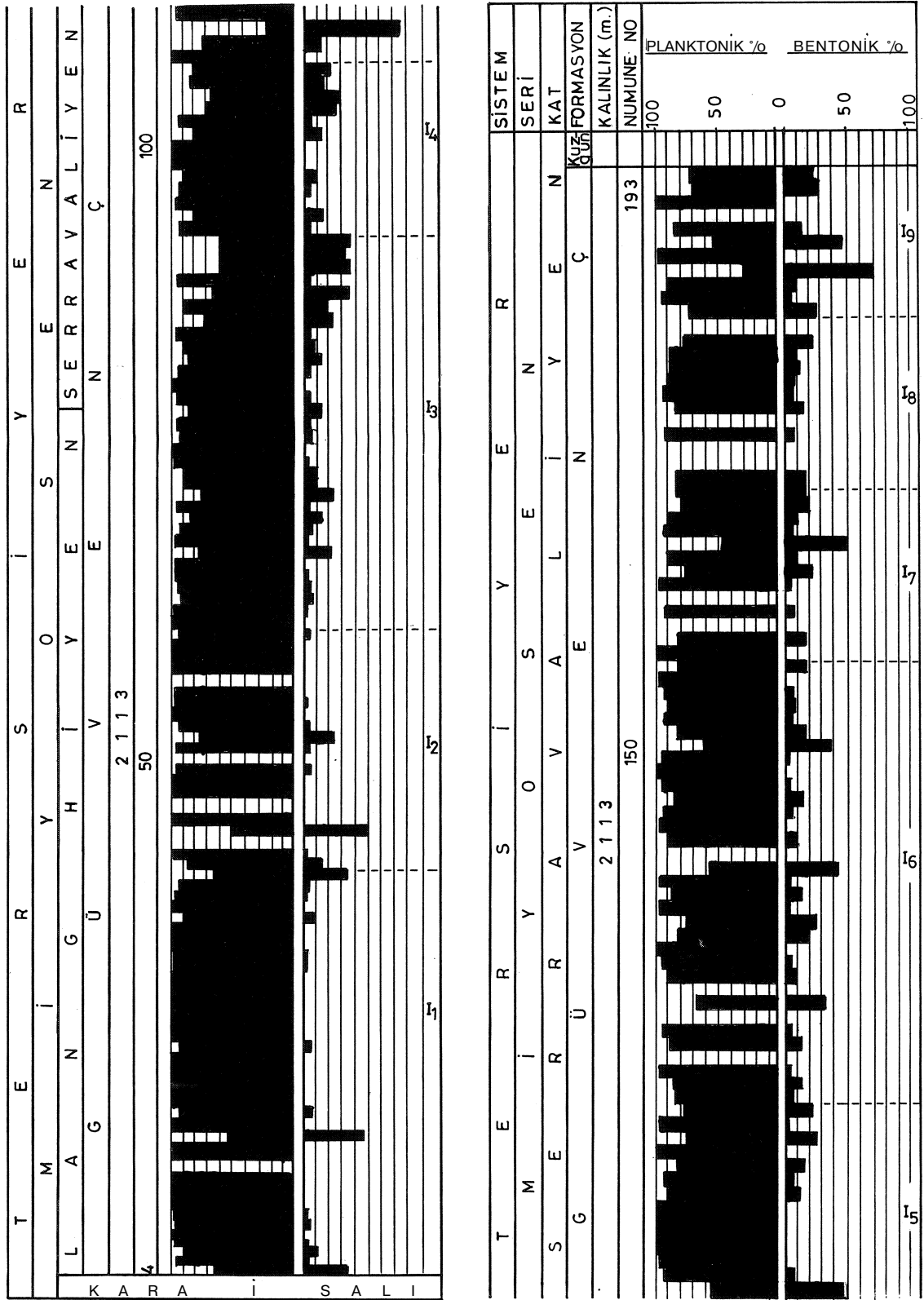
Yorum : Kesit I₃'ün (565-1160 m) tavanında piritleşmiş fosiller kapsayan koyu yeşil şeylin hakim olması aneorobik derin deniz ortamında çökmeyi işaret edebilir. Tabana yakın kesimde gözlenen oygu izleri ise paleoakıntılarının (595-630 m) etkisini göstermektedir. Ayrıca kesitin bundan sonraki bölümünde *Discoaster* tür sayısının artışı ile orantılı olarak tamamıyla paralel laminalı olması dingin ortam koşullarında çökmeyi belirtmektedir.

Kesit I₃'de planktonik foraminiferler ile *Discoaster* cinsi nannofosillerin bol olması derin deniz ortamını işaret etmektedir. *Braarudosphaera bigelowi* Gran ve Braarud türü nannofosillerin önceki kesitin tavana yakın kesimde sona ererek kesit I₃ boyunca hiç gözlenmemesi, *Braarudosphaera discula* Bramlette ve Riedel türü nannofosilin ise kesit I₃'ün tabanında gözlenmeyip tavanında tekrar ortaya çıkması ve *Discoaster* tür sayısının tüm kesit boyunca yüksek düzeye ulaşması ortamın maksimum derinliğe eriştiğini kanıtlamaktadır. Bentonik foraminifer miktarının kesitin orta kesimlerine doğru düşerek, kesitin tavanında % 40 oranına erişene kadar artması da ortam koşullarının orta kesimde maksimum derinliğe eriştiğini ifade etmektedir.

Kesit I₃'ün tamamı, elde edilen tüm verilere göre ortamın maksimum derinliğe eriştiği bir evrede çökmeyi belirtmektedir.

Kesit I₄

Anlatım : Uzunluğu 185 m olan kesit I₄ 1160-1345 m'ler arasında yer almaktadır. Taban kesiminde gri renkli paralel laminalı ince kumlu siltaşı ile başlayan kesit genelde küresel ayrışmalı şeylden meydana gelmiştir. İstifin daha üst kesimi seyrek ince kumtaşı-siltaşı ara-katmanlı şeyl olarak devam etmektedir. Sarımsı-gri renkli, çapraz laminalı, 10-25 cm kalınlığa erişen, taban yapısı sunan ince kumtaşı tabakaları yukarıya doğru incelemek, sarımsı-gri renkli, kuvars ve mika pulcukları



Şekil 3. Karaisalı-Güvenç-Kuzgun kesiti foraminifer bollük histogramı.

Figure 3. Foraminifera percentage histogram of the Karaisalı-Güvenç-Kuzgun section.

ADANA BASENİ

içeren silttaşı ve şeyli geçmektedir. Kesit boyunca çeşitli düzeylerde piritleşme gözlenmektedir (Şekil 2).

Kesitin genelinde planktonik foraminifer miktarı yüksek olup orta düzeylere doğru sifira inen bentonik foraminifer miktarı planktonik foraminifer zon geçişinde maksimuma (%32) erişmektedir (Şekil 3). *Braarudosphaera bigelowi* Gran ve Braarud türü nannofosilin gözlenmediği bu kesitte *Braarudosphaera discula* Bramlette ve Riedel türü nannofosil kesitin tabanında ortaya çıkmaktadır. *Discoaster* cinsi nannofosil ve tür sayısı yüksek oranda bulunup kesit I₃'de olduğu gibi bu kesitin tamamında da çeşitli durum gözlenmektedir (Şekil 4).

Yorum : Kesit I₄'ün çoğunlukla koyu yeşilimsi gri paralel laminalı şeylden oluşması derin deniz ortamında çökelmeyi işaret etmektedir. Tabanda gözlenen çok kıt çapraz laminalanma seyrekde olsa paleoakıntı etkisini göstermektedir. Kesit boyunca piritleşmiş fosillerin gözlenmesi derin deniz ortamında aneorobik ortam koşullarının devam ettiğini kanıtlamaktadır.

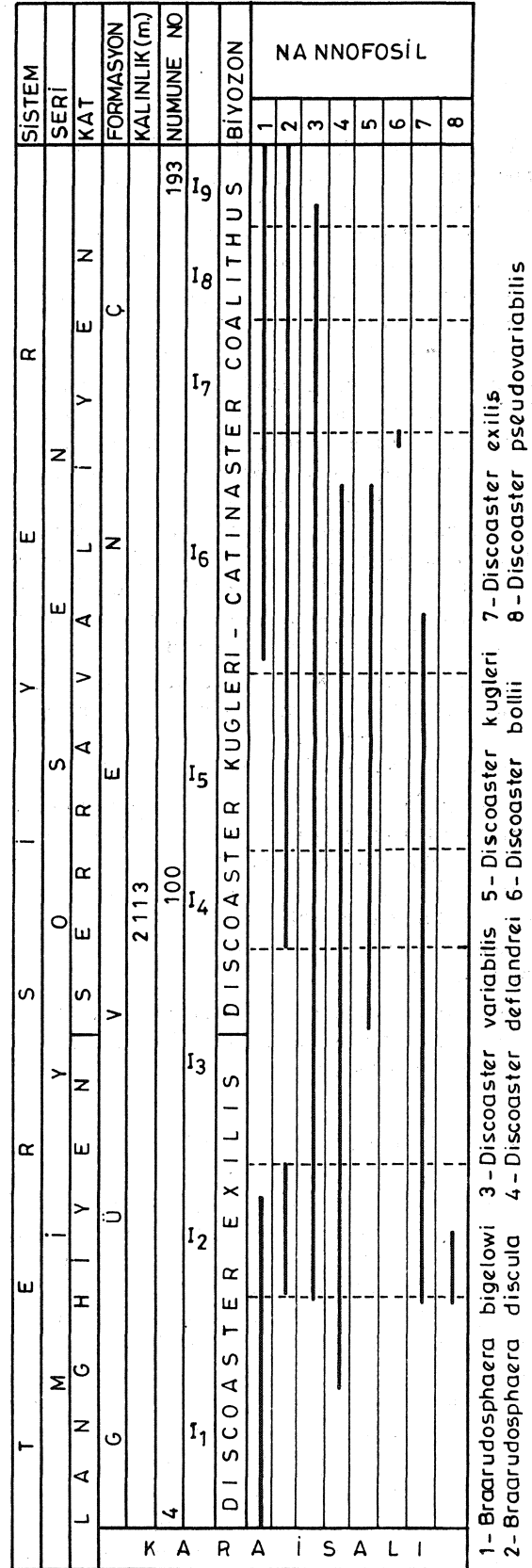
Kesit I₄'de yüksek oranda planktonik foraminifer ve *Discoaster* cinsi nannofosillerin olması ile *Discoaster* tür sayısında en yüksek değerde bulunması genelde derin deniz ortamında çökelmeyi kanıtlamaktadır. Kesitin tabanında kıt olan bentonik foraminifer miktarının orta kesimlerde sıfırlanıp yukarıya doğru özellikle planktonik foraminifera zon geçişinde maksimuma erişecek şekilde artması göreceli olarak sığlaşmaya başladığını göstermektedir. Benzer şekilde *Braarudosphaera discula* Bramlette ve Riedel türü nannofosilin kesitin tabanında ortaya çıkması da, bu kesitte ortamın kesit I₃'e göre göreceli olarak sığlaştığını belirtmektedir.

Kesit I₄ genelde göreceli olarak sığlaşmanın başladığı bir derin deniz ortamında çökelmeyi işaret etmektedir.

Kesit I₅

Anlatım : Güvenç köyü güneyinde 98 m uzunlukta olan (1345-1443 m) kesit I₅ koyu gri-yeşilimsi gri renkli, küresel ayrışmalı ve kıymıksı şeyl ile başlamaktadır (Şekil 2). Sarımsı -gri renkli paralel laminalı orta-ince kumtaşı arakatmanları incelerken silttaşı ve şeyle geçmektedir. Kesitin orta kesimlerinde şeyl ile aralanmalı ince kumtaşı arakatmanları çapraz laminalı olup taban yapılan sunmaktadır. Silttaşı ise sarımsı-boz renkli, paralel laminalı ve sert-sağlamdır. İstifin üst kesimlerinde şeyl-kumtaşı-silttaşı aralanması oldukça belirgindir ve 1370. m'de piritleşme gözlenmiştir.

Kesitin taban düzeylerinde planktonik foraminifer miktarı düşük olup orta kesimlerde maksimuma (%100) erişir ve kesitin tavanına doğru tekrar azalır. Buna karşılık olarak istifin tabanına yakın kesimlerde



Şekil 4. Karaisalı-Güvenç-Kuzgun kesiti ortam belirleyici nannofosil türleri ve biyozonları.

Figure 4. Nannofossils species and biozones of the Karaisalı-Güvenç-Kuzgun section.

%80'e erişen bentonik foraminiferler kesitin orta bölümünde sıfırlanıp tavana doğru %27 oranına düşer (Şekil 3). Kesitte *Braarudosphaera bigelowi* Gran ve Braarud türü nannofosil gözlenmeyip kesit I₄'de *Braarudosphaera discula* Bramlette ve Riedel türü devam etmektedir. *Discoaster* cinsi nannofosiller kesit boyunca bol olup önceki kesit ile benzerli olarak tür sayısı 4 olarak devam etmektedir (Şekil 4).

Yorum : Kesit I₃'in genellikle koyu gri-yeşilimsi gri renkli, paralel laminalı, şeyl olması derin deniz ortamında çökelmeyi işaret etmektedir. Kesitin orta kesimlerinde çapraz laminalı ince kumtaşı arakatmanlarının bulunması ve kesit I₃-I₄'e göre ince kumtaşı arakatmanlarının kalınlığının artması ortamın paleoakıntuların etkisinde kalmakla beraber göreceli olarak sığlaştığını kanıtlamaktadır. Kesitin alt yarısında piritleşmiş fosillerin gözlenmesi derin deniz ortamında aneorobik ortam koşullarının devam ettiğini belirtmektedir.

Kesit I₅'de planktonik foraminifer ve *Discoaster* cinsi nannofosillerin yüksek oranda olması yanısıra *Discoaster* tür sayısının maksimum değerinde olması derin deniz ortamında çökelmeyi işaret etmektedir.

Kesitin bol olan bentonik foraminifer miktarının orta kesimde sıfırlanıp yukarıya doğru anması osilasyon yapan bir deniz ortamını karakterize etmektedir. Kesit I₄ ile benzerli olarak *Braarudosphaera discula* Bramlette ve Riedel türü nannofosilin bu kesitte de devam etmesi ortamın göreceli olarak sığlaşmaya devam ettiğini kanıtlamaktadır.

Kesit I₅ osilasyonların etkin olduğu ve göreceli olarak sığlaşmanın devam ettiği bir deniz ortamında çökelmeyi ifade etmektedir.

Kesit I₆

Anlatım : Uzunluğu 298 m olan kesit I₆, 143-1743 m'ler arasında yer almaktadır (Şekil 2). Yeşilimsi koyu gri renkli, küresel aynışmalı ve kıymıksı kırıklı şeyl düzeyleri ile başlayan kesitin tabana yakın kesiminde 4-5 cm kalın, paralel laminalı, silttaşı arakatmanları gözlenmektedir. İstifin orta kesimi (1530-1650 m) tamamıyla şeyl olup daha üst düzeyler sarımsı renkli, yer yer 10-20 cm kalınlığa erişen, keskin tabanlı orta-ince kumtaşı arakatmanlıdır. Üste doğru tane boyu incelenerek silttaşından şeyle geçen dönemler olağandır. Yeşilimsi-gri renkli küresel aynışmalı, piritli şeyl düzeyleriyle ardalanmalı olan silttaşı düzeyleri kavki kırıntıları içermektedir.

Kesitte gençlikle planktonik foraminifer oranı yüksek olup üç farklı noktada bentonik foraminifer miktarı %32-42 oranlarına erişmektedir (Şekil 3). *Braarudosphaera bigelowi* Gran ve Braarud türü nannofosil kesit I₆ 'nın tabana yakın kesiminde ortaya çıkmakta olup

Braarudosphaera discula Bramlette ve Riedel kesit I₄-I₅'de olduğu gibi bu kesitte de devam etmektedir. Kesit-

te *Discoaster* türleri genelde yukarıya doğru azalmakta olup istifin tabana yakın kesiminde 4 tür gözlenirken orta kesimlerde 3 tür gözlenip tavan kesiminde ise 2 tür bulunur (Şekil 4).

Yorum : Kesit I₆'nın genellikle yeşilimsi koyu gri renkli, paralel laminalı şeyl olması çökelimin derin deniz ortamında gerçekleştiğini göstermektedir. İstifin tabana yakın kesiminde gözlenen paralel laminalı ince silttaşı düzeyleri de eşitli ortam şartlarını belirtmektedir. Kesitin üst kesimlerindeki orta-ince kumtaşı arakatmanlarının kalınlığının artması ile K20D, GB'ya paleoakıntuların bulunması ortamın göreceli olarak sığlaştığını kanıtlamaktadır. Piritleşmenin bulunması da aneorobik ortam koşullarının devam ettiğini işaret etmektedir.

Kesit I₆ da planktonik foraminifer oranının yüksek olması derin deniz ortamında çökelmenin devam ettiğini işaret etmektedir. Üç farklı düzeyde %32-42 oranlarına erişen bentonik foraminiferlerin bulunması osilasyonlara bağlı olarak ortamın göreceli bir şekilde sığlaştığını ifade etmektedir. *Braarudosphaera bigelowi* Gran ve Braarud türü nannofosilin kesitin tabana yakın kesiminde ortaya çıkması ve *Discoaster* türlerinin yukarıya doğru azalması derin deniz çökelme ortamının kesit I₄-I₅'e göre daha da sığlaştığını ifade etmektedir. Osilasyonların etkin olduğu derin deniz ortamında göreceli sığlaşma kesit I₆ da öncekilere göre daha da belirgindir.

Kesit I₇

Anlatım : Uzunluğu 139 (1741-1880) m olan kesit

I₇'nin taban kesimini oluşturan gri renkli şeyl, küresel aynışmalı ve kıymıksı kırıklıdır (Şekil 2). Kesitin 1758 m'sinden itibaren sarımsı gri renkli, paralel laminalı 3 cm kalın silttaşı arakatmanları olağandır. Kesitin orta ve üst kesiminde bulunan, 20 cm'ye erişen kalınlıktaki sarımsı gri renkli orta-ince kumtaşı ve silttaşı arakatmanları paralel laminalıdır. Kavki kırıntıları içeren yeşilimsi gri renkli, paralel laminalı, 13 cm kalın, orta-ince kumtaşı başlıca kuvars, radyolarit ve ofiyolit fanelerinden oluşmaktadır.

Bu kesitte planktonik foraminifer miktarı önceki kesitlere oranla azalmakta olup, kesitin orta kesiminde bentonik foraminifer miktarı %52'ye ulaşmaktadır (Şekil 3). *Braarudosphaera discula* Bramlette ve Riedel, *Braarudosphaera bigelowi* Gran ve Braarud türü nannoplanktonlar önceki kesitle benzerli olarak olağandır. Bu kesitte bir adet *Discoaster* türü nannofosil bulunmaktadır (Şekil 4).

Yorum : Kesit I₇'nin genellikle yeşilimsi-gri renkli, paralel laminalı şeyl olması derin deniz ortamında çökelmeyi işaret etmektedir. Orta-ince kumtaşı-silttaşı arakatmanlarının, kalınlığının artmasına rağmen para-

ADANA BASENİ

lel laminalı olmaları sakin bir ortamı belirtmektedir. Kesitin alt kesimlerine nazaran kırıntılı arakatmanların miktarı ve yüzdelerinin artması ortamın göreceli olarak sığlaştığını kanıtlamaktadır.

Kesit I₇'de planktonik foraminifer miktarının yüksek olması derin deniz ortam koşullarının devam ettiğini; miktarının önceki kesitlere göre daha düşük bulunması da ortamın göreceli olarak sığlaştığını kanıtlamaktadır.

Kesitin orta düzeyinde bentonik foraminifer miktarının %50'nin üstüne çıkması da bu olguyu desteklemektedir. *Braarudosphaera discula* Bramlette ve Riedel, *Braarudosphaera bigelowi* Gran ve Braarud türü nannofosillerin bulunmasının yanı sıra *Discoaster* cinsi nannofosillerin (iki tür) azalması ortamdaki bağıl sığlaşmanın devam ettiğini kanıtlamaktadır.

Kesit I₇ ossilasyonların etkin olduğu ve göreceli olarak sığlaşmanın devam ettiği bir derin deniz ortamında çökelmeyi ifade etmektedir.

Kesit I₈

Anlatım : Uzunluğu 106 m olan (1880-1986) kesit I₈'in tabanında Güvenç formasyonu yeşilimsi, gri renkli, küresel ayrışmak, piritle şeyden oluşmuştur (Şekil 2). Üzerine sarımsı renkli paralel laminalı, 5 cm kalın dayanımlı silttaşı gelmektedir. Yukarıya doğru koyu renk tonun hakim olduğu şeyli keskin tabanlı, gri renkli paralel laminalı ince kumlu silttaşı üzerlemektedir. Piritleşmenin gözlemlendiği bu seviyeler yeşilimsi gri küresel ayrışmak ve kavkı kırıntılı şeyden oluşmuştur. Bu kesimdeki 10 cm kalın, paralel laminalı as yuvarlak, küt köşeli kuvars, radyolarit ve ofiyolit tanelerinden oluşma orta kumtaşı ve silttaşı arakatmanları 1982 m'ye kadar devam etmektedir.

Kesit I₈'de planktonik foraminifera miktarı önceki kesite oranla belirgin şekilde azalmaktadır. Bentonik foraminifera miktarında kesitin tabanından tavanına doğru bir artış sözkonusudur (Şekil 3).

Braarudosphaera discula Bramlette ve Riedel *Braarudosphaera bigelowi* Gran ve Braarud türü nannofosiller ve *Discoaster* (sadece bir tür) bakımından kesit I₇ ile benzerlidir (Şekil 4).

Yorum : Kesit I₈'in çoğunlukla yeşilimsi gri renkli paralel laminalı şeyl olması derin deniz ortamında çökelmeyi belirtmektedir. Orta-ince kumtaşı-silttaşı arakatmanlarının kalınlık ve miktar olarak artması ile paralel laminalı bulunması derin deniz ortamının sakinliğini işaret etmektedir. Piritleşmenin olması anaerobik ortam koşullarının devam ettiğini kanıtlamaktadır.

Kesit I₈'de planktonik foraminifera oranının yüksek olması derin deniz ortam koşullarının devam ettiğini; miktarının önceki kesite göre daha da düşük oranda bulunması ortamın bağıl olarak belirgin şekilde sığlaştığını kanıtla-

maktadır. Bentonik foraminifera miktarının kesitin tabanında allaması da bu sığlaşmayı desteklemektedir. Önceki kesit ile benzerli olarak *Discoaster* tür sayının ikiye düşmesi ortam sığlaştığını belirtmektedir.

Kesit I₈'de deniz ortamındaki göreceli sığlaşma önceliklere göre oldukça bellidir.

Kesit I₉

Anlatım: Güvenç formasyonunun Kozan N34-dl paf-tasındaki yüzleğinin tavan kesimini oluşturan kesit I₉, 127 m kalınlık sunmaktadır (Şekil 2).

Kesit 2030 m'ye kadar, gri-yeşilimsi gri renkli, küresel ayrışmak şeylerden meydana gelmiş olup seyrek sarımsı renkli paralel laminalı 2-15 cm kalın ince silttaşı arakatmanları içerir. İstifin tavan kesimine doğru gri-yeşilimsi koyu gri renkli, paralel laminalı ve başlıca kuvars, tanelerinden oluşmuş, gevşek tutturulmuş orta kumtaşı arakatmanları artmaktadır. Tabanı keskin olan bu düzeyler yukarıya doğru tane boyu incelmeye koşut olarak silttaşı ve şeyle geçmektedir. Bu kesimde kaba kırıntılar ince kırıntılardan daha fazladır. İstifin tavanında gevşek tutturulmuş, dağılgan, kavkı kırıntıları içeren keskin tabanlı, paralel laminalı, bol bitki kırıntılı, 15 cm kalınlığa erişen ince kumtaşı yer almaktadır. Bunun üzerine yoğun oksidasyon ile yer yer limonitleşmeli, aşınmalı taban ile başlayan, sarımsı-kırmızımsı renkli, çok kalın katmanlı maksimum tane boyu 1 cm ye ulaşan ince çakıllı kumtaşı, kumtaşı, silttaşı ve çamurtaşından oluşan Kuzgun formasyonu, Kuzgun üyesinin karasal kırıntıları gelmektedir.

Bu kesitte istifin alt ve ortaya yakın kesiminde genellikle planktonik foraminifera yüzdesi etkin bulunmaktadır. Orta ve üst kesimlerinde bentonik foraminifera miktarı belirgin şekilde artarak % 72 değerine erişmektedir (Şekil 3). *Discoaster* cinsi nannofosiller kesitin orta kesiminde son bulmakta olup *Braarudosphaera discula* Bramlette ve Riedel, *Braarudosphaera bigelowi* Gran ve Braarud türü nannofosiller kesitin tavanına kadar devam etmektedir (Şekil 4).

Yorum : Kesit I₉'un taban kesiminin başlıca gri-yeşilimsi gri renkli şeyl olması, orta kesimlerinde ise seyrek-ince kumtaşı-silttaşı arakatmanlı şeylin hakim olması derin deniz ortamında çökelmenin devam ettiğini işaret etmektedir. Kesitin üst kesiminde ince kumtaşı-silttaşı katmanlarının şeyi düzeylerinden fazla olması ortamın sığ deniz niteliği kazandığını belirtmektedir. İstifin alt-orta kesimlerinde piritleşmenin bulunması derin deniz ortam koşullarında anaerobik şartların devam ettiğini; üst kesimde piritleşmenin bulunmayışı da bu şartın ortadan kalktığını kanıtlamaktadır.

Kesit I₉'un taban kesiminde planktonik foraminiferlerin etkin olması derin denizel ortam koşullarının de-

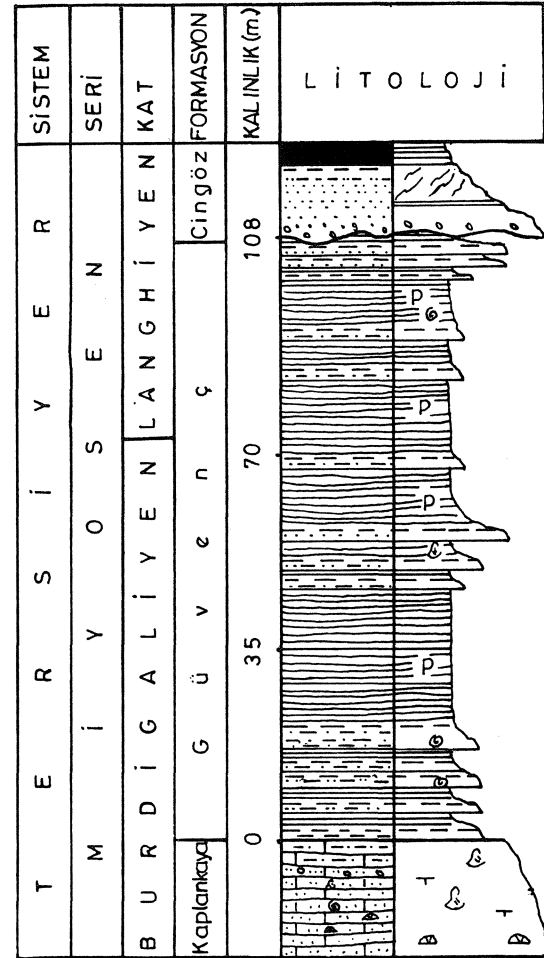
vam ettiğini kanıtlamaktadır. Bu kesimde bentonik foraminifera miktarının yukarıya doğru artması ortamın göreceli olarak, belirgin şekilde sığlaştığını kanıtlamaktadır. Benzer şekilde *Discoaster* cinsi nannofosillerin tek türe inip kesitin ortaya yakın kesiminde son bulması istifin alt kesiminin çökeldiği evrede derin deniz ortam şartlarının sürmesine karşılık yukarıya doğru sığlaşarak sığ deniz ortamına geçtiğini ifade etmektedir. Ayrıca *Braarudosphaera* Bramlette ve Riedal, *Braarudosphaera bigelowi* Gran ve Braarud türü nannofosillerin istifin bitimine kadar devam etmeleri de yukarıdaki son olguyu desteklemektedir.

Çukurköy Kesiti (II)

Anlatım : Güvenç formasyonunun inceleme alanı kuzeydoğusundaki yüzleğinden ölçülen Çukurköy kesiti Kozan N34-a paftasında yer alıp 108 m uzunluktadır (Şekil 1). Kesitin tabanında açık gri-kahverengimsi gri renkli, orta sert, az gözenekli, kalın katmanlı kırıntılı ve kırıntılı karbonatlardan oluşan Kaplankaya formasyonu yer almaktadır (Şekil 5). Katmanlanmaya paralel konumlu bol lamellibrans, gastropod, ekinidlerin yanı sıra yer yer alg ve temele ait çakıllar da bulunmaktadır.

Tabakalanmaya dik yönde gelişen eklemeler, demirli, killi-karbonatlı malzeme ile doldurulmuştur. Kaplankaya formasyonunu üzerleyen, genellikle açık yeşilimsi gri-siyahımsı koyu gri renkli, dayanımsız, belirgin katmansız, kıymıksı kırıklı, çok ince kumlası ve silttaşı arkatmanlı şeyllerden oluşan birim bu çalışmada da Güvenç formasyonuna dahil edilerek incelenmiştir (Yetiş, 1988).

Kesitin ilk 11 m'lik kesimini oluşturan şeylin üzerine gelen ince kumlu silttaşı; kahverengimsi gri koyu gri renkli, 30-40 cm kalın, az belirgin laminalı ve yassılaştırmış küçük ince kavkılı gastropod kavkuları içermektedir. Piritleşme 35. m'de başlayıp kesitin yaklaşık 100.m'sine kadar devam etmektedir. İnce kumlu silttaşı katmanları (11-15. m) şeyl ile ardanmalıdır ve üzerine 2,5 m kalın, grimsi kahverenkli, organik kalıntılı silttaşı gelmektedir. Silttaşını üzerleyen ince kumlu silttaşı sarımsı gri renkli olup, 10 cm kalın ve çok ince kavkılı gastropod-lamellibrans kapsamaktadır. Altaki litoloji ile geçişli olan siyah pigmentli silttaşı 46 m.'ye kadar yeşilimsi koyu gri, gevşek tutturulmuş şeyl ile ardanmalıdır. Şeyl üzerine keskin dokanak ile gelen açık kahverenkli, 10 cm kalın, ince kumlu silttaşı yine koyu gri-yeşilimsi gri, küresel ayrışmalı ince lamellibrans kavkısı içeren şeyl ile üzerlenmektedir. Kesitin 51. m'sinde bulunan, kahverenkli paralel laminalı, sert, 10 cm kalın ince kumtaşı yukarıya doğru tane boyu incelerken şeyle geçmektedir. Burada 43 m kalınlığa erişen şeyl yer yer silttaşı arakatmanlıdır ve üst seviyelere doğru ince kavkılı gastropod kırıntılı içerir. Keskin bir dokanak ile sarımsı açık kahve renkli, ince



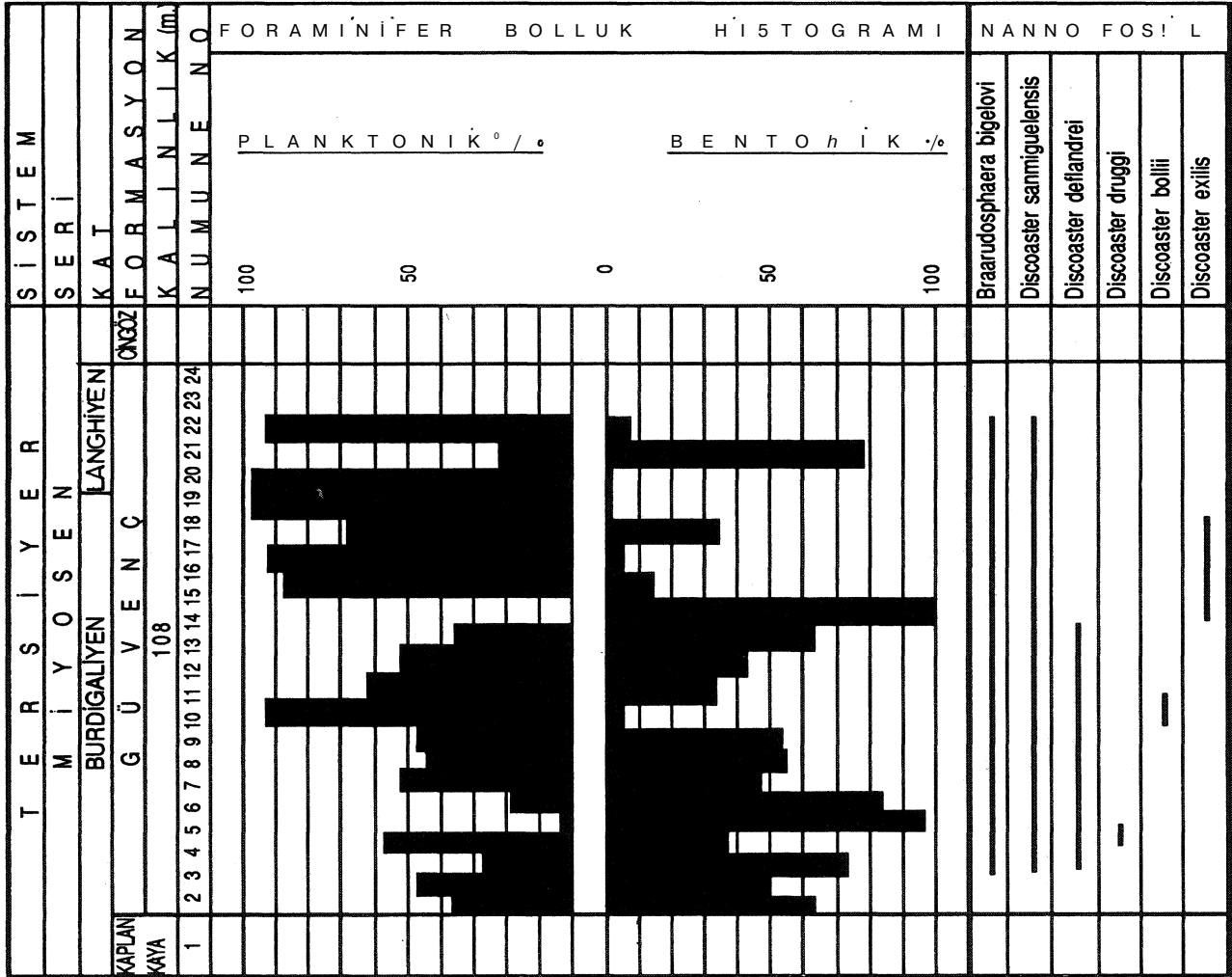
Şekil 5. Çukurköy ölçülmüş stratigrafi kesiti (P: Piritleşme).

Figure 5. Çukurköy measured stratigraphic section (P: Pyritization).

katmanlı, ince-orta kum boyu taneli, sert, keskin köşeli kırıklı, 7-70 cm kalınlığa erişen kumtaşı şeyl ile ardanmalıdır. Cingöz formasyonu türbiditik çökellerini karakterize eden kalın katmanlı konglomeratik bir seviye, Çukurköy kesitinin tavanını oluşturmaktadır. Kahverengimsi-gri renkli çakıltaşı, maksimum tane boyu 8 cm'ye erişen taneler başlıca as yuvarlak, küt köşeli, kireçtaşı, radyolarit, ofiyolit ve kuvarsitten türemiyor ve çökel kötü boylanmalıdır.

Kesitte planktonik foraminifera yüzdesi tabandan tavana doğru belirgin artış sunmaktadır. Bentonik foraminiferlerde ise istifin taban ve tavana yakın kesiminde yoğun olan oran genelde yukarıya doğru azalırken 15 ve 21 nolu örneklerde artış sözkonusudur. *Discoaster* cinsi nannofosiller istifin tabana yakın kesiminde başlayıp tavana kadar devam etmektedir (Şekil 6).

Yorum : Çukurköy kesitinde sığ deniz-plaj nitelikli Kaplankaya formasyonu üzerine gelen Güvenç formas-



Şekil 6. Çukurköy kesiti foraminifer bolluk histogramı, ortam belirleyici nannofosil türleri.

Figure 6. Foraminifer a percentage histogram, nannofossils species of the Çukurköy section.

yonunun ince kurntaş, silttaş arakatmanlı, açık yeşilimsi gri-siyahımsı koyu gri renkli, paralel laminalı şeyl olması sığ denizden derin deniz ortamına geçişini ifade etmektedir. İstifin ardalayan kesimde seyrek ince silttaş arakatmanlı şeyl egemen olması derin deniz ortamında çökelmeyi karakterize etmektedir. Kesitin orta ve üst kesimlerinde piritleşmenin bulunması derin deniz ortamında aneorobik ortam koşullarının egemen olduğunu göstermektedir. Üste türbiditik nitelikli Cingöz formasyonunun bulunması transgresyon esnasında geri ülkede yoğun beslenme ile ilgili olarak derin deniz ortamında türbiditik çökellerin geliştiğini ifade etmektedir.

Uzunluğu 108 m olan kesitte planktonik foraminifera miktarının tabandan tavana artması yanısıra *Discoaster* cinsi nannofosillerin istifin tabana yakın kesimde başlayıp tavana kadar devam etmesi derin deniz ortamında çökelmeyi kanıtlamaktadır. Kesitin tabanında bentonik foraminiferlerin planktonik foraminiferlerden

daha yüksek oranda bulunması sığ denizel ortam koşullarını işaret etmektedir.

Çukurköy kesitide sığ deniz-plaj nitelikli çökellerinden ibaret Kaplankaya formasyonu üzerindeki Güvenç formasyonunun sığdan derine, aneorobik koşulların etkin olduğu derin deniz ortamında çökelmeyi kanıtlamaktadır.

SONUÇLAR

Adana İlinin 40 km kadar kuzeybatısında yeralan yaklaşık 120 km²'lik alanda yapılan bu çalışmada elde edilen sonuçlar aşağıda sunulmaktadır:

1. Adana baseni Güvenç formasyonunun Karaisalı-Güvenç-Kuzgun kesiti ile havzada 2113 m'lik maksimum kalınlığa eriştiği belirlenmiştir. Bu kesitte Güvenç formasyonu, istifin tabanından tavanına: resif ilerisi, derin deniz (basen) ve sığ deniz fasiyeslerini kapsamaktadır.

2. Resif ilerisi fasiyesinde : a) istifin çok seyrek silt-taşı arakatmanlı, paralel laminalı, yeşilimsi gri renkli şeyllerden oluşması, b) bentonik foraminifera miktarının yukarıya doğru azalması, c) planktonik foraminifera miktarının yukarıya doğru artması, d) istifin tabanında *Braarudosphaera discula* ve *Braarudosphaera bigetowi* türü sığ deniz ortamını karakterize eden nannofosillerin bulunması, e) istifin daha üst kesiminde derin deniz ortamını belirten *Discoaster* türü nannofosillerin ortaya çıkması ortamın giderek derinleştiğini işaret etmektedir.

3. Derin deniz (basen) fasiyesinde: a) İstifin ince kumtaşı-silttaşı arakatmanlı, koyu yeşilimsi şeyl olması, b) piritleşmenin gözlenmesi, c) planktonik foraminifer miktarının çok yüksek oluşu, d) derin deniz ortamını karakterize eden *Discoaster* türü nannofosillerin yukarıya doğru artması, e) *Braarudosphaera discula* ve *Braarudosphaera bigelowi* türü daha sığ denizel ortam koşullarını yansıtan nannofosillerin kesitin ortaya yakın kesimlerinde yok olarak daha üstte tekrar başlaması derin deniz ortamının giderek derinleşip sonra tekrar sığlaşmaya başladığını belirtmektedir.

4. İstifin lavanındaki sığ deniz fasiyesinde: a) Kırıntılı oranının belirgin şekilde artması, b) bentonik foraminifera oranının yukarıya doğru artması, c) planktonik foraminifer miktarının azalması, d) *Discoaster* türü nannofosil tür sayısında yukarıya doğru azalma olması, e) *Braarudosphaera discula* ve *Braarudosphaera bigelowi* gibi sığ denizel ortam koşullarını yansıtan nannofosillerin kesit tavanına kadar devam etmesi ortamın sığlaştığını ifade etmektedir. Kesitin taanında menderesli nehir çökellerinin bulunması da bu olguyu desteklemektedir.

5. Çukurköy kesitinde, sığ deniz plaj nitelikli Kaplankaya formasyonu üzerinde Güvenç formasyonunun: a) İnce kumtaşı-silttaşı arakatmanlı paralel laminalı, yeşilimsi gri şeyl ile başlaması, b) bentonik foraminifera miktarının yukarıya doğru azalması, c) planktonik foraminifera miktarının yukarıya doğru artması, d) istifin orta-üst kesimlerinde piritleşmenin gözlenmesi, e) *Discoaster* türü nannofosillerinin kesitin tavanına doğru artması sığ deniz ortamından derin deniz ortamına geçişi işaret etmektedir.

6. Elde edilen planktonik-bentonik foraminifera ve nannofosil türlerine göre Güvenç formasyonu Çukurköy kesitinde Burdigaliyen-Langiyen, Karaisah-Güvenç-Kuzgun kesitinde Langiyen-Serravaliyen ve istif topluca Burdigaliyen - Serravaliyen evresinde çökmüştür.

KATKI BELİRTME

Bu çalışma Ç.Ü. Araştırma Fonu desteğinde (FBE 91-29) Yüksek Lisans Tezi olarak gerçekleştirilmiştir. Çalışma için gerekli desteği sağlayan Ç.Ü. Araştırma Fonu Başkanlığına teşekkür ederiz.

Nannoplankton tanımları ile ortamsal yorumlan değerli görüş ve önerilerini esirgemeyen Prof.Dr. Vedia Toker'e, planktonik foraminifera tanımları için de Doç.Dr. Atike Nazik ile Doç.Dr. Ümit Şafak'a teşekkürlerimizi sunarız.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Ergene, T. M., 1972, Quantitative Environmental Analysis and Reservoir Properties of Karaisalı Limestone in Bulgurdağ Oil Field: Turkey. Revue de la Faculté des sciences de L'université d'Istanbul, B, XXXVII, 3-4, 165-186.
- Görür, N., 1979, Karaisalı Kireçtaşının (Miyosen) Sedimantolojisi: Türkiye Jeol.Kur.Bült., 22/2, 227-234.
- Görür, N., 1980, Karaisalı Kireçtaşının (Miyosen Diyajenetik Evrimi): Türkiye 5. Petrol Kong.TebL, 123-128.
- İlker, S., 1975, Adana baseni Kuzeybatısının Jeoloji ve Petrol Olanakları: T.P.A.O. Arama Arşiv No: 973, 63 s. (Yayınlanmamış).
- Lagap, H., 1985, Kırılan -Karakılıç - Karaisalı (NW Adana) Alanının Litostratigrafik-Kronostratigrafik incelemesi: Ç.Ü. Fen Bil. Enst, Jeoloji Müh.Böl., Yüksek Lisans Tezi, 77 s.
- Nazik, A., 1983, Güvenç formasyonu Stratigrafi Kesitinin (KB Adana) Planktonik Foraminiferalarla Biyostratigrafik incelemesi: A.Ü. Fen Fak. Jeoloji Müh.Böl., Yüksek Müh.Tezi, 35 s.
- Nazik, A., Toker, V., 1986, Karaisalı Yöresi Orta Miyosen İstifinin Foraminifer biyostratigrafisi: M.T.A. Dergisi, No: 103/104, 139-150.
- Nazik, A., Gürbüz, K., 1992, Karaisalı-Çatalan-Eğner yöresi (KB Adana) Alt-Orta Miyosen yaşlı denizaltı yelpazelerinin planktonik foraminifer biyostratigrafisi. Türkiye Jeoloji Bülteni, 35, 1, 67-80.
- Öztümer, E.; Bizon, G.; Bizon, J.J. ve Feinberg, H., 1974, Mut ve Adana havzaları Tersiyer biyostratigrafisi ve mikropaleontoloji yenilikleri: Türkiye II. Petrol Kong.tebligleri, 217-228.
- Schmidt, G.C., 1961, Stratigraphic Nomenclature for the Adana Region Petroleum District: 7. Petroleum Administration Bull, 6., 47-63.
- Ünlügenç, U. C., Demirkol, C. ve Şafak, Ü., 1993, Adana Baseni K-KD'sunda Yeralan Karsantı Baseni Çökellerinin Stratigrafik-Sedimantolojik Nitelikleri: A.Suat Erk Sempozyum Bildirileri, 215-227.

ADANA BASENİ

Yalçın, N.M., Görür, N., 1984, Sedimentological Evolution of the Adana Basin: International Symposium on the Geology of the Taurus Belt. 165-172.

Yetiş, C., 1978, Çamardı (Niğde) Yakın ve Uzak dolayımın jeoloji incelemesi ve Ecemiş Yarılım kuşağının Maden Boğazı-Kamışh arasındaki özellikleri. İst. Üniv. Fen Fak. Doktora Tezi, 164 s.

Yetiş, C., Demirkol, C., 1984, Adana Baseni Kuzey-Kuzeybatı Kesiminin Temel Stratigrafisine ilişkin Bazı

Gözlemler: Türkiye Jeol.Kur. 38. Bilimsel ve Teknik Kurultayı Bildiri özetleri. 59-61.

Yetiş, C., Demirkol, C., 1986, Adana Baseninin Batı Kesiminin Detay Jeolojisi Etüdü I: M.T.A. Rapor No: 8037 ^{nin Detay} (yayınlanmamış).

Yetiş, C., 1988, Reorganization of the Tertiary Stratigraphy in the Adana Basin, Southern Turkey. Newsl.Stratigr., 20(1), 43-58.

Samandağ formasyonu'nun (Antakya Havzası) yaşı ve Molluska faunasına bağlı paleoekolojik özellikleri

The age and palaeocological properties of Samandağ formation (Antakya basin) based on molluscan fauna

Kuddusi KARAKUŞ
Güler TANER

Ankara Üniversitesi, Fen Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Ankara
Ankara Üniversitesi, Fen Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Ankara

Öz

Bu çalışma, Antakya (Hatay)-Samandağ arasında geniş yüzlekler sunan Samandağ formasyonu (Piyasensiyen) nun Molluska faunası özelliklerini kapsamaktadır. İnceleme alanında 5 adet ölçülü stratigrafi kesiti alınmış, bu kesitlerden derlenen örneklerden Molluska faunasına bağlı 46 cins ve 57 tür saptanmıştır. Bu faunanın incelenmesiyle Samandağ formasyonunun Piyasensiyen (Üst Pliyosen) yaşında olduğu ve alt seviyelerinde denizel, üst seviyelerinde ise akarsu formlarını bulundurduğu tespit edilmiştir. Ayrıca, formasyonun alt seviyelerinden üst seviyelerine doğru ortanda bulunan suyun, normal deniz suyu karakterinden oligohalin acisu karakterine dönüştüğü ve bölgede Piyasensiyen döneminde subtropikal iklim şartlarının etkili olduğu saptanmıştır.

Abstract

This study comprises the properties of Samandağ Formation (Piacenzian) exposed in a wide area between Antakya and Samandağ (Hatay), based on its molluscan faunal content. In this frame 46 genus and 57 species have been determined in the samples, collected from five measured stratigraphic sections. It has been revealed that the age of the formation is Piacenzian (Upper Pliocene) according to the faunal associations which includes marine forms in the lower, and fluvial forms in the upper levels of the succession. This stand points to a change in the environmental conditions from normal marine to oligohaline, and faunal properties also suggest that the subtropical climatic conditions predominated in the region during the Piacenzian time.

GİRİŞ

Çalışma alanı, Türkiye'nin güneyinde Antakya ili ile Samandağ ilçesi arasında katır. 1/25 000 ölçekli Mersin P35-c3, Antakya P36-d3, d4 paftalarının büyük bölümünü, Mersin P35-c2, Antakya P36-d2 paftalarının ise bir kısmını içerisine alır (Şekil 1).

Antakya Havzası'nda jeolojik ve paleontolojik amaçlı pek çok çalışma yapılmıştır. Bunlardan Erüenal-Erentöz, 1958; Doruk, 1973; Coşulu, 1973; Aktürk, 1975; Karacabey-Öztemür ve Selçuk, 1980-81; Selçuk ve diğ., 1985; Tekeli ve Erendil, 1986 ve Tokar ve Yıldız, 1991 örnek olarak verilebilir.

Çalışma alanındaki Geç Pliyosen çökelleri ilk defa Selçuk ve diğ. (1985) tarafından Samandağ formasyonu olarak adlandırılmıştır. Samandağ formasyonu bölgede Üst Miyosen (Messiniyen) yaşlı jipsleri açısız uyumsuzlukla örter. Birim genel olarak kumtaşı, kilitaşı ve marın ardalanmasından oluşur. Bu çalışmada Geç Pliyosen çökelleri ayrıntılı olarak incelenmiş, zengin Molluska faunası içeren seviyeleri tespit edilerek Ziyaret Tepe Kesiti, Çiftlik Tepe Kesiti, Kireci Tepe Kesiti, Orta Tepe Kesiti ve Kuşalanı Kesiti olmak üzere 5 adet ölçülü stratigrafi kesiti alınmıştır (Şekil 2). Ölçülü stra-

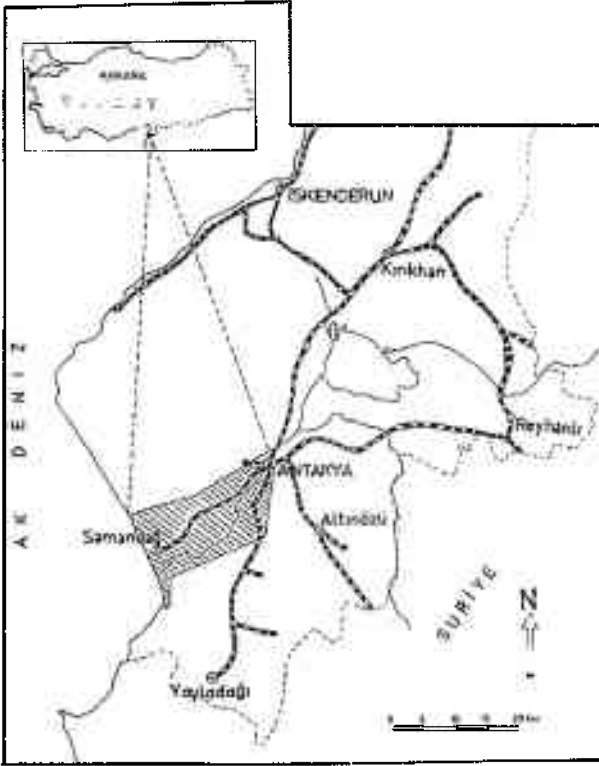
tigrafi kesitlerinden derlenen örneklerde Molluska faunasına bağlı olarak, Gastropoda sınıfına ait 22 cins ve 29 tür, Scaphopoda sınıfına ait 3 cins ve 4 tür Bivalvia sınıfına ait 21 cins ve 24 tür tespit edilmiştir.

Tespit edilen fosiller Moore (1964-69) ve Wenz (1938-44)'e göre adlandırılmış olup, Levha 1-6'de gösterilmiştir. Ayrıca tespit edilen faunanın Samandağ formasyonu içerisindeki yayılımı ile (Çizelge 1) Tetis bölgesindeki paleocoğrafik ve Neojen alt sistemindeki stratigrafi yayılımı (Çizelge 3a, 3b) ortaya konmuştur.

STRATİGRAFI

Samandağ Formasyonu

Samandağ formasyonu ilk defa Selçuk ve diğ. tarafından 1985 yılında adlandırılmıştır. Formasyon genel olarak kumtaşı, kilitaşı ve marınlardan oluşmaktadır. Birim alt sınırında Messiniyen yaşlı kabul edilen Vakıflı formasyonuna ait jipsler üzerinde açısız uyumsuz olarak bulunur. Üstte ise kuvaterner yaşlı serbest çakıllar ve travertenler tarafından yine uyumsuz olarak üzerlenir. Bu çalışmada 335 m görünür kalınlık ölçülmüştür. İnceleme alanında geniş bir yayılım gösteren birim, Samandağ ilçesi çevresinden başlayarak Antakya'ya kadar yüzeyler.



Şekil 1. Yer bulduru haritası.

Figure 1. Location map.

Ölçülü stratigrafi kesitleri

Birimün taban ve tavan sınırı her yerde tam olarak gözlenemediği için tabandan tavana doğru kesit almaya elverişli yerler olan; Ziyaret Tepe, Çiftlik Tepe, Kireci Tepe, Orta Tepe ve Kuşalanı Köyü doğusu olmak üzere toplam 5 lokalite belirlenmiş ve buralardan ölçülü stratigrafi kesitleri alınmıştır. Kesitler en altta Mersin P35-c3 paftasında X1: 769925 m, Y1: 4000850 m, Z1: 140 m koordinatlarıyla Ziyaret Tepe Kesiti olarak başlamakta ve en üstte, Antakya P36-d4 paftasında; X2: 772500 m, Y2: 3998500 m, Z2: 165 m koordinatlarıyla Kuşalanı Kesiti olarak sona ermektedir (Şekil 2).

1. Ziyaret Tepe Kesiti

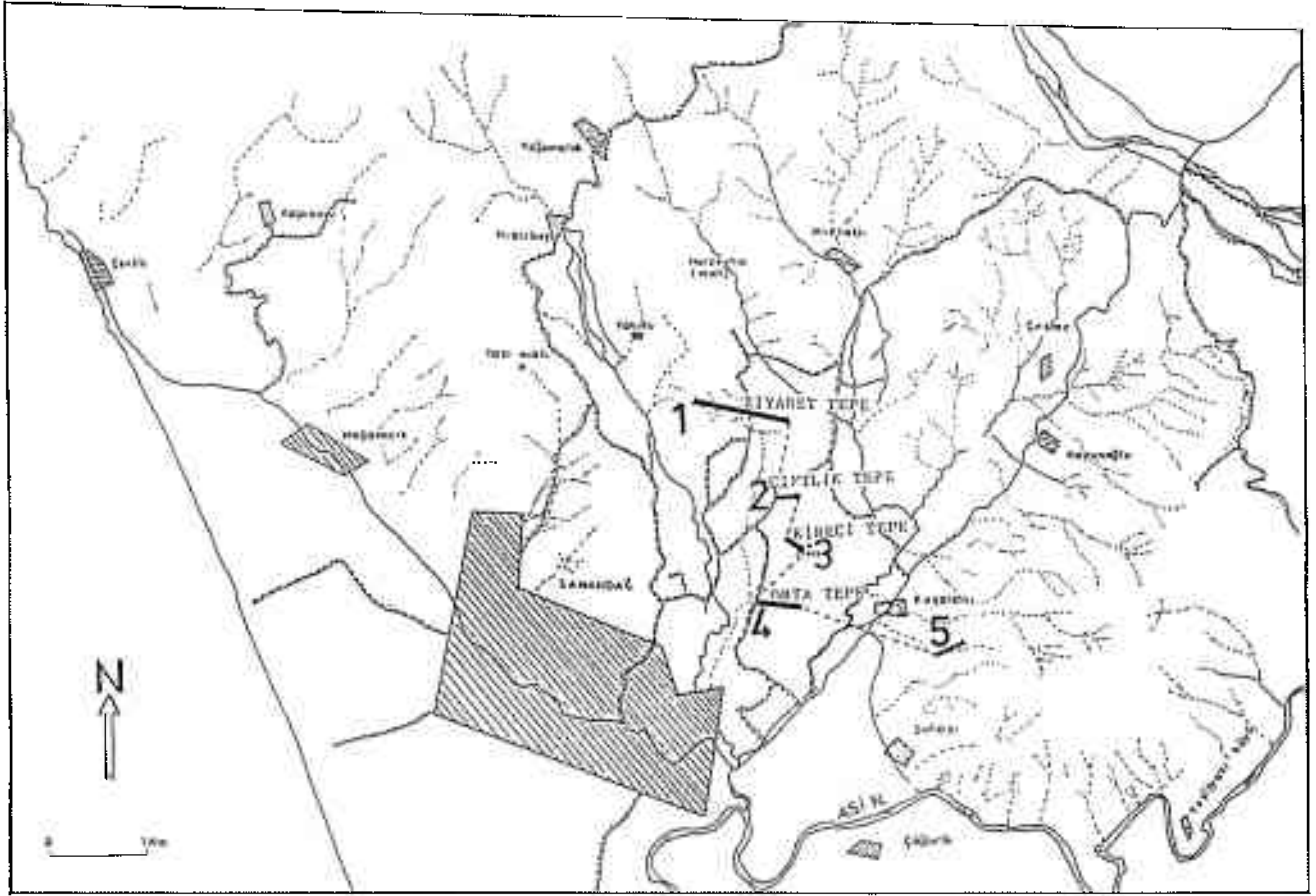
Kesit, Mersin P35-c3 paftasında X1: 769925 m, Y1:4000850 m, Z1: 140 m koordinatlarıyla başlar ve güneydoğuya doğru X2: 770700 m, Y2: 4000900 m, Z2: 115 m koordinatlarıyla sona erer. Ziyaret Tepe kesitinin tabanı Ölçü Tepe güneyinde kumtaşları ile başlar (Şekil 3). Kesitin 0-30 metreleri arasında sarımsı kahverenginde, yer yer kırmızımsı, iyi boylanmış, gevşek çimentolu, belirgin tabakalı kumtaşları yer alır. Bu kumtaşları arasında ince seviyeler halinde krem renkli kiltası tabakaları bulunur. Daha sonra 30-125 m kalınlıkta yeşil-boz renkli, gevşek çimentolu, çok yu-

varlak tanelerden oluşan ve yine killi kireçtaşı ve kiltası aratabakaları içeren bir kumtaşı seviyesi gelmektedir. Kiltalarının kalınlığı bazen 0.5 metreyi bulmaktadır. Bu kumtaşları K22D doğrultusunda ve 12 GD yönünde eğilimlidir. Kesiti oluşturan birimlerde hiç bir Molluska faunası saptanamamıştır.

2. Çiftlik Tepe Kesiti

Çiftlik Tepe Kesiti Mersin P35-c3 paftasında X1: 769750 m, Y1: 3999950 m, Z1: 56 m koordinatları ile başlamakta ve doğuya doğru X2: 769950 m, Y2: 3999950 m, Z2: 95 m koordinatlarıyla biter. En alta Ziyaret Tepe 'nin üst seviyelerinde gözlenen yeşil boz renkli kumtaşları bulunmaktadır. Bu kumtaşları, Ziyaret Tepe'nin üst seviyelerinde de gözlenmektedir (Şekil 3). Bu kumtaşları üzerine yeşilimsi renkli, killi kireçtaşları ve yine boz renkli kumtaşı-kiltası ardalanması gelmektedir. Çiftlik Tepe kesitinin toplam kalınlığı 70 m olup, Samandağ formasyonunun alttan itibaren 105-175 metrelerine karşılık gelmektedir. 145-150 metreler arasından alınan 11 no'lu (Şekil 3) örnek noktasında; *Anadara (Anadara) diluvii* Lamarck var. *Pertransversa* Sacco, *Turritella (Zaria) subangulata* (Brocchi), *Natica millepunctata* Lamarck, *Mitrella (Macrurella) nassoides* (Gretaloup), *Nassa cf. incrassata* (Müller), *N. (Amyclina) semistriata* Brocchi, *Turricula (Sarcula) dimidiata* Brocchi, *Gemmula (Unedogemmula) contigua* (Brocchi), *Conus (Chelyconus) pyrula* var. *mucronata* Erünel-Erentöz, *C. (Conospirus) antediluvianus* var. *subgranulata* Sacco, *Ringicula (Ringiculina) buccinea* (Brocchi), *Dentalium (Dentalium) sexangulum* Schröter, *D. (Antalis) fossile* Schröter ve *Fustiaria cf. emersoni* Caprotti gibi Molluska faunası saptanmıştır. Daha üstte bulunan 150-155 metreler arasındaki kumtaşlarından alınan 12 no'lu (Şekil 3) örnek noktasında; *Anadara (A.) pectinata* (Brocchi), *Murex (Bolinus) brandis torilarius* Lamarck, *Nassa cf. incrassata* (Müller), *Phos (Phos) polygonum* (Brocchi), *Vexillum (Uronitira) capressinum* (Brocchi), *V. (U.) plicatula* (Brocchi), *Bathytoma (Bathytoma) cataphracta* Brocchi, *Gemmula (Gemmula) rotata* (Brocchi), *Dentalium (D.) sexangulum* Schröter ve *D. (A.) fossile* Schröter gibi örnekler tespit edilmiştir. Bu kumtaşları üzerinde 5 m kalınlığında krem renkli bir kiltası seviyesi yer alır. Bu kiltalarında Molluska faunası saptanamamıştır.

Fakat, kesitin 160-165 metrelerine karşılık gelen 13 no'lu örnek noktasındaki (Şekil 3) kumtaşları fosil bakımından çok zengin olup; *Amisium cristatum* (Bronn), *Anadara (A.) pectinata* (Brocchi), *A. (A.) diluvii* Lamarck var. *pertransversa* Sacco, *Lymnocardium gracile* var. *mediterranea* Erünel-Erentöz, *Lucina (Lucina) orbicularis* Deshayes, *L. (Phacoides) michelotti* Mayer, *Tellina (Tellinella) distorta* Poli, *Venus (Venri-*



Şekil 2. Ölçülu stratigrafik kesit yerlerini gösterir harita.

Figure 2. Locations of the measured stratigraphic sections.

coloides) *multilamella* (Lamarck), *Corbula* (*Varicorbula*) *gibba* (Olivé), *Nuculana* (*Saccella*) *fragilis* (Chemnitz), *Yoldia* (*Yoldia*) *nitida* (Brocchi), *Nucula* (*Nucula*) *placentina* Lamarck, *Cuspidaria rostrata* spengl, *Bitium* (*Bitium*) *reticulatum* (Da Costa), *Cerithium* (*Psychocerithium*) *bronni* Partsch, *C. (Theridium)* *crenatum* var. *subcrenatocoronata* Sacco, *Nassa concinna* Bellardi, *Turricula* (*Sarcula*) *dimidiata* Brocchi, *Strioterebrum* (*Strioterebrum*) *pliocenicum* Fontannes, *Terebra acuminata* Borson var. *pergranularis* Sacco, *Entalina tetragona* (Brocchi) gibi fosiller saptanmıştır.

Çiftlik Tepe kesitinin en üst seviyelerinde bulunan 170-175 metreler arasındaki kilitaşlarından alınan 14 no'lu (Şekil 3) örnek noktasında; *Chama* (*Chama*) *placentina* (DeFrance), *C. (C.) gryphoides* Linne, *Timoclea* (*Timoclea*) *ovata* (Pennant), *Yoldia* (*Yoldia*) *nitida* (Brocchi), *Cerithium* (*T*) *varicosum* (Brocchi), *Natica millepunctata* Lamarck, *Neverita josephina* Risso, *Ringicula* (*Ringiculina*) *buccinea* (Brocchi) gibi pelesipod ve gastropod fosilleri saptanmıştır. Bu kilitaşları üzerinde bulunan çok ince bir kumtaşı seviyesiyle Çiftlik Tepe kesiti sona erer.

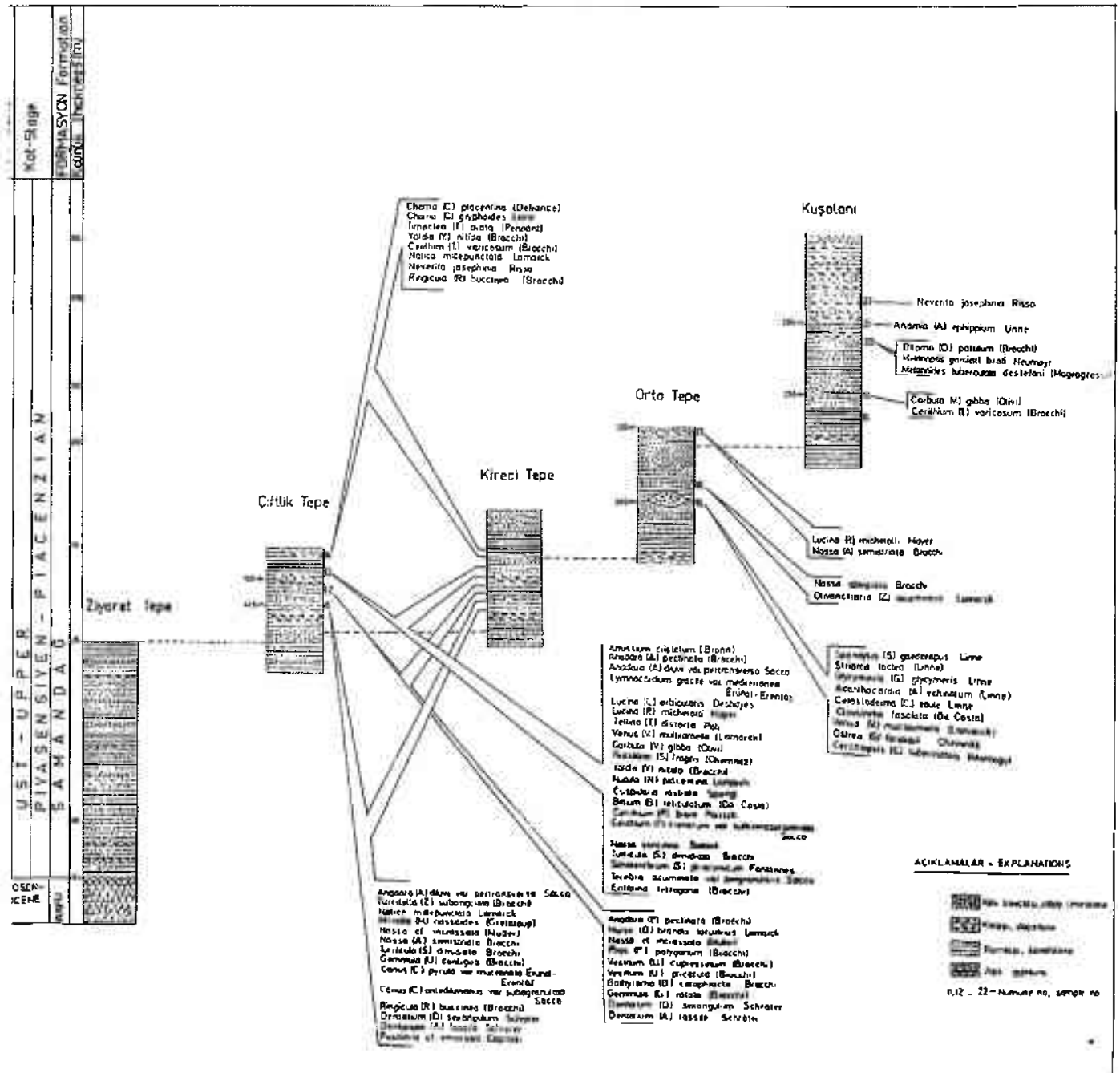
3. Kireci Tepe Kesiti

Kesit, Mersin P35-c3 paftasında X1: 770000 m, Y1:3999550 m, Z1:60m koordinatlarıyla başlar ve güneydoğuya Antakya P36-d4 paftasında X2:7700050 m, Y2:3999470 m ve Z2:128 m koordinatları ile sona erer. Çiftlik Tepe'nin güneyinde bulunan Kireci Tepe'de de çok bol Molluska faunası saptanmıştır. Kireci Tepe'den almış olduğumuz ölçülu stratigrafik kesiti Samandıǰı formasyonunun alttan itibaren 123-195 metrelerine karşılık gelmektedir (Şekil 3). Bu kesitte saptanan fauna Çiftlik Tepe'de saptadığımız fauna ile aynıdır.

Kireci Tepe kesitinin üst seviyelerinde, kesitin 175-180 metreleri arası (Şekil 3) yeşil-boz renkli, gevşek çimentolu, iyi boylanmış ve belirgin tabakalaşma gösteren kumtaşları bulunmaktadır. Bu kumtaşları içerisinde Molluska faunası saptanamamıştır.

4. Orta Tepe Kesiti

Orta Tepe kesiti Mersin P 35-c3 paftasında X1:769675 m, Y1:3998875 m, Z1: 47 m koordinatları ile başlar ve güneydoğuya doğru X2:770000 m,



Şekil 3. Samandıç Formasyonuna ait ölçülü stratigrafi kesitleri.
 Figure 3. Measured stratigraphic sections of the Samandıç formation.

SAMANDAĞ - FORMASYONU

PLIYOSEN - PLIOCENE	SERİ - Serie
ÜST - UPPER	KAl - Stage
P. PIYASENSİYEN - PIACENZIAN	FORMASYON - Formation
KALINLIK - Thickness (m)	LİTOLOJİ - Lithology
	FOSİLLER - FOSSILS
	<i>Dipma (D) patulum</i> (Brocchi)
	<i>Baryum (B) reticulatum</i> (Da Costa)
	<i>Cerithium (C) broni</i> Patsch
	<i>Cerithium (C) crenatum</i> var <i>subgranulata</i> (Brocchi)
	<i>Cerithium (C) varicosum</i> (Bronni)
	<i>Cerithopsis (C) tuberculata</i> Montagu
	<i>Melanopsis (M) gartexi</i> bel. Neumayr
	<i>Melanopsis (M) tuberculata</i> (Montagu)
	<i>Turritella (T) subangulata</i> Brocchi
	<i>Natica (N) mallepunctata</i> Lamarck
	<i>Neverita (N) josephina</i> Risso
	<i>Nuxa (N) bronni</i> Lottin
	<i>Mitrella (M) cassades</i> (Gretcloup)
	<i>Nassa (N) concinna</i> Bellard
	<i>Nassa (N) obliquata</i> Brocchi
	<i>Nassa (N) cf. incrassata</i> (Müller)
	<i>Amyclina (A) semistriata</i> (Brocchi)
	<i>Phos (P) polygonum</i> (Brocchi)
	<i>Olivancularia (O) acuminata</i> Lamarck
	<i>Ventum (V) cupressinum</i> (Brocchi)
	<i>Ventum (V) plicatula</i> (Brocchi)
	<i>Bathytoma (B) compressa</i> (Brocchi)
	<i>Gemma (G) rotata</i> (Brocchi)
	<i>Gemma (G) confusa</i> (Brocchi)
	<i>Conus (C) pyrula</i> var. <i>pyrula</i> (Favos)
	<i>Conus (C) antediluvianus</i> var. <i>subgranulata</i> (Sacco)
	<i>Striaterebra (S) piacentina</i> Fontannes
	<i>Striaterebra (S) acuminata</i> var. <i>pergranulata</i> (Sacco)
	<i>Rangula (R) triangularis</i> Brocchi
	<i>Dentium (D) semangulum</i> Schrotter
	<i>Dentium (D) Anadol</i> Kasse Schrotter
	<i>Fusularia (F) emersi</i> Caprati
	<i>Entalina (E) tetragona</i> (Brocchi)
	<i>Cuspidaria (C) rostrata</i> Speng.
	<i>Nucula (N) fragilis</i> (Chemnitz)
	<i>Nucula (N) elida</i> (Brocchi)
	<i>Nucula (N) piacentina</i> Lamarck
	<i>Striaria (S) tectea</i> (Linne)
	<i>Anadara (A) pectinata</i> (Brocchi)
	<i>Anadara (A) d'Arvi</i> var. <i>pertransversa</i> (Sacco)
	<i>Glycymeris (G) glycymeris</i> Linne
	<i>Spondylus (S) gaederopus</i> Linne
	<i>Amisium (A) cristatum</i> (Bronni)
	<i>Anomia (A) cf. ephippium</i> Linne
	<i>Ostrea (O) (S) (S) (S)</i> Chemnitz
	<i>Acanthocardia (A) edinata</i> (Linne)
	<i>Lymnocardium (L) proce</i> var. <i>mediterranea</i> (Favos)
	<i>Cerastoderma (C) edule</i> Linne
	<i>Chama (C) piacentina</i> (Defrance)
	<i>Chama (C) gryphoides</i> Linne
	<i>Lucina (L) orbicularis</i> Deshayes
	<i>Lucina (L) michelotti</i> (Mayer)
	<i>Tellina (T) (T) (T) (T)</i> Poli
	<i>Claustrella (C) fasciata</i> (Da Costa)
	<i>Venus (V) (V) (V) (V)</i> Lamarck
	<i>Tinnaculus (T) ovata</i> (Pennant)
	<i>Carbula (C) (C) (C) (C)</i> Gibbo

Çizelge 1. Samandağ formasyonuna ait fosillerin dikey yayılımı

Table 1. Vertical distribution of the fossils of Samandağ formation.

Y2:3998850 m ve Z2:100 m koordinatları ile biter. Bu kesitte ölçülen toplam kalınlık 72 m dir. Bu kalınlık Samandağ formasyonunun alttan itibaren 168-240 metrelerini oluşturur. En altta yeşil-boz renkli kumtaşı arabakaları bulunan 5 m kalınlığında krem renkli kilttaşları ile başlar, bu kilttaşları Çiftlik Tepe'nin en üst seviyesindeki 14 no'lu örnek noktasına ve Kireci Tepe'nin en üst seviyelerindeki kilttaşlarına karşılık gelmektedir (Şekil 3). Ancak burada diğer kesitlerdeki tüm fosiller olmamakla beraber: *Natica millepunctata* Lamarck, *Neverita josephinia* Risso ve *Ringicula (Ringiculina) buccinea* (Brocchi) örnekleriyle korele edilebilir.

Kilttaşları üzerinde yeşil-boz renkli olan ve yine Kireci Tepe'nin üst seviyelerine karşılık gelen kumtaşları yer alır. Bu kumtaşları üzerinde yaklaşık 5 m kalınlığında killi kireçtaşı bulunur. Orta Tepe'nin batısında kesitin 195-205 metreleri arasında bir çakiltaş merceği yer almaktadır. Bu merceğin yanal devamı 30 metredir. Çakiltaşın çakılları bir kaç cm ve dm kadardır. Bu çakiltaş merceği üzerinde kahvemsî sarı renkte, ince-orta tabakalı, gevşek çimentolu kumtaşları bulunur. Bu kumtaşları içerisinde 15 no'lu örnek noktasında (Şekil 3) görüldüğü gibi; *Spondylus (S.) gaederopus* Linne, *Striarca lactea* (Linne), *Glycymeris (Glycymeris) glycymeris* Linne, *Acanthocardia (Acanthocardia) echinatum* (Linne), *Cerastoderma (Cerastoderma) edule* Linne, *Clausinella fasciata* (Da Costa), *Venus (Ventricoloidea) multilamella* (Lamarck), *Ostrea (Saccoostrea) forskalii* Chemnitz, *Cerithiopsis (Cerithiopsis) tuberculatus* (Montagu) gibi gastropod ve pelesipod örnekleri saptanmıştır. Samandağ formasyonunun alttan itibaren 208-210 metrelerine karşılık gelen Orta Tepe'deki 16 no'lu örnek noktasında (Şekil 10) bulunan kumtaşları içerisinde; *Nassa obliquata* Brocchi, *Olivancillaria (Agaronia) acuminata* Lamarck saptanmıştır. Orta Tepe'nin en üstünde 230-235 metrelerinde 17 no'lu örnek noktasında (Şekil 3) bulunan kilttaşlarında ise; *Lucina (Phacoides) michelotti* Mayer ve *Nassa (A.) senistrata* Brocchi örnekleri saptanmıştır. Orta Tepe'den alınan kesit bu seviye ile sona erer.

5. Kuşalanı Kesiti

Bu kesit, Antakya P 36-d4 paftasında XI:771200 m, Y1:3998375 m, Z1:60 m koordinatları ile başlar, kuzeydoğu yönünde X2:771525 m, Y2:3998500 m ve Z2:165 m koordinatları ile sona erer. Kuşalanı kesiti, Kuşalanı Köyü doğusunda altta sarımsı kahve renkli, gevşek çimentolu, dağılgan kumtaşları ile başlamaktadır. Burada ölçülen toplam kalınlık 120 m dir. Bu seviye Samandağ formasyonunun alttan itibaren 215-335 metrelerine karşılık gelmektedir.

Samandağ formasyonunun alttan 260-265 metrelerine karşılık gelen 19 no'lu (Şekil 3) örnek noktasında; *Corbula (Varicorbula) gibba* (Olivî), *Cerithium (T.) varicosum* (Brocchi) gibi örnekler saptanırken, daha üst seviyelerinde 20 no'lu örnek noktasında; *Diloma (Oxysteles) patulum* (Brocchi), *Melanopsis garciexi broii* Neumayr ve *Melanoides tuberculata destefanii* (Magrossassi) gibi gastropod türleri saptanmıştır (Şekil 3). 21 no'lu örnek noktasında yer alan ve Samandağ formasyonunun alttan 290-295 metrelerine karşılık gelen kumtaşlarında; *Anomia (Anonta) ephippium* Linne tespit edilmiştir. Samandağ formasyonunun belirlenen en üst fosilli düzeyi olan ve alttan itibaren 300-305 metrelerine karşılık gelen 22 no'lu örnek noktasındaki kilttaşlarında; *Neverita josephinia* Risso bulunur. Kesit burada sarımsı-kahvemsî renkli kumtaşları ile ağalamalı olarak yer alan çok ince yeşilimsî krem renkli kilttaşı tabakaları ile son bulur.

Jeolojik Yaş

Samandağ formasyonu çok bol Molluska faunası içermekte ve faunanın çoğunluğu Neojen sistemi içerisinde yayılım göstermektedir. Bazı örneklerin ise sadece Pliyosen'de yaşadığı bilinmektedir (Çizelge 2 ve3). Ancak; *Cerithium (T.) varicosum* Brocchi, *Nassa (Amyclina) senistriata* (Brocchi), *Gemmula (Gemmula) rotata* (Brocchi), *Conus (Conspirus) antedivianus* var. *subgranulata* Sacco, *Fustiaria* cf. *emersoni* Caprotti, *Entalina tetragona* (Brocchi), *Yoldia (Yoldia) nitida* (Brocchi), *Striarca lactea* (Linne), *Glycymeris (G.) glycymeris* Linne, *Spondylus (S.) gaederopus* Linne, *Ostrea forskalii* Chemnitz, *Melanopsis garciexi broii* Neumayr, *Melanoides tuberculata destefanii* (Magrossassi), *Cuspidaria rostrata* Spengli gibi fosiller Portekiz, Güney Fransa, İtalya, Ege Adaları, Kıbrıs, Kuzey Afrika'da Fas ve Mısır gibi ülkelerde Üst Pliyosen'i karakterize eden tiplerdir. Bu fosiller Samandağ formasyonunda da çok bol ve iyi korunmuş olarak saptanmış durumdadır. Bu faunaya dayanarak formasyonun Piyasensiyen yaşında olması gerekmektedir.

PALEOEKOLOJİK YORUM

Samandağ formasyonunun orıamsal yorumunda Remanc'nin tuzluluk sınıflaması (Papp 1959'dan) kullanılmıştır.

Samandağ formasyonunda saptanan Molluska faunasının tamamı Tetis bölgesine özgü cins ve türler olup (Çizelge 2), Samandağ formasyonunun Tetis provensinc bağılı olarak geliştiğini göstermektedir. Ayrıca Samandağ formasyonunda bulunan *Acanthocardia (Acanthocardia) echinatum* Linne Miyosen'de Atlantik Okyanusunda, Pliyosen'de ise Tetis'de görülmektedir.

Seri / Stage	Kuvvet / Force	Dünya / Epoch	Formasyon / Formation	AÇIKLAMALAR / EXPLANATIONS	
				Litoloji - Lithology	Paleontoloji - Palaeontology
S1	Kuvvet / Force	Dünya / Epoch	Formasyon / Formation	Alüvyon / Alluvium	Mevcutta / Presently
				kahverengi sarı renkli, ince-orta tabakalı, gevşek simenli kumları	Stroma (Gastropoda) / Stroma (Gastropoda)
				bronzlaşmış sarı, orta-orta tabakalı, gevşek simenli kumları	Melanoidae / Melanoidae
				yeşilimsi kili kireçtaşı ve bazen renkli kumtaşı alternansları	Cerata (Gastropoda) / Cerata (Gastropoda)
				yeşilimsi kili kireçtaşı ve bazen renkli kumtaşı alternansları	Ammonit / Ammonit
S2	Kuvvet / Force	Dünya / Epoch	Formasyon / Formation	ince-orta kumtaşı, kilitli orta-tabakalı, yeşil, yeşil-baz renkli, gevşek simenli	Stroma (Gastropoda) / Stroma (Gastropoda)
incelikli, orta-orta tabakalı, yeşilimsi kili kireçtaşı ve bazen renkli kumtaşı alternansları				Melanoidae / Melanoidae	
incelikli, orta-orta tabakalı, yeşilimsi kili kireçtaşı ve bazen renkli kumtaşı alternansları				Ammonit / Ammonit	
incelikli, orta-orta tabakalı, yeşilimsi kili kireçtaşı ve bazen renkli kumtaşı alternansları				Ammonit / Ammonit	
incelikli, orta-orta tabakalı, yeşilimsi kili kireçtaşı ve bazen renkli kumtaşı alternansları				Ammonit / Ammonit	
S3	Kuvvet / Force	Dünya / Epoch	Formasyon / Formation	incelikli, orta-orta tabakalı, yeşilimsi kili kireçtaşı ve bazen renkli kumtaşı alternansları	Ammonit / Ammonit
incelikli, orta-orta tabakalı, yeşilimsi kili kireçtaşı ve bazen renkli kumtaşı alternansları				Ammonit / Ammonit	
incelikli, orta-orta tabakalı, yeşilimsi kili kireçtaşı ve bazen renkli kumtaşı alternansları				Ammonit / Ammonit	
incelikli, orta-orta tabakalı, yeşilimsi kili kireçtaşı ve bazen renkli kumtaşı alternansları				Ammonit / Ammonit	
incelikli, orta-orta tabakalı, yeşilimsi kili kireçtaşı ve bazen renkli kumtaşı alternansları				Ammonit / Ammonit	

Şekil 4. Samandağ Formasyonuna ait genelleştirilmiş dikme kesit.

Figure 4. Generalized columnar section of the Samandağ formation.

rülen Melanidae familyasına ait cinlerin varlığı ise üst seviyelerde denizel özelliklerin kaybolduğuna işaret etmektedir.

SONUÇLAR

Antakya Havzası'nda geniş yüzlekler sunan Samandağ formasyonunda, Molluska faunası üzerinde yapılan paleontolojik çalışmalara göre aşağıdaki sonuçlar çıkarılmıştır:

1. Samandağ formasyonunda 5 adet ölçülü stratigrafi kesiti alınmış, bu kesitlerden derlenen numunelerden molluska dafına bağlı: Gastropoda sınıfına ait 22 cins ve 29 tür, Scaphopoda sınıfına ait 3 cins ve 4 tür ve Bivalvia sınıfına ait 21 cins ve 24 tür tespit edilmiştir.

2. Saptanan faunanın paleocoğrafik yayılımları incelendiğinde, Tetis bölgesine bağlı olarak geliştiği belirlenmiştir.

3. Samandağ formasyonunun alt seviyelerinde denizel, üst seviyelerinde ise akarsu formları saptanmıştır. Bu formlara göre ortamda bulunan suyun, formasyonun alt seviyelerinden üst seviyelerine doğru çıkıldıkça normal deniz suyu karakterinden oligohalin akarsu karakterine dönüştüğü belirlenmiştir.

4. Molluska faunası dikkate alınarak bölgede Piyasensiyen döneminde subtropikal iklim şartlarının etkili olduğu tespit edilmiştir.

KATKI BELİRTME

Bu çalışma A.Ü. Araştırma Fonu'nun maddi desteği ile (90 25 00 38 no'lu proje) gerçekleştirilmiştir. Yazarlar arazi çalışmaları sırasında Rezzan Büyükuşurlu'ya, örnek fotoğraflarının çekiminde Dr. Ortwin Schultz (Viyana Doğa Tarihi Müzesi)'a ve çizimlerde Gürsel Karakuş'a yardımlarından dolayı ayrı ayrı teşekkür ederler.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Aktürk, A., 1975, Yayladağı (Hatay) bölgesi fosfat yataklarının detay etüd raporu: MTA Enst. Rap. No: 5635, (Yayımlanmamış), Ankara.
- Altın, E. I., 1978, Amanos Dağları ve Anadolu'nun levha tektoniği ile ilişkileri: Türkiye 4. Petrol Kongresi, Bildiriler ve Açıkoturum, 51-62, Ankara.
- Aslaner, M., 1973, İskenderun ve Kırıkhan bölgesindeki ofiyolitlerin jeolojisi ve petrografisi: MTA Yayın No: 150, Ankara.
- Atan, O. R., 1969, Eğribucak - Karacaören (Hassa)-Ceylanlı-Dazevleri (Kırıkhan) arasındaki Amanos Dağları'nın jeolojisi: MTA yayın No: 139, Ankara.
- Bellardi, L., 1882 - 1988, I Molluschi de terreni Terziarii del Piemonte e della Liguria: C:II-III, Gasteropoda, C:V, Mitridae.
- Bellardi, L. ve Sacco, F., 1890, I Molluschi dei terreni Terziarii del Piemonte e della Liguria C:VI, Torino.
- Böger, H. ve Willmann, R., 1979, Verbreitung einiger limnischer Gastropoden im Miozan des Agais Raumes, Ann. Geol. Pays Hellen, Hors seri, Fascicule: I, 163-166, Atina.
- Brocchi, G., 1814, Conchiologia fossile Subapennina: 241-712, 1843, Milano.
- Caprotti, E., 1972, Mesogastropoda della Stratotipo Piacenziano (Castell'Aquato, Piacenza): Natura-Riv. Sc. Nat., LXI, II, 121-187, Milano.
- Caprotti, E. ve Vescovi, M., 1973, Neogastropoda ed Euthyneura della Stratotipo Piacenziano (Castell'Aquato, Piacenza): Natura-Riv. Sc. Nat. Acquario Civ. 64, II, 156-193, Milano.
- Cerulli-Irelli, 1907 - 1908, Fauna Malacologica mariana: Palaeont. Italica, XIII, XI, Italya.
- Çoğulu, H. E., 1973, Hatay-Kızıldağ Masifinin oluşumunu hakkında yeni buluşlar: Cumhuriyetin 50. Yılı Yerbilimleri Kongresi, 409-421, Ankara.

SAMANDAĞ - FORMASYONU

- Deshayes, G.P ve Ph. Dautzenberg, 1902-1920, Conchyliologie du Miocene moyen du bassin de la Loire: Mem.Soc.Geol.France., Palaeont., X, 2,3;XI, 3,4; XIV, 1; XVI, 2; XXII, 2,3 ve 4.
- Dollfus, G.F. ve Cotter, 1909, Mollusques Tertiaires du Portugal (Plaisancien),I-Pelecypoda, Comm.Serv. Geol.Portugal, Lizbon.
- Doruk, N., 1973, Adana ve Antakya Havzaları Neojen ve Kuvaterner Ostracod mikrofanası ve biyostratigrafisi: Cumhuriyetin 50. Yılı Yerbilimleri Kongresi, Tebliğler, 143-150, Ankara.
- Erünal-Erönöz, L., 1956, Stratigraphie des Bassins neogenes de Turquie, plus specialement d'Anatolie meridionale et comparaisons avec le Domaine Mediterranean dans son ensemble. MTA Yayını Seri: c, No:3, Ankara.
- Erünal-Erenöz, L., 1958, Mollusques du Neogene des Bassins de Karaman, Adana et Hatay (Turquie): Doktora Tezi, 232s., 36 levha, Ankara.
- Fontannes, F., 1879 - 82, Mollusques Pliocenes de la Val lée du Rhone et du Roussillon, I-Gasteropodes, Des Formations marines et Saumâtres: 276 s., II-Acephales, Des Formations Marines et Saumâtres: 291p., Paris.
- Gignoux, M., 1913, Les Formations marines Pliocenes et Quaternaires de l'Italie du Sud et de la Sicile: (These), Lyon.
- Glibert, M., 1945, Faune Malacologique du Miocene de la Belgique, I-Pelecypodes: Mem.Mus.r.Hist.nat., Belgique, No:103, 263p., 12, Brüksel.
- Glibert, M., 1952, Faune Malacologique du Miocene de la Belgique, II-Gastropodes: Mem.Mus.Hist.nat. Belgique, 197p.,10 Lev., Brüksel.
- Gonzales Delgado, J.A., 1986, Estudio sistematico de las Gasteropodes del Plioceno de Hueva (SW de Espana). II-Mesogastropoda (Rissoceca, Cerithiacea): Stud.Geol.Salmant., XXIII, 61-120, Salamanca.
- Hörnes, M., 1851, Die Fossilen Mollusken des Tertiär-Beckens von Wien: Herausgegeben d.k.-k.Geol.Reichsanstalt, No:1, Conus, 736p, Wien.
- Hörnes,M., 1956, Die Fossilen Mollusken de Tertiär-Beckens von Wien: Atlas, 52 Table.
- Karacabey-Öztemur, N. ve Selçuk, H., 1980 - 81, Hatay bölgesinden derlenen Rudistlere ait bir yeni cins ve 2 yeni tür: MTA Derg. 95/96, 40-149, Ankara.
- Lamarck, 1914, Catalogue illustré de la collection Lamarck: Museum de Geneve.
- Malatesta, A., 1960-63, Malacofaune Pliocenica Umbra: Mem. Serv. Desc.Carta Geol.Italia, XII, 1-2, Rome.
- Malatesta, A., 1974, Malacofaune Pliocenica Umbra, Mem. Serv. Desc. Carta Geol. Italia, XIII, 498p., XXXII PL.,Rome.
- Moore, R. C., 1960, Treatise on Invertebrate Paleontology: Part-I Mollusca 1, 351p.
- Moore, R. C., 1969, Treatise on invertebrate Paleontology.Part-N, 1,2,3, Mollusca 6 Bivalvia.
- Neumayr, 1880, Über den geologischen Bau der Insel-Kos: Denkschr.Kais.Ak.wiss., 40, 213-314, wien.
- Papp, A. ve Thenius, E., 1959, Tertiär, Grundzüge regionaler Stratigraphie: I-II, Stuttgart.
- Pelosio, G., 1966, La malacofauna della stratotipo del Tabianiano (Pliocene inferiore) di Tabiano Bagni (Parma):Bol.Soc. Paleont.Ital., 5, 2, 101-183, Pl.35-47.
- Regional committee on Mediterranean Neogene Stratigraphy Report on Activitiy of the R.C.M.N.S. working Groups (1971-1975), Bratislava.
- Rögl, F ve Steininger, F., 1983, Vom Zerfall der Tethys zur Mediterran und Paratethys.:143-163, 14 Pl., wien.
- Sacco, V.D.F., 1884-1901, I Molluschi dei Terreni Terziarii del Piemonte e della Liguria: IV, VI, XIX, XX, XXVIII, XXIX,XXV,Torino.
- Selçuk, H. ve diğ., 1985, Kızıldağ-Keldağ-Hatay dolayını jeolojisi ve jeodinamik evrimi: MTA Rap.No:7787, (Yayınlanmamış), Ankara.
- Sieber, R.,1937,Die Miozanen Potamididae, Cerithiidae Cerithiopsidae und Triporidae Niederösterreichs, Festschrift für Prof.Dr.Embrick Strand: II,473-520.
- Stehepinsky, V.,1946, Türkiye karakteristik fosilleri: MTA Yayını No:1, Ankara.
- Taner, G., 1981, Gelibolu yarımadasının denizel Kuvaterner Molluskaları, Jeomorfoloji Dergisi, 10, 71-115, Ankara.
- Tekli, O. ve Erendil, M., 1986, Kızıldağ ofiyolitinin (Hatay) jeoloji ve petrolojisi: M.T.A. Dergisi 107, 33-48,Ankara.
- Toker, V ve Yıldız, A., 1991, Hatay yöresi Nannoplankton biyostratigrafisi, Ahmet Acar Jeoloji Sempozyumu, 199-211, Adana.

- Venzo, S. ve Guaitani, F., 1943. Nuovo giacimento del Pliocene superiore a Torre dei Roveri, nelle Prealpi Bergamasche: Riv. Italiana Paleont.
- Wenz, W., 1929. Fossilium Catalogus, I-Animalia, Gastropoda, extramarina Tertiariae, Berlin.
- Wenz, W., 1938-44. Handbuch der Paläozoologie, 6, Gastropoda: Bölüm: I, Berlin.
- Wenz, W. ve Zilch, A., 1959-60. Handbuch der Paläozoologie, 6. Gastropoda, II-Euthyneura, 834.
- Willmann, R., 1977. Biostratigraphie mit limnischen Mollusken am Beispiel des Neogens von Kos (Griechenland): Meyniana, 29, 71-79. Kiel.
- Willmann, R., 1978. Die Formenreichen der pliozänen Süßwassergastropoden von Kos (Agais) und ihre Er-forschungsschichte: Natur, u. Museum, 103, 230-237, Frankfurt.
- Willmann, R., 1980. Die Alterstellung kontinentaler Neogenablagerungen in der südöstlichen Agais (Rhodos und Kos/Dodekanes, Dadça/ Südwestanatolien: Newsl. Strat., 9, 1-18, Stuttgart.
- Willmann, R., 1981. Evolution, Systematik und stratigraphische Bedeutung der Neogenen Süßwasser gastropoden von Rhodos und Kos/Agais: Paleontographica Abt., A-Paläozoologie-Stratigraphie, 174, 10-235, Stuttgart.

LEVHA 1

Şekil 1a-b. *Diloma (Oxysteles) patulum* (Brocchi), x2.

Şekil 2a-b. *Bittium (B.) reticulatum* (Da Costa), x4.

Şekil 3a-b. *Cerithium (P.) bronni* Patsch, x3.

Şekil 4a-b. *Cerithium (T.) crenatum* var. *subcrenatocoronata* Sacco, x2.

Şekil 5a-b. *Cerithium (T.) varicosum* (Brocchi), x1.5.

Şekil 6a-b. *Cerithiopsis (C.) tuberculata* (Montagu), x3.

Şekil 7a-b. *Melanopsis goricxi broti* Neumayr, x3.

Şekil 8a-b. *Melanoides tuberculata destefanii* (Magrograssi), x3.

Şekil 9a-b. *Turritella (Z.) subangulata* (Brocchi), x1.5.

PLATE I

Figure 1a-b. *Diloma (Oxysteles) patulum* (Brocchi), x2.

Figure 2a-b. *Bittium (B.) reticulatum* (Da Costa), x4.

Figure 3a-b. *Cerithium (P.) bronni* Patsch, x3.

Figure 4a,b. *Cerithium (T.) crenatum* var. *subcrenatocoronata* Sacco, x2.

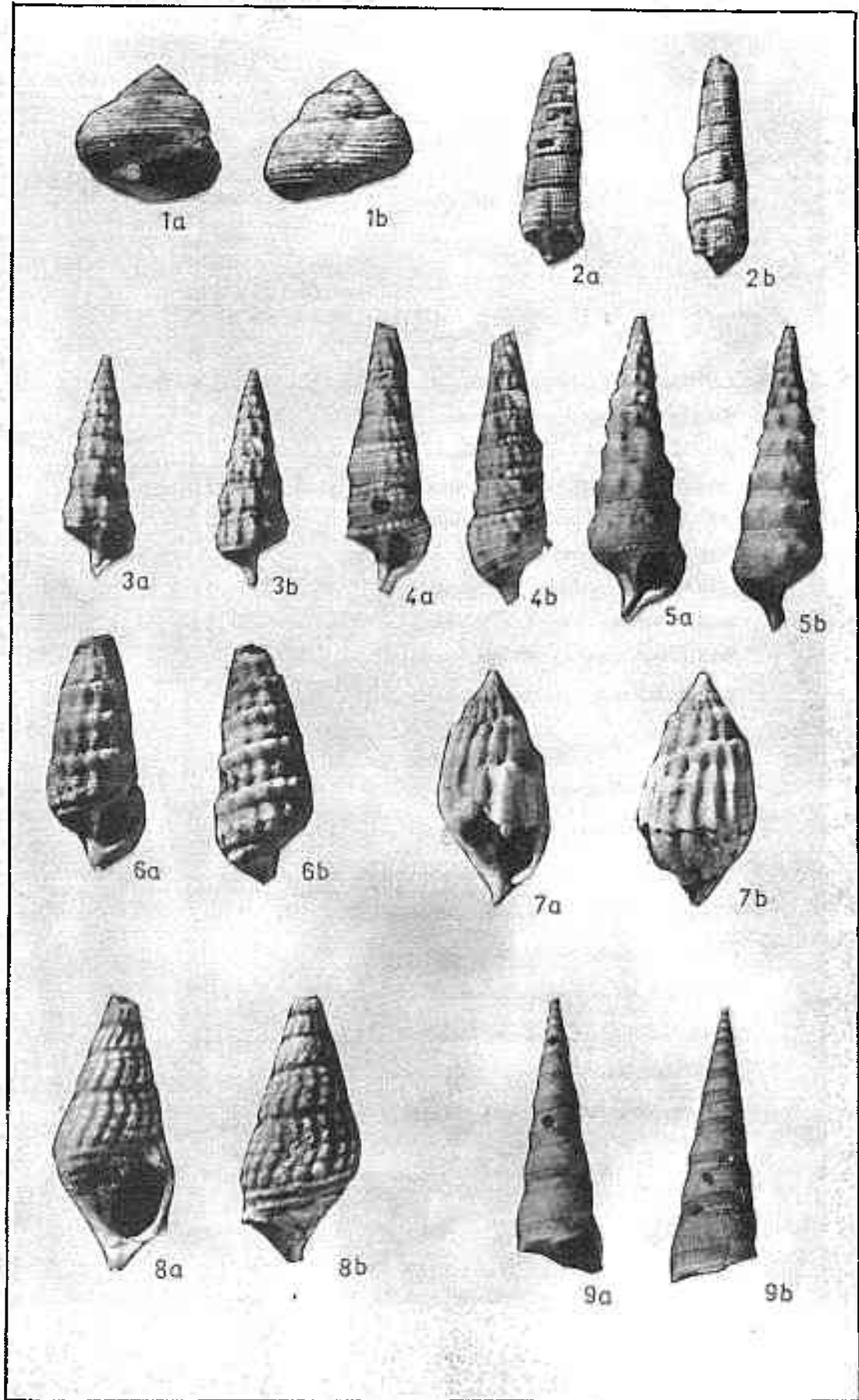
Figure 5a-b. *Cerithium (T.) varicosum* (Brocchi), x1.5.

Figure 6a-b. *Cerithiopsis (C.) tuberculata* (Montagu), x3.

Figure 7a-b. *Melanopsis goricxi broti* Neumayr, x3.

Figure 8a-b. *Melanoides tuberculata destefanii* (Magrograssi), x3.

Figure 9a-b. *Turritella (Z.) subangulata* (Brocchi), x1.5.



LEVHA II

Şekil 1a-d. *Natica nillepunctata* Lamarek, x1.

Şekil 2a-b. *Neverita josephina* Risso, x1.

Şekil 3a-b. *Murex (B.) brandis totularius* Lamarek, x1.

Şekil 4a-d. *Mitrella (M.) nassoides* (Grateloup), x2.

Şekil 5a-b. *Nassa concinna* Bellardi, x3.

Şekil 6a-b. *Nassa obliquata* Brocchi, x4.

Şekil 7a-b. *Nassa cf. incrassata* (Müller), x4.

Şekil 8a-b. *Nassa (A.) semistriata* (Brocchi), x2.

Şekil 9a-b. *Phos (P.) polygonum* (Brocchi), x2.

PLATE II

Figure 1a-d. Natica nillepunctata Lamarek, x1.

Figure 2a-b. Neverita josephina Risso, x1.

Figure 3a-c. Murex (B.) brandis totularius Lamarek, x1.

Figure 4a-d. Mitrella (M.) nassoides (Grateloup), x2.

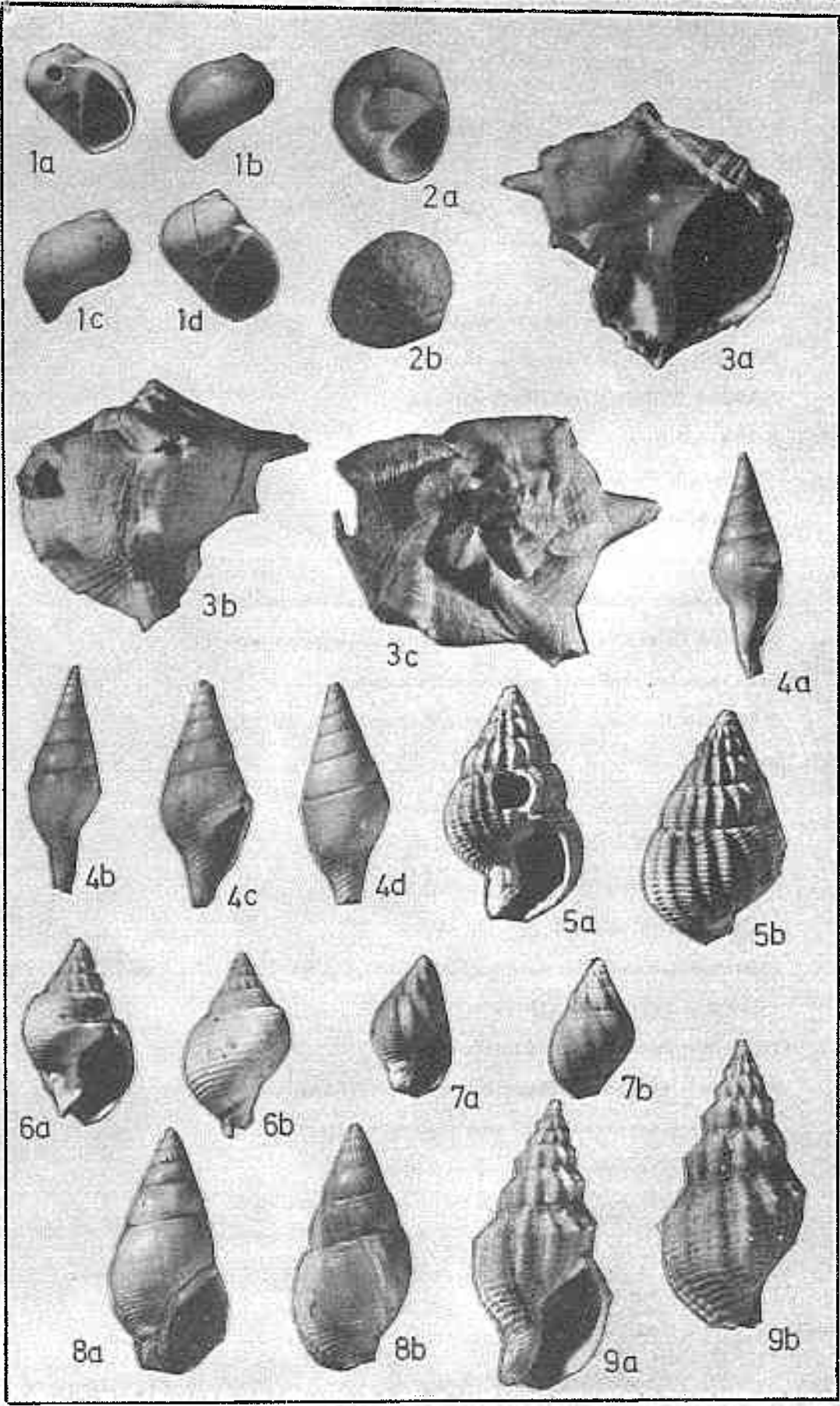
Figure 5a-b. Nassa concinna Bellardi, x3.

Figure 6a-b. Nassa obliquata Brocchi, x4.

Figure 7a-b. Nassa cf. incrassata (Müller), x4.

Figure 8a-b. Nassa (A.) semistriata (Brocchi), x2.

Figure 9a-b. Phos (P.) polygonum (Brocchi), x2.



LEVHA III

Şekil 1a-b. *Olivancillaria (A.) acuminata* Lamarek, x4.

Şekil 2a-b. *Vexillum (U.) cupressinum* (Brocchi), x3.

Şekil 3a-b. *Vexillum (U.) plicatula* (Brocchi), x3.

Şekil 4a-b. *Turricula (S.) dimidiata* (Brocchi), x1.

Şekil 5a-b. *Bathytoma (B.) cataphracta* (Brocchi), x1.

Şekil 6a-b. *Gemmula (G.) rotata* (Brocchi), x1.5.

Şekil 7a-b. *Gemmula (U.) contigua* (Brocchi), x2.

Şekil 8a-b. *Conus (Chelyconus) pyrula* var. *macronata* Erüal-Erentöz, x1.

Şekil 9a-b. *Conus (Conospirus) antediluvianus* var. *subgranulata* Sacco, x1.

Şekil 10a-b. *Strioterebrum (S.) pliocenicum* (Fontannes), x3.

Şekil 11 a-b. *Terebra acuminata* Borson var. *pergranularis* Sacco, x1.5.

PLATE III

Figure 1a-b. *Olivancillaria (A.) acuminata* Lamarek, x4.

Figure 2a-b. *Vexillum (U.) cupressinum* (Brocchi), x3.

Figure 3a-b. *Vexillum (U.) plicatula* (Brocchi), x3.

Figure 4a-b. *Turricula (S.) dimidiata* (Brocchi), x1.

Figure 5a-b. *Bathytoma (B.) cataphracta* (Brocchi), x1.

Figure 6a-b. *Gemmula (G.) rotata* (Brocchi), x1.5.

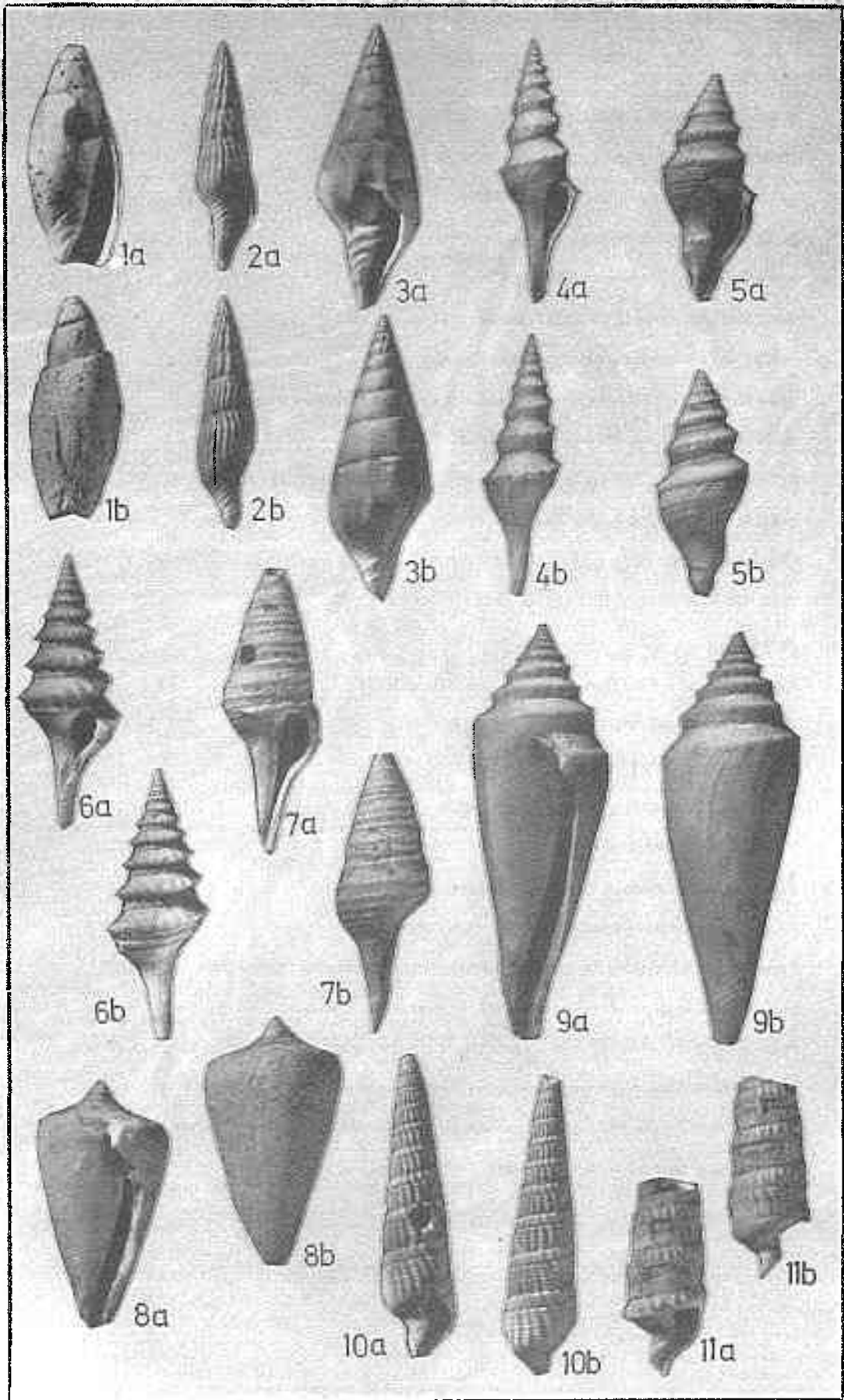
Figure 7a-b. *Gemmula (U.) contigua* (Brocchi), x2.

Figure 8a-b. *Conus (Chelyconus) pyrula* var. *macronata* Erüal-Erentöz, x1.

Figure 9a-b. *Conus (Conospirus) antediluvianus* var. *subgranulata* Sacco, x1.

Figure 10a-b. *Strioterebrum (S.) pliocenicum* (Fontannes), x3.

Figure 11a-b. *Terebra acuminata* Borson var. *pergranularis* Sacco, x1.5.



LEVHA IV

Şekil 1a-b. *Ringicula (Ringiculina) buccinea* Brocchi, x4.

Şekil 2a-c. *Dentalium (D.) sexangulum* Schröter, x1.

Şekil 3. *Dentalium (Antalis) fossile* Schröter, x1.

Şekil 4. *Fustiaria cf. emersoni* Caprotti, x3.

Şekil 5. *Entalina tetragona* (Brocchi), x3.

Şekil 6a-c. *Nuculana (S.) fragilis* (Chemnitz), x5.

Şekil 7a-b. *Yoldia (Y.) nitida* (Brocchi), sağ kapak x4.

Şekil 8a-d. *Nucula (N.) placentina* Lamarck, (a ve b sol kapak, c ve d sağ kapak), x3.

Şekil 9a-b. *Striarca lactea* (Linne), sağ kapak, x3.

Şekil 10a-c. *Anadara (A.) diluvii* Lamarck var. *pertransversa* Sacco, (a ve b sol kapak), x1.

Şekil 11a-b. *Anadara (A.) pectinata* Brocchi, sağ kapak, x4.

Şekil 12a-b. *Anadara (A.) diluvii* Lamarck var. *pertransversa* Sacco, (a ve b sağ kapak), x1.

Şekil 13a-b. *Glycymeris (G.) glycymeris* Linne, sağ kapak, x3.

PLATE IV

Figure 1a-b. *Ringicula (Ringiculina) buccinea* Brocchi, x4.

Figure 2a-c. *Dentalium (D.) sexangulum* Schröter, x1.

Figure 3. *Dentalium (Antalis) fossile* Schröter, x1.

Figure 4. *Fustiaria cf. emersoni* Caprotti, x3.

Figure 5. *Entalina tetragona* (Brocchi), x3.

Figure 6a-b. *Nuculana (S.) fragilis* (Chemnitz), x5.

Figure 7a-b. *Yoldia (Y.) nitida* (Brocchi), right valve, x4.

Figure 8a-d. *Nucula (N.) placentina* Lamarck, (a and b left valve, c and d right valve), x3.

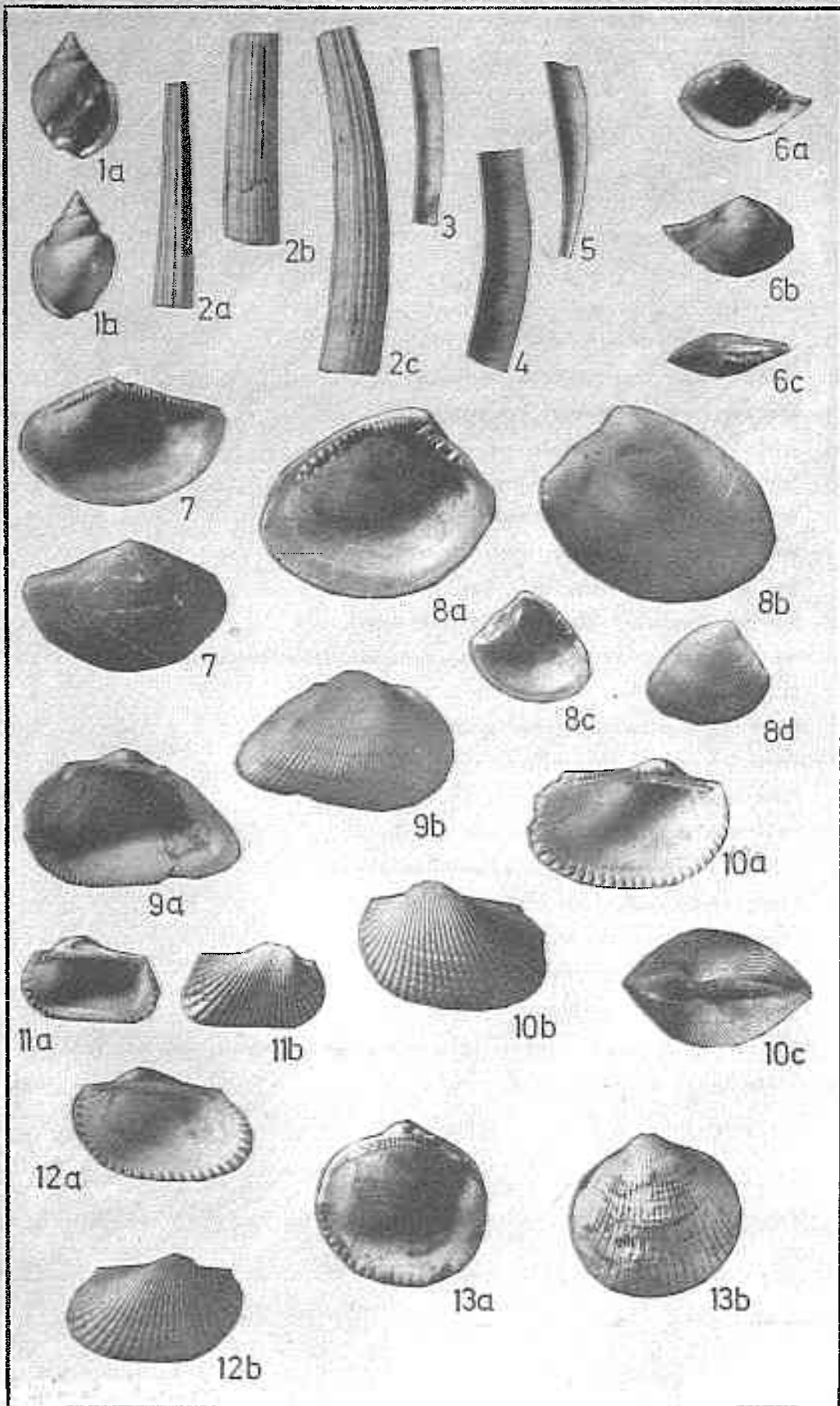
Figure 9a-b. *Striarca lactea* (Linne), right valve, x3.

Figure 10a-b. *Anadara (A.) diluvii* Lamarck var. *pertransversa* Sacco, (a and b left valve), x1.

Figure 11a-b. *Anadara (A.) pectinata* Brocchi, right kapak, x4.

Figure 12a-b. *Anadara (A.) diluvii* Lamarck var. *pertransversa* Sacco, (a and b right kapak), x1.

Figure 13a-b. *Glycymeris (G.) glycymeris* Linne, right kapak, x3.



LEVHA V

Şekil 1a-b. *Spondylus (S.) gaederopus* Linne, sol kapak, x1.

Şekil 2a. *Amissium cristatum* (Bronn), sağ kapak, x1.

Şekil 3a-b. *Anomia* cf. *ephippium* Linne, sol kapak, x2.

Şekil 4a-b. *Ostrea (S.) forskalii* Chemnitz, sağ kapak, x1.

Şekil 5a-b. *Lucina (L.) orbicularis* Deshayes, sağ kapak, x3.

Şekil 6a-b. *Lucina (P.) michelotti* Mayer, sağ kapak, x2.

Şekil 7a-b. *Chama (C.) placentina* (DeFrance), sol kapak, x1.

Şekil 8a-b. *Chama (C.) gryphoides* Linne, sağ kapak, x2.

Şekil 9a-b. *Acanthocardia (A.) echinatum* (Linne), sol kapak, x3.

Şekil 10a-b. *Lymnocardium gracile* (Pusch) var. *mediterranea* Erönal-Erentöz, sağ kapak, x3.

PLATE V

Figure 1a-b. *Spondylus (S.) gaederopus* Linne, left valve, x1.

Figure 2a-b. *amissium cristatum* (Bronn), right valve, x1.

Figure 3a-b. *Anomia* cf. *ephippium* Linne, left valve, x2.

Figure 4a-b. *Ostrea (S.) forskalii* Chemnitz, right valve, x1.

Figure 5a-b. *Lucina (L.) orbicularis* Deshayes, right valve, x3.

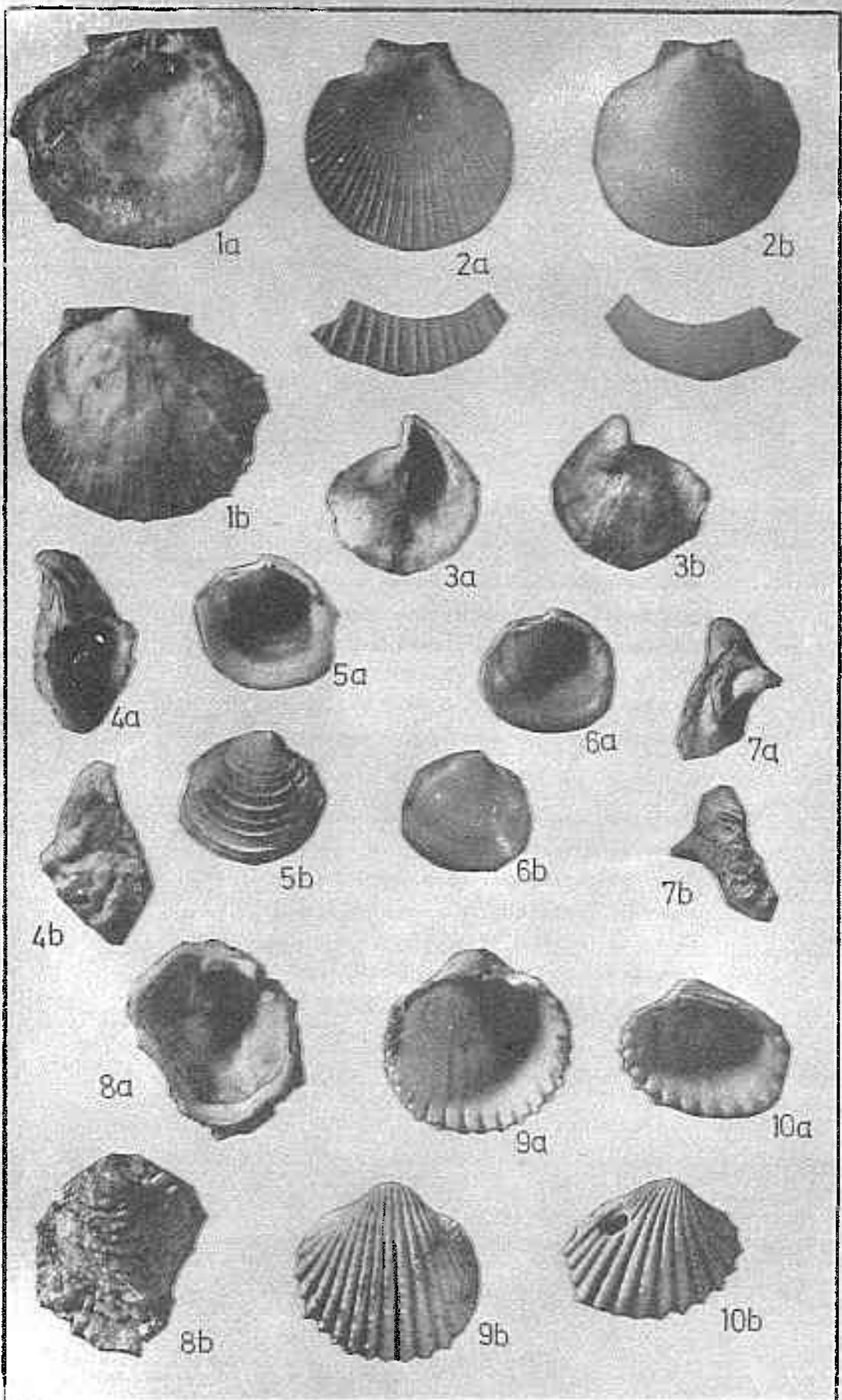
Figure 6a-b. *Lucina (P.) michelotti* Mayer, right valve, x2.

Figure 7a-b. *Chama (C.) placentina* (DeFrance), left valve, x1.

Figure 8a-b. *Chama (C.) gryphoides* Linne, right valve, x2.

Figure 9a-b. *Acanthocardia (A.) echinatum* (Linne), left valve, x3.

Figure 10a-b. *Lymnocardium gracile* (Pusch) var. *mediterranea* Erönal-Erentöz, right valve, x3.



LEVHA VI

Şekil 1a-b. *Cerastoderma (C.) edule* Linne, sol kapak, x1.5.

Şekil 2a-b. *Tellina (Telinella) distorta* Poli, sol kapak, x3.

Şekil 3a-b. *Clausinella fasciata* (Da Costa), sağ kapak, x3.

Şekil 4a-b. *Venus (Ventricolidea) multinella* (Lamarck), sağ kapak, x1.5.

Şekil 5a-b. *Timoclea (T.) ovata* (Pennant), sağ kapak, x3.

Şekil 6a-b. *Corbula (Varicorbula) gibba* (Olivi), sağ kapak, x4.

Şekil 7a-b. *Cuspidaria rostrata* Spengl, sağ kapak, x3.

PLATE VI

Figure 1a-b. *Cerastoderma (c.) edule* Linne, left valve, x1.5.

Figure 2a-b. *Tellina (Telinella) distorta* Poli, left valve, x3.

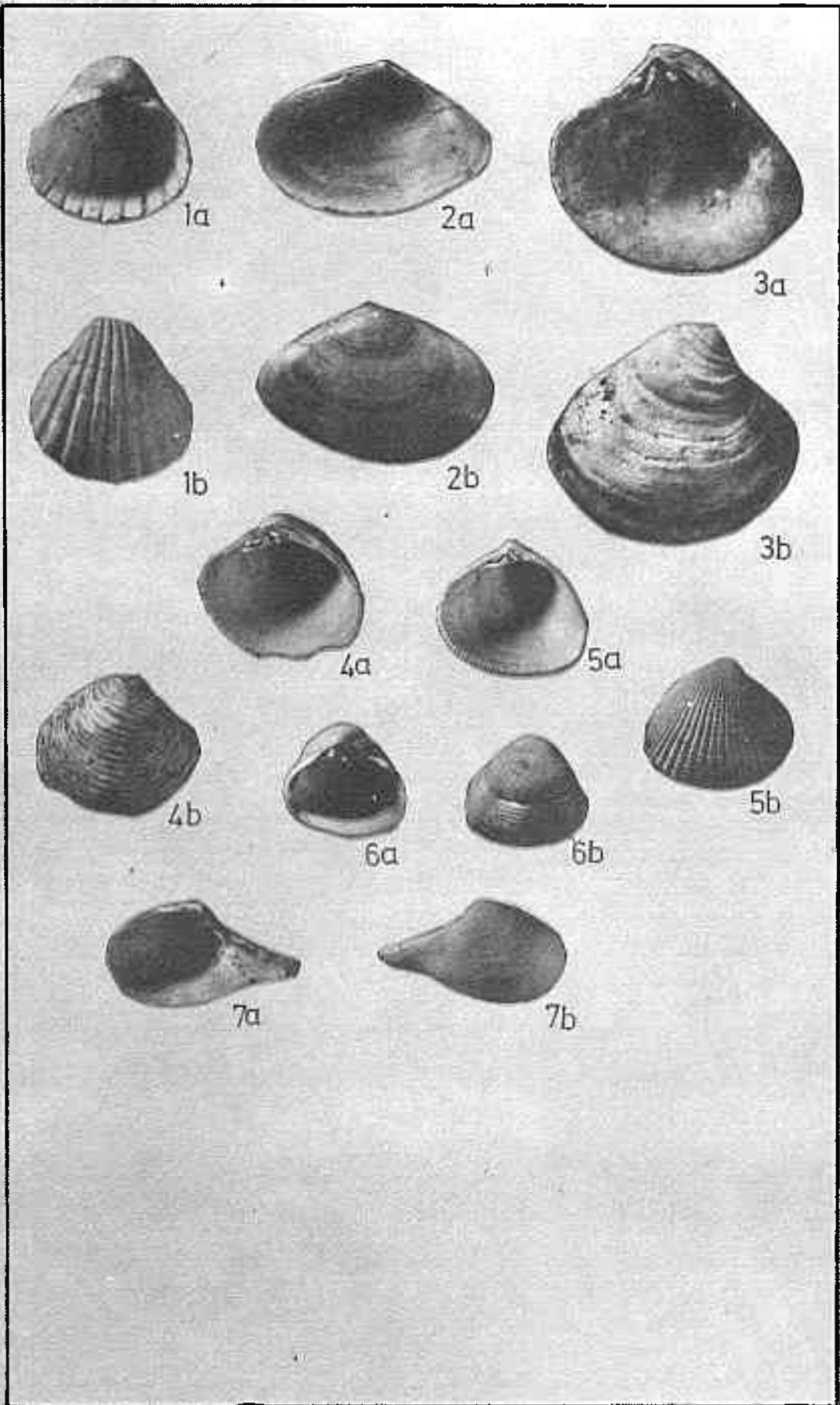
Figure 3a-b. *Clausinella fasciata* (Da Costa), right valve, x3.

Figure 4a-b. *Venus (Ventricolidea multinella)* (Lamarck), right valve, x1.5.

Figure 5a-b. *Timoclea (T.) ovata* (Pennant), right valve, x3.

Figure 6a-b. *Corbula (Varicorbula) gibba* (Olivi), right valve, x4.

Figure 7a-b. *Cuspidaria rostrata* Spengl, right valve, x3.



Boyabat (Sinop) yöresi (Triyas-Kretase) birimlerinin organik fasiyes incelemesi

Organic fades properties of sedimentary units of Mesozoic in Boyabat (Sinop) region, Northern Turkey

Ali SARI Ankara Üniversitesi, Fen Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Ankara

Öz

Organik fasiyes ayırtlaması, kerojenin kimyasal özellikleri, maseral tipleri ve mikroskopik incelemelere göre yapılır. Organik maddenin bileşimi, oluşumu ve diyajenetik durumu göz önüne alınarak yedi ayrı organik fasiyes tanımlaması yapılmaktadır.

Bölgede kaynak kaya niteliğinde olan formasyonlar Akgöl, Çağlayan ve Gürsökü formasyonlarıdır. Yapılan organik jeokimyasal analizler ve mikroskopik incelemelere göre Akgöl formasyonunun organik fasiyeslerinin C, CD ve D olduğu, bir miktar petrol ve gaz üretebileceği; Çağlayan formasyonunun organik fasiyeslerinin BC, C, CD ve D olduğu, petrol ve gaz üretebileceği; Gürsökü formasyonunun ise organik fasiyeslerinin CD ve D olduğu ve kısıtlı miktarda gaz üretebileceği belirlenmiştir.

Abstract

The classification of organic fades is made with respect to their chemical properties of kerogene, maseral types, and microscopic analyses. Seven types of organic fades are defined considering the composition, formation and diagenetic condition of organic matter.

The formation with the characteristics of the source rock in the study area are Akgöl, Çağlayan and Gürsökü formations. As a result of a series of analyses, it was found that: Akgöl formation can only produce natural gas and has organic fades of C, CD and D; Çağlayan formation can produce oil and natural gas and has organic fades of BC, C, CD and D; and Gürsökü formation can produce low amount of gas and has organic fades of CD and D.

GİRİŞ

Boyabat (Sinop) havzası Türkiye'nin Karadeniz bölgesinde yer alan ve petrol potansiyeli bulunan önemli bir bölgedir (Şekil 1). İnceleme alanını da içerisine alan Sinop havzası güneyden Ilgaz Masifi, kuzeyden ise Karadeniz kıyı çizgisi ile sınırlanır. Bu havzasının temelini Paleozoyik yaşlı metamorfitle oluşturur. Bu temel üzerinde Triyas'tan Eosen sonlarına kadar çökelmiş sedimanter istif bulunmaktadır (Şekil 2,3).

İnceleme alanında ve yakın civarında bugüne kadar yapılmış değişik amaçlı pek çok çalışma bulunmaktadır. Bunlardan başlıcaları; Ericson (1938), Badgley (1959), Ketin (1962), Akarsu ve Aydın (1977), Eren (1979), Gedik ve diğ., (1981), Gedik ve Korkmaz (1984), Korkmaz (1984), Sonel (1988), Sonel ve diğ., (1989), Sarı (1990), Sarı ve diğ., (1991), Korkmaz (1992), Sarı ve Sonel (1993)'ün çalışmalarıdır.

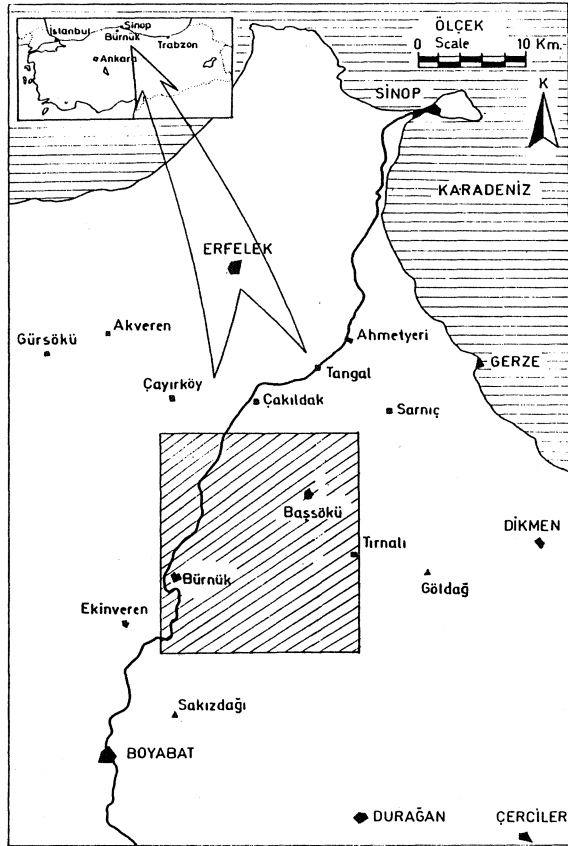
Bu çalışmada kaynak kaya niteliğinde olan Akgöl, Çağlayan ve Gürsökü formasyonlarına ait örneklerin organik jeokimyasal analizlerinin yorumlanması ve formasyonların organik fasiyeslerinin belirlenmesi amaçlanmıştır.

Organik fasiyes tanımlaması Jones ve Demaison (1982) tarafından şu şekilde önerilmektedir. "Sedimentlerin inorganik özellikleri dikkate alınmaksızın belirli bir stratigrafik ünitenin haritalanabilir ölçekteki alt grubu'dur ve bunlar organik unsurlarının karakterleri temel alınarak diğer alt gruplardan ayrılır". Tanımlamalar yapılırken organik maddenin bileşimi, oluşumu ve diyajenetik özellikleri dikkate alınmaktadır. H/C oranı, hidrojen indeksi (HI) ile oksijen indeksini (OI) içeren Rock-Eval piroliz verileri ve egemen organik madde türlerine göre 7 ayrı organik fasiyes ayırtlanmaktadır (Çizelge 1). Jones (1987)'ün geliştirdiği Altunsoy ve Özçelik (1993) tarafından değiştirilerek Şekil 4 ile verilen bu fasiyesler; A, AB, B, BC, C, CD ve D organik fasiyesleridir.

GENEL JEOLOJİ

İnceleme alanı ve civarında bugüne kadar yapılan çalışmaların büyük bir kısmı genel jeoloji ve listostratigrafik birimlerin ayırtlamasına yönelik olmuştur. Bu nedenle bu çalışmada stratigrafi bölümüne fazlaca ağırlık verilmeyecektir.

Çalışma alanında Triyas-Eosen zaman aralığında yaşlıdan gence doğru sırasıyla; Akgöl, Bürnük, İnaltı,



Şekil 1. inceleme alanının yer bulduru haritası.

Figure 1. Location map of study area.

Çağlayan, Kapanboğazı, Yemişliçay, Gürsökü, Akveren, Atbaşı, Kusuri, Boyabat ve Cemalettin formasyonları ile yüzeyler (Şekil 2).

Pontid'lerde Üst Jura öncesi Hersiniyen ve Kimmerik temel yer alır. Boyabat havzası Tiyas-Liyas süresince denizel özelliğini korumuş ve bu dönemde Akgöl formasyonu çökelmiştir. Paleotetis'in kapanımı ve Neotetis'in kuzey kolunun açılması ile ilişkili olarak Alt Jura sonları ile Orta Jura başlan arasındaki bir zamanda oluşan deformasyon sonucu Paleotetis çökelleri Dogger zamanında karasal alanları oluşturmuş ve bu esnada Bürnük formasyonu çökelmiştir. Üst Jura'da Avrasya kıtası'nın güney kesimlerinde bir karbonat fasiyesi gelişmiş ve İnaltı kireçtaşları oluşmuştur. Alt Kretase'de Kuzey Tetis okyanus kabuğunun Avrasya Kıtası'nın altına dalmasıyla birlikte şelf alanlarında gelişmiş olan karbonat platformunda bir takım blok faylanmalar oluşmaya başlamış ve bu esnada büyük kanallar açılmış ve açılan bu kanallar içerisinde Çağlayan formasyonunun çökelişi başlamıştır. Bölgede Üst Kretase'nin başlangıcı ile Santoniyen arasında sedimantasyonda bir duraklama olmuştur. Santoniyen-Kampaniyen arasında ise kırmızı renkli mikritik kireçtaşlarından oluşan Kapan-

boğazı formasyonu çökelmiştir. Üst Kretase'de Anadolu kıtası Pontid kıtasına doğru yaklaşmaya başlamıştır. Okyanusal kabuğun Pontid kıtasının altına dalması ve dalan levhanın manto derinliklerinde ergimesiyle yükselen magma Pontid kıtasının kuzey kenarı boyunca bir Ada Yayı volkanizmasının oluşmasını sağlamıştır. Havzada Geç Kretase de görülen volkanik etkinlik Yemişliçay formasyonunun oluşumuna malzeme sağlamıştır.

Havzada Üst Kretase ile Paleosen başlarında ise Gürsökü, Akveren ve Atbaşı formasyonları çökelmiştir. Geç Kretase sonu-Paleosen'den itibaren magmatik faaliyetler güney alanlara kayarak havzayı terk etmiştir (Yılmaz ve Tüysüz, 1984; Tüysüz, 1985). Kuzeydeki Kastamonu-Boyabat yayönü havzasında Paleosen'den itibaren giderek sığlaşan bir ortamda volkanik olmayan birimler çökelmiştir (Yılmaz ve Tüysüz, 1988).

Orta Eosen'de kum-şeyl ardalanmalı Kusuri formasyonu çökelmiştir. Eosen sonunda Boyabat-Sinop havzası Alpin Orojenezinin Pireniyen ve Saiyen fazlarının etkisiyle yükselerek sığlaşmış ve yer yer kara haline gelmiş ve bu esnada Boyabat ve Cemalettin formasyonları çökelmiştir.

ORGANİK FASİYESLER

A Organik Fasiyesi: Bu fasiyeste % 0.5 vitrinit yansıması değerine göre H/C oranı 1.45'den daha büyük, hidrojen indeksi (HI) 850 mg HC/g TOC, oksijen indeksi (OI) ise 10-30 mg CO₂/g TOC'dir. Egemen organik madde algal ve amorf organik maddelemdir (Tablo 1).

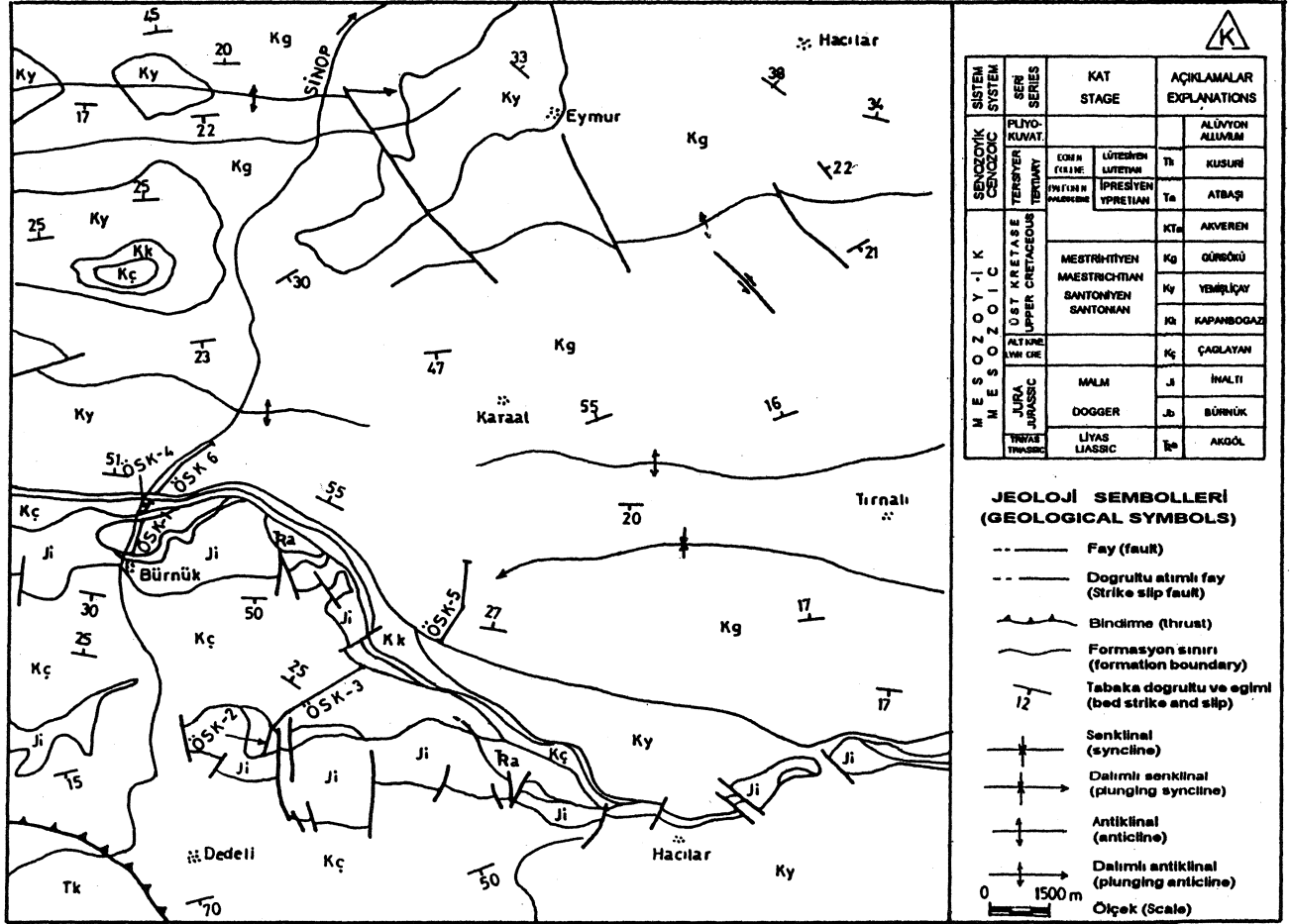
AB Organik Fasiyesi: Bu fasiyes A ve B fasiyesleri arasında geçiş oluşturur. Egemen organik madde amorf olup karasal organik madde içeriği son derece azdır. H/C oranı % 0.5 vitrinit yansıması değerinde 1.35-1.45 arasındadır. Hidrojen indeksi (HI) 650-850 mg HC/g TOC, oksijen indeksi (OI) 20-50 mg CO₂/g TOC'dir.

B Organik Fasiyesi: Bu fasiyeste egemen organik madde amorf olup yaygın olarak karasal bileşenlerde bulunmaktadır. Bu fasiyeste H/C oranı % 0.5 vitrinit yansıması değerlerine göre 1.15-1.35 arasındadır. Hidrojen indeksi (HI) 400-650 mg HC/g TOC, oksijen indeksi (OI) 10-30 mg CO₂/g TOC'dir.

BC Organik Fasiyesi: Bu fasiyes B ve C fasiyesleri arasında geçiş oluşturur. Egemen organik madde karışık olup bazen oksidasyona uğramıştır. Vitrinit yansımasının % 0.5 değerinde H/C oranı 0.95-1.15 arasında, hidrojen indeksi (HI) 250-400 mg HC/g TOC, oksijen indeksi (OI) 40-80mg CO₂/g TOC'dir.

C organik Fasiyesi: Bu fasiyeste değişik tipte karasal kerojenler yer alır. H/C oranı vitrinit yansımasının %0.5 değerine göre 0.75-0.95 arasındadır. Hidrojen indeksi (HI) 125-250 mg HC/g TOC, oksijen indeksi (OI) 50-150 mg CO₂/g TOC'dir.

BOYABAT ORGANİK FASİYESLERİ



Şekil 2. Boyabat (Sinop) yöresinin jeoloji haritası.

Figure 2. Geological map of Boyabat (Sinop) area.

CD Organik Fasiyesi: Bu fasiyeste karasal bitki kalınlıkları ve taşınmış organik maddeler yer alır. H/C oranı vitrinit yansımalarının %0.5 değerine göre 0.60-0.75 arasındadır. Oksijen indeksi (OI) 40-150 mg CO₂/TOC'dır.

D Organik Fasiyesi: bu fasiyeste yüksek derece de oksidasyona uğramış organik maddeler ve ağır kömür maseralleri yer alır. H/C oranı vitrinit yansımalarının 0.5 değerinde 0.60' m altındadır. Hidrojen indeksi (HI) 50 mg HC/g TOC'den düşük, oksijen indeksi (OI) 20-200 mg CO₂/g TOC'dır.

LABORATUVAR İNCELEMELERİ

Araziden derlenen örnekler petrol potansiyeli yönünden değerlendirilmek ve organik fasiyeslerini belirlemek amacıyla organik jeokimyasal analizlere ve mikroskopik incelemelere tabi tutulmuşlardır. Bu analizler; Toplam Organik Karbon (TOC) analizi ve Rock-Eval Pirolizidir.

Toplam Organik Karbon (TOC) analizi

TOC kayaç içerisindeki kerojene ilişkin karbon miktarı ile kerojenden türemiş fakat kaya dışınamamış

hidrokarbonlara ait karbon miktarının toplamıdır (Durand ve diğ., 1972; Jonathan ve diğ., 1976; Hunt, 1983).

Petrol kaynak kayası için alt değer %0.5 olarak kabul edilmektedir (Welte, 1965, Mc Iver, 1967; Durand ve diğ.; 1972; Jonathan ve diğ.; 1976; Tissot ve Welte, 1978; Hunt, 1983).

Laboratuvarda 28 adet örneğin TOC analizi yapılmıştır. Bunlardan 12 adedi Akgöl formasyonu'na ait olup TOC değerleri %0.21-1.07 arasında, Çağlayan formasyonuna ait 12 adet örneğin TOC değerleri %0.69-1.56 arasında, Gürsökü formasyonuna ait 3 adet örneğin TOC değerleri %0.31-0.42 değerleri arasında değişmektedir (Çizelge 2).

Rock-Eval piroliz analizleri

Kaynak kaya potansiyelini belirlemede yardımcı olan bu analizler ayrıca kayaçtaki organik maddenin türünü ve geçirdiği evreleri de ortaya koyar (Espitalie ve diğ., 1977).

ÜST SİSTEM UPPER SYSTEM	SİSTEM SYSTEM	SERİ SERIES	FORMASYON FORMATION	ŞİMEZ SYMBOL	KALINLIK (m) THICKNESS	LİTOLOJİ LITHOLOGY	AÇIKLAMALAR EXPLANATIONS	
SENZOYİK CENOZOIC	TERSIYER TERTIARY	ÜSTERSEN UPPER EOC.	ALDYON	Qal	0-100	Alüvyon (Alluvium)		
			CEMALETTİN	Tc	300	Orta-iri taneli, kanal dolgu kumtaşı-geyl (Medium to coarse grained channel filling sandstone and shale)		
			BOYABAT	Tb	250	Bayaz-krem renkli fosilli kumtaşı (White-grey colour fossiliferous limestone)		
		ORTA ESEN MIDDLE EOC.	KUSUN	Tk	1000-1500	Kumtaşı, geyl, marn ardalanması (Alternation of sandstone, shale, marl)		
			ATBAŞI	Ta	5-100	Kırmızı, bordo, gri renkli marn-geyl-kumtaşı (Grey, maroon, and white coloured marl-shale-sandstone)		
	MESOZOYİK MESOZOIC	KRETASE CRETACEOUS	ALT ESEN LOWER EOC. PALEOCENE	AKYEREN	KTa	25-50	Gri-beyaz renkli kumtaşı ve marn (Grey-white coloured limestone and marl)	
			ÜST KRETASE UPPER CRETACEOUS	GÜRSÖKÜ	Kg	2300-3200	Kumtaşı, geyl, marn, kumtaşı ardalanması (Sandstone, marl, shale, and limestone alternation)	
				YEMİŞLİÇAY	Ky	1000-1500	Kumtaşı, geyl, marn, tuf, aglomera ardalanması (Alternation of sandstone, shale, marl, tuff, agglomerate)	
				KAPANBOGAZI	Kk	100-200	Kil kumtaşı - çöktü kumtaşı (Clayey limestone - chert limestone)	
			ALT KRETASE LOWER CRETACEOUS	ÇAĞLAYAN	Kç	200-1500	Kumtaşı, geyl, marn ardalanması (Alternation of marl, shale, sandstone)	
JURA JURASSIC		DOĞERVALI DOGGERMAL	İNALTI	Ji	250-300	Gri-bej renkli reefal kumtaşı (Grey-beige coloured reefal limestone)		
			BÜRNÖK	Jb	50-270	Poşenik elementi kumtaşı-pakıttaşı (Sandstone-conglomerate with poşenik elements)		
			AKGÖL	Jr	300	Geyl, kumtaşı, miltaz ardalanması (Alternation of shale, sandstone, siltstone)		
			BOYABAT BOYABAT	Jr		Temel metamorfik kayalar (basement metamorphic rocks)		
			TRİYAS TRIASSIC					

Şekil 3. Boyabat (Sinop) yöresinin genelleştirilmiş stratigrafik kesiti (Sonel vd. 1988'den).

Figure 3. Generalized stratigraphic columnar section of Boyabat (Sinop) area (from Sonel et al., 1988).

Piroliz analizleri özel bir ısı programı altında ve oksijensiz ortam da yapılır. Bu analizde ısıtılan organik maddeden çıkan hidrokarbonlar saptanır ve S1, S2, ve S3 pikleri olarak kayıt edilir. S1 piki kayaç içerisindeki serbest hidrokarbonları, S2 piki kerojenin parçalanmasından ortaya çıkan hidrokarbonları, S3 piki ise işlem sırasında açığa çıkan CO₂ miktarını temsil eder. Bu işlem sırasında ayrıca S2 pikinin maksimum sıcaklığı olan Tmax değeri de ölçülür (Çizelge 3).

Piroliz analizleri sonucunda;

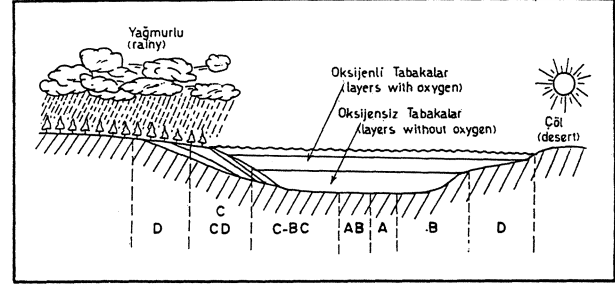
$$\text{Üretim İndeksi (PI)} = S1/S1+S2$$

$$\text{Hidrojen İndeksi (HI)} = S2/TOC$$

$$\text{Oksijen İndeksi (OI)} = S3/TOC$$

$$\text{Potansiyel Verim (PY)} = S1+S2$$

ve HI-Tmax grafiği ile kerojen tipi ve olgunlaşma derecesi ile ilgili bilgiler elde edilir (Şekil 5). HI değeri kaya



Şekil 4. Organik fasiyelerin şematik görünümü (Altunsoy ve Özçelik, 1993).

Figure 4. Schematic illustration of organic facies (Altunsoy and Özçelik, 1993).

içerisindeki kerojenin hidrojen, OI ise oksijen zenginliğini temsil etmektedir. Genel olarak 200 değerinden büyük HI değerleri petrol türümüne uygun organik maddeyi ifade eder.

Piroliz analizlerinden Tip I, Tip II ve Tip III olmak üzere üç tip kerojen elde edilir (Şekil 5). Bunlardan Tip I kerojen petrol. Tip II kerojen petrol ve gaz, Tip III kerojen ise yalnızca gaz üretir. Mikroskopik kerojen tayininde ise; amorf ve algler (zengin petrol üretir), otsu grup (petrol-gaz üretir), odunsu grup (yalnızca gaz üretir), kömürsü grup (kısıtlı miktarda gaz üretir) olarak dört grup kerojen ayrılmaktadır (Çizelge 4).

ORGANİK FASIYES DEĞERLENDİRMELERİ

Organik fasiyes tanımlamaları; jeolojik ve jeofizik veriler, organik jeokimyasal analiz sonuçları ve mikroskopik bilgilerin birlikte değerlendirilmeleriyle yapılır. Bu çalışmalarda jeolojik ve jeofizik veriler zorunlu olmamasına karşın, organik jeokimyasal analizler ve mikroskopik veriler mutlaka gereklidir (Jones, 1987).

İnceleme alanında yüzeyleyen ve gerek saha incelemeleri ve gerekse organik jeokimyasal analiz sonuçları ve mikroskopik verilere göre organik fasiyes tanımlamaları yapılabilecek formasyonlar Akgöl, Çağlayan ve Gürsökü formasyonlarıdır. Çalışma alanında yüzeyleyen diğer formasyonların organik madde içermemeleri ve hidrokarbon üretme potansiyellerinin bulunmaması nedeniyle organik fasiyes tanımlamaları yapılmamıştır.

Akgöl formasyonunun organik fasiyesleri

Formasyon organik madde içeriği yönünden fakirdir. Karaçayır ölçülü dikme kesitinde (ÖSK1) iki örnek dışında toplam organik karbon değerleri % 0.5'in altındadır. Söküçalılı ölçülü dikme kesitinde (ÖSK 2) ise taban seviyelerindeki organik zenginlik üste doğru gittikçe azalır. Toplam organik karbon içeriği alt seviyelerde

BOYABAT ORGANİK FASİYESLERİ

Çizelge 3. Rock-Eval Piroлиз analizi sonuçları.

Yaş (Age)	Formasyon (Formation)	Örnek No (Sample Nr.)	S1 (MgHC/g)	S2 (MgHC/g)	S3 (MgCO2/g)	Toplam Organik Karbon (TOC)	Tmax (°C)	Üretim İnd. (P.I.) (Production Index)	Dönüşüm Oranı (T.R.) (Transform Ratio)	Hidrojen İndeks (H.I.) (Hydrogen Index)	Oksijen İndeks (O.I.) (Oxygen Index)	Kerojen Tipi (Kerogen Type)	Jenetik Potansiyel (S1 + S2) (Genetic Potential)
ALT KRETASE Lower Cretaceous	Çağlayan	A.11-12	0.17	3.16	-	1.26	438	0.05	0.051	325	-	II	3.33
	"	A.13	0.27	3.65	-	1.12	437	0.07	0.060	323	-	II	3.92
	"	A.15	0.03	0.9	-	1.08	439	0.03	0.032	82	-	III	0.93
	"	G.6	0.03	0.81	-	1.07	438	0.04	0.035	71	-	III	0.84
	"	G.12	0.13	3.23	-	1.41	434	0.04	0.038	205	-	II	3.36
	"	G.13	0.09	1.73	-	1.22	438	0.05	0.049	167	-	II	1.82
	"	G.14	0.08	1.47	-	1.06	443	0.05	0.051	144	-	II	1.55
	"	N.4	0.13	1.65	-	1.14	443	0.07	0.073	144	-	II	1.78
	"	NS.9	0.00	0.65	-	1.03	438	0.00	0.003	0	-	III	0.65
	"	NS.10	0.01	0.68	-	1.3	444	0.01	0.014	45	-	III	0.69
	"	NS.11	0.01	0.59	-	1.09	440	0.02	0.016	51	-	III	0.6
	"	N.7	0.02	4.17	0.26	1.7	428	-	0.050	215	13	-	4.37
	"	N.5	0.01	0.18	0.25	0.51	428	-	0.050	36	49	-	0.19
"	N.3	0.01	3.34	0.61	1.57	431	-	0.040	213	39	-	3.48	
Tr.-Li.	Akgöl	N.30	0.04	1.48	-	1.07	440	0.03	0.026	151	-	II	1.52

Table 3. The results of Rock-Eval Pyrolysis analysis.

Çizelge 2. Toplamı organik Karbon Analiz Sonuçları.

Table 2. The results of Total Organic Carbon analysis.

Yaş (Age)	Formasyon (Formation)	Örnek No. (Sample #)	Top. Organik Karbon (Total Organic Carbon)
ÜST KRETASE (Upper Cretaceous)	KÖMÜRSÜ	H.10	0.31
		H.13	0.42
		D.14	0.36
	YEMİŞLİÇAY	N.5	0.79
	ALT KRETASE (Lower Cretaceous)	ÇAĞLAYAN	A.10
A.11.12			1.26
A.13			1.12
A.15			1.08
G.6			1.07
G.8			0.69
G.10			1.56
G.12			1.41
G.13			1.22
N.4			1.14
N.10			0.95
N.27			0.90
TRİYAS - LİYAS (Triassic)			AKGÖL
	F.1	0.41	
	F.2	0.80	
	F.3	0.65	
	F.6	0.51	
	N.22	0.21	
	N.30	1.07	
	E.1	0.28	
	E.2	0.68	
E.5	0.34		
E.6	0.50		

Çizelge I. Organik fasiyelerin genelleştirilmiş mikroskobik ve kimyasal karakteristikleri (Jones, 1987).

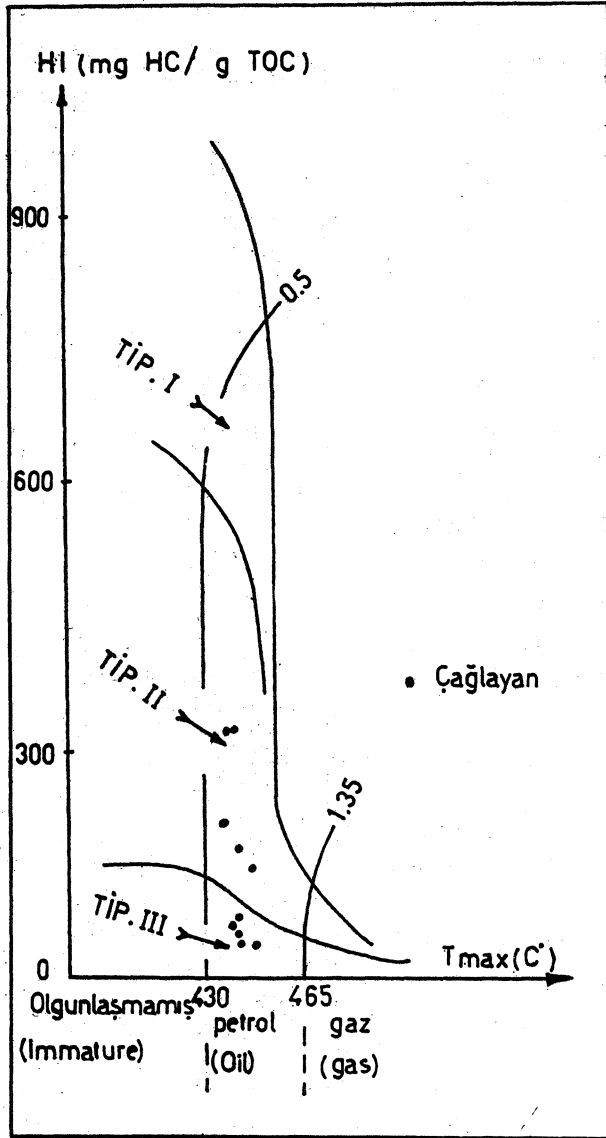
Table 1. Generalized microscopic and chemical characteristics of organic facies (from Jones, 1987).

Organik Fasiyes (Organic Facies)	Ro-% 0.5'de H/C	Piroлиз Pyrolysis	Verileri Data	Egemen Organik Madde (Dominant Organic Matter)
A	1.45	> 850	10-30	Algal, amorf
AB	1.35-1.45	650-850	20-50	Amorf, çok az karasal
B	1.15-1.35	400-650	30-80	Amorf, yaygın karasal
BC	0.95-1.15	250-400	40-80	Karsal, bazan okside
C	0.75-0.95	125-250	50-150	Karsal, bazan okside
CD	0.60-0.75	50-125	40-150	Okside, taşınmış
D	0.6	50	20-200	Yüksek okside, taşınmış

% 0.80 değerinde iken üst seviyelerde % 0.51 dolayındadır. Formasyona ait iki adet nokta örneğin toplam organik karbon değerleri ise % 0.21 ile % 1.07 arasında değişmektedir (Çizelge 2).

Organik madde türleri olarak kömürsü madde ege-men olup amorf, otsu ve odunsu organik maddeler bulunmamaktadır (Çizelge 4). Rock-Eval pirolizi yapılan 1 adet örnekte hidrojen indeksi (HI) değeri 151 mg HC/g TOC olarak bulunmuştur. Bu örneğin oksijen indeksi (OI) değeri ise ölçülememiştir.

Yukarıdaki bilgilerin ışığında formasyonun organik fasiyelerini C'den D organik fasiyesine kadar değişmektedir. Organik zenginliğinin fazla olduğu alt seviyeler hidrokarbon üretme yeteneği olan (çoğunlukla gaz) C ve CD, organik içeriğin az olduğu üst seviyeler ise hidrokarbon üretme yeteneği bulunmayan ve yalnızca korelasyon amacıyla kullanılan D organik fasiyesinde çökelmiştir.



Sekil 5. Çağlayan formasyonu'na ait örneklerin organik madde tipi ve olgunluğu.

Figure 5. Organic matter type and maturity of samples from Çağlayan formation.

Çağlayan formasyonunun organik fasiyesleri

Çağlayan formasyonu organik madde içeriği yönünden genelde zengindir. Formasyona ait Yolçalı ölçülü stratigrafi kesitinde (ÖSK 3) organik madde içeriği taban ve üst seviyelerde zengin iken, orta seviyelerde biraz daha fakirdir. Yolçalı kesitinde taban ve üst seviyelerinde toplam organik karbon değerleri % 1'in üzerinde iken orta kesimlerinde bu değer % 0.70 dolayındadır. Çağlayan formasyonu'na ait Taşpınar ölçülü stratigrafi kesitinde (ÖSK 4) ise organik zenginlik taban seviyelerinde orta derecede iken üst seviyeler de daha zengindir.

Bu kesitte toplam organik karbon değerleri taban seviyelerinde % 0.80 dolayında iken üst seviyeler de %1'den fazladır.

Çağlayan formasyonunun da karışık türde organik maddeler bulunmaktadır. Formasyonda hem denizel (amorf) hemde karasal (otsu, odunsu ve kömürsü) organik maddeler yer alır (Çizelge 4). Rock-Eval pirolizi sonucunda elde edilen hidrojen indeks değerleri 36-325 mg HC/g TOC, oksijen indeks değerleri ise 13-49 mg CO₂ arasında bulunmaktadır (Çizelge 3).

Toplam organik karbon içeriği, organik madde türleri, Rock-Eval pirolizi sonuçlarına göre Çağlayan formasyonunun organik fasiyesleri BCden D organik fasiyesine kadar değişmektedir. İncelenen örneklerin olgunlaşma ve kerojen tiplerinden de görülebileceği gibi yeterli miktarda organik maddenin bulunduğu ve olgunlaşmanın olduğu BC ve C fasiyesleri petrol ve gaz, yeterli miktarda organik maddenini ve olgunlaşmanın bulunmadığı CD ve D fasiyeslerinde ise kısıtlı miktarda gaz oluşabilir.

Görsökü formasyonunun organik fasiyesleri

Formasyona ait örneklerde Rock-Eval pirolizlerinin yapılmamasına rağmen formasyonun organik fasiyeslerini belirleyebilecek mikroskopik ve kimyasal karakteristikler bulunmaktadır. Görsökü formasyonuna ait Fındıkpınar (ÖSK 5) ve Çaybaşı (ÖSK 6) ölçülü stratigrafi kesitlerinden derlenen örneklerin toplam organik karbon değerleri % 0.31-0.42 arasındadır (Çizelge 2). Organik madde türleri olarak da karasal (kömürsü, otsu ve odunsu) organik maddeler egemendir (Çizelge 4). Görsökü formasyonu TOC değerleri ve organik madde türlerine göre kısıtlı miktarda gaz oluşturma yeteneği olan CD ve hidrokarbon yeteneği olmayan ve yalnızca korelasyon amacıyla kullanılan D organik fasiyesinde çökelmiştir.

SONUÇLAR

Organik jeokimyasal analizler ve mikroskopik bilgilerin ışığı altında aşağıdaki sonuçlar elde edilmiştir;

- Akgöl formasyonunun C, CD ve D organik fasiyeslerinde;
- Çağlayan formasyonunun BC, C, CD ve D organik fasiyeslerinde;
- Görsökü formasyonunun CD ve D organik fasiyeslerinde çökelmiş olduğu belirlenmiştir.

BC organik fasiyesi daha çok denizel sedimanlar ile delta ortamlarını karakterize eder. Bu fasiyeste bir miktar petrol ve gaz oluşumu görülür.

BOYABAT ORGANİK FASİYESLERİ

Çizelge 4. Organik madde tipi ve olgunluğu.

Table 4. Organic matter type and maturity.

YAŞ (Age)	FORMASYON (Formation)	Örnek No. (Sample Nr.)	SCI %	AMORF % (Amorphous)	OTSU % (Herbaceous)	ODUNSU % (Woody)	KÖMÜRÜ % (Coaly)
Ü. Kretase (Upper Cre.)	GÜRSÖKÜ	D.14	?		10	10	80
	ÇAĞLAYAN	A.10	4.00	20	15	30	35
KRETASE (Cretaceous)	"	G.6	4.00	25	15	25	35
	"	G.13	4.00	45	20	15	20
	"	NS.10	5.00	20	20	30	30
	"	NS.13	5.50	10	20	35	35
	ALT (Lower)	NS.16	4.5-5.0	30	15	25	30
	"	NS.18	4.50	10	15	20	55
TRİYAS-LİYAS (Triassic-Liasic)	AKGÖL	E.12	10(?)	-	-	-	100
	"	F.1	10(?)	-	-	-	100
	"	N.30	10(?)	-	-	-	100

C organik fasiyesi genellikle delta ve bataklık ortamlarında çökelen sedimanları karakterize eder. Bu fasiyeste kömür oluşumları karakteristiktir. C organik fasiyesinden üreyen hidrokarbonlar bol miktarda gaz ve kısıtlı miktarda petrol üretir.

CD ve D organik fasiyesleri çoğunlukla derin denizel ortamlar ile kötü boylanmalı sedimentlerin çökelediği karasal alanları karakterize ederler. CD organik fasiyesinde bir miktar gaz oluşurken, hidrokarbon oluşturma yeteneği olmayan D organik fasiyesi ise yalnızca korelasyon amacı ile kullanılır.

KATKI BELİRTME

Bu araştırma Ankara Üniversitesi Araştırma Fonu'nun desteği ile gerçekleştirilmiştir. Organik jeokimyasal analizler ve mikroskopik incelemeler Türkiye Petrolleri A.O. Araştırma Laboratuvarlarında yapılmıştır. Adı geçen kuruma ve laboratuvar elamanlarına teşekkür ederim.

DEĞİNİLEN BELGELER

Akarsu, İ. ve Aydın, M., 1977, Durağan, Boyabat, Taşköprü ve Çatalzeytin dolaylarının jeoloji raporu: T.P.A.O. Arşivi, rapor no: 1183.

Altunsoy, M. ve Özçelik, O., 1983, Organik fasiyesler: Jeoloji Mühendisliği 43, 34-39.

Badgley, P. C., 1959, Stratigraphy and petroleum possibilities of Sinop region: Tidewater Oil Co, Petrol İşleri Gen. Müd. arşivi (Yayımlanmamış).

DuranlıB., Espitalie, J., and Nicasié, G., 1972, Etude la matiere organique insoluble des Argiles de Toarcien du Bassin de Paris. Etude par les procedures optiques

analyse elementarie, etude microscopique et difraction electroniques: Rev.Ist.Fr. Petr. 27, 865-884.

Eren, R.H., 1979, Kastamonu, Taşköprü bölgesi, metamorfite-rinin jeolojik ve petrografik etüdü. 34. T.J.K. Bilimsel ve Teknik Kurultayı bildiri özetleri. 42-43, Ankara.

Ericson, D. B., 1938, Boyabat hakkında rapor: Rapor no.817, MTA, Ankara.

Espitalie, J., Madec, M., Tissot, B., 1977, Source rock characterization: 9th offshore technology conference, 439-444.

Gedik, A., İzbudak, N., İztan, H., Korkmaz, S., Ağrıdağ, D.S., 1981, Sinop havzasının jeolojisi ve petrol olanakları ile ilgili ön sonuçlar: TJK 35. Bil.Tek.Kurul.Bil. Özetleri.

Gedik, A., ve Korkmaz, S., 1984, Sinop havzasının jeolojisi ve petrol olanakları. Jeoloji Mühendisliği Der., 19, 53-79.

Hunt, M., 1983, Geochemistry of petroleum: Woods Hole Oceanographic Institution Woods Hole, Massachusetts (Kurs notları).

Jonathan, D., Le Tran, K., Oudin, S. L., and Van der Weide, i. M., 1976, Les methodes d'etude physico chimique de la matiere organique. Bull. Centre Rech.Pau SNPA, 10,1, 39-108.

Jones, R.W., 1987, Organic facies: Advanced in petroleum geochemistry (Brooks, J., and Welte, D., eds.), 2,1-9.

Ketin, İ., 1962, 1/500 000 ölçekli Türkiye jeoloji haritası ve izahnamesi (Sinop paftası), MTA yayını, Ankara.

- Korkmaz, S., 1984, Boyabat (Sinop) kuzeydoğusunun petrol yönünden jeolojik ve jeokimyasal incelemesi: Doktora tezi (yayımlanmamış), MTA kütüphanesi. No: 95737,193 s., Ankara.
- Korkmaz,S., 1992, Sinop havzasında kaynak kaya fasiyesi, organik olgunlaşma ve petrol oluşumuna volkanizma ve çökelme ortamı açısından yeni bir yaklaşım: TPJD Bülteni. 4/1, 35-45.
- Mc Iver, R. D., 1967, Composition of kerogen elute its role in the origin of petroleum: Proceedings of the 7th world petr. cong., Mexico, 2, 25-36.
- Sarı,A.,1990, Boyabat (Sinop) kuzeydoğusunun petrol imkanlarının incelenmesi: Doktora tezi, A. Ü. Fen Bil. Ens., 312 s., (yayımlanmamış).
- San,A., N. Sonel, ve Albayrak, M., 1991, Boyabat(Sinop) kuzeydoğusu birimlerinin petrol hazne kaya özelliklerinin incelenmesi. Selçuk Üniv. Müh.Mim.Fak.Der., 2.61-77.
- Sarı, A., Sonel, N., 1993, Boyabat (Sinop) yöresi birimlerinin (Liyas-OJigosen) petrol ana kaya özelliklerinin incelenmesi. A. Suat Erk Jeoloji Sempozyumu Bildirileri, 365-375, Ankara.
- Sonel, N., 1988, Boyabat havzası (Sinop) birimlerinin petrol ana kaya özellikleri: S.Ü.Müh. Mim.Fak. Der. 3, 1, 80-98.
- Sonel, N., Sarı, A., Coşkun, B., ve Tozlu. E., 1 989. Boyabat (Sinop) havzası Ekinveren fayının petrol aramalarındaki önemi: Türkiye Jeoloji Bülteni. 32, sayı 1-2, 39-51.
- Tissot,B., Welte, D.H., 1978, Petroleum formation and occurrence: Springer Verlag, Berlin, p, 538.
- Tüysüz,O., 1985, Kargı masifi ve dolayındaki tektonik birliklerin ayırıcı ve araştırılması (petrografik inceleme): Doktora tezi, İst.Üni.Fen.Bil.Ens., 431 s, (yayımlanmamış).
- Welte, D. H., 1965, Relation between petroleum and source rock: A.A.P.G.Bull, 49, 12,2246-2268.
- Yılmaz,Y., Tüysüz, O., 1984, Kastamonu-Boyabat-Vezirköprü-Tosya arasındaki bölgenin jeolojisi (II-gaz-Kargı masiflerinin etüdü): MTA raporu, 275 s.
- Yılmaz, Y., Tüysüz, O., 1988. Kargı masifi ve dolaylarındaki Mesozoyik tektonik birliklerin düzenlemeleri sorununa bir yaklaşım: T.P.J.D. Bülteni, 1/1, 73-86.

Isparta-Burdur arasının jeolojisi ve tektonik özellikleri *Geology and tectonic features between Isparta and Burdur area (SW Turkey)*

MJErkan KARAMAN

Süleyman Demirel Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Isparta

Öz

Çalışma alanındaki kaya birimleri otokton ve allokton olmak üzere başlıca iki gruba ayrılır. Kretase yaşlı karbonat istifi bölgenin en yaşlı otokton kaya birimidir. Karbonat istifi iki birim içerir. Bunlar alttan üste doğru; (1) Senomaniyen-Türoniyen yaşlı Söbüdağ formasyonu ve (2) Orta Maestrihtiyen yaşlı Senirce formasyonu'dur. Tüm Kretase yaşlı kaya birimleri Tersiyer yaşlı kırıntılı sedimentlerle uyumsuz olarak örtülür. Tersiyer yaşlı sedimanter istif iki birime ayrılır. Bunlar alttan üste doğru; (1) Üst Paleosen-Alt Eosen yaşlı Kızılkırma formasyonu ve (2) Orta Eosen yaşlı Kayıköy formasyonu'dur. Bölgedeki Gölcük volkanizması Geç Miyosen-Erken Pliyosen boyunca aktif olmuştur. Gölcük formasyonu Gölcük volkanik materyallerinden meydana gelmiştir. Kuvaterner yaşlı alüvyon ve birikinti koni çökelleri çalışma sahasının en genç birimleridir. Gökçebağ ofiyolitli karmaşığı ve Jura-Kretase yaşlı Akdağ kireçtaşı birliği, bölgenin allokton kaya birimleridir. Allokton kayaların bölgeye ilksel tektonik yerleşimleri Geç Kretase-Erken Paleosen'dir. Çalışma sahasının önemli tektonik yapılarından olan ters veya bindirme fayları ile kıvrım eksenleri KB-GD doğrultusunda; egemen normal faylar ve kırık sistemleri ise KD-GB doğrultusunda uzanmaktadır. Bölgedeki tüm bu yapısal özellikler muhtemelen KD-GB sıkıştırma; KB-GD çekme kuvvetleri etkisi sonucu gelişmişlerdir.

Abstract

The rock units in the study area have been divided mainly into two groups as autochthonous and allochthonous. The Cretaceous carbonate rock sequence is the oldest autochthonous rock unit in this region. The carbonate sequence consists of two units. These are in ascending order from bottom to top; (1) Söbüdağ formation (Cenomanian-Turonian), and (2) Senirce formation (Middle Maestrichtian). All Cretaceous rock units are overlain unconformably by Tertiary detritic sediments. The Tertiary sedimentary sequence has been divided into two units. These are from bottom to top; (1) The Kızılkırma formation is Upper Paleocene-Lower Eocene in age and (2) The Kayıköy formation is Middle Eocene in age. The Gölcük volcanism was active in the region during the Late Miocene to Early Pliocene period. The Gölcük formation is originated from the Gölcük volcanic materials. The Quaternary alluvium and alluvial-fan deposits are the youngest units for the study area. The Gökçebağ ophiolitic melange and Akdağ limestone units (Jurassic Cretaceous) are the allochthonous rocks in this region. These allochthonous rocks were primarily emplaced in the region during Late Cretaceous to Early Paleocene period. In the study area, the common tectonic structures such as reverse or overthrust faults and fold axis are extending along the NW-SE direction. On the other hand, the dominant normal faults and fracture systems are trending along the NE-SW direction. It is possible that all these structural features in this region resulted under the NE-SW compressional forces, and NW-SE tensional forces.

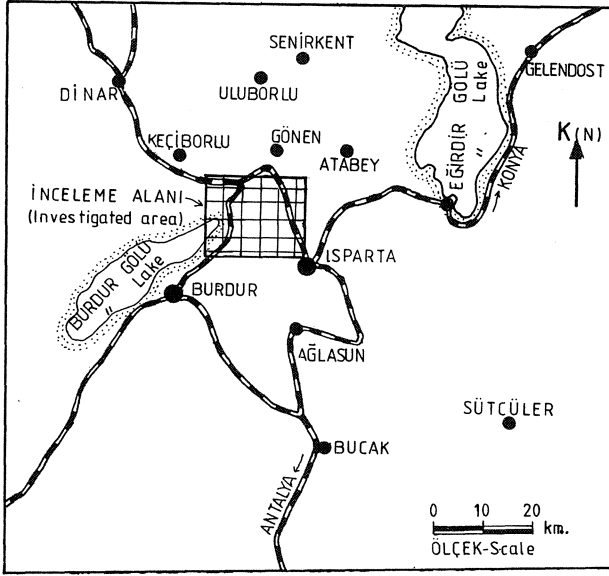
GİRİŞ

Isparta ile Burdur gölü arasında yer alan inceleme alanı, Isparta M 24 b₂-b₃-b₄ ve Isparta M 25 a₁-a₄ paftalarında yaklaşık 205 km²'lik bir alan kapsar (Şekil 1). Bu bölge aynı zamanda S. Demirel Üniversitesi kampüsü ve yakın dolaylarını içerir. Genel olarak çalışma alanındaki kayalar, Isparta ovası ile Burdur graben gölü arasındaki yüksek topoğrafik kesimlerdeki yüzeylenmelerle temsil edilir. Jeolojik haritaya bakıldığında bu bölge, kenarları normal faylarla çevrili tipik bir yükselim alanına (horst oluşumuna) karşılık gelir. Bu horstun bir tarafında Isparta çöküntü ovası, diğer tarafında ise Burdur çöküntü gölü yer alır (Şekil 3).

Bölgenin jeolojisine yönelik eski yıllarda yapılmış bazı araştırmacılar mevcuttur. Ancak bunlardan büyük çoğunluğu, 1/100.000 veya 1/200.000 gibi bölgesel ölçekli geniş alanları kapsayan çalışmalar, ya da tez veya

rapor niteliğinde yayınlanmamış araştırmalardır. Bu araştırmacılar Gutnic (1971, 1972, 1977), Özgül (1976), Dumont (1976), Gutnic ve diğ., (1979), Poisson (1977), Waldron (1982), Poisson ve diğ., (1984), Şenel, (1984), Koçyiğit (1984) geniş alanlar kapsayan bölgesel ölçekli jeoloji incelemelerinde bölgenin stratigrafik-tektonik evrimini aydınlatmaya yönelik önemli sonuçlar elde etmişlerdir. Öte yandan Acar (1975), Özgüner (1979), Sarız (1985), Yalçınkaya ve diğ., (1985, 1986, 1989) ve Karaman (1986, 1988) kısmen de olsa, çalışma alanındaki bazı stratigrafik özelliklere değinmişlerdir.

Bu çalışmanın amacı, anılan bölgenin temel jeolojik sorunlarını çözümlenmeye, bölgede yüzeylenen kayaların stratigrafik ilişkilerini ortaya çıkarmaya, bölgenin tektonik özelliklerini ve evrimini aydınlatmaya yöneliktir.



Şekil 1. Çalışma alanının yer bulduru haritası.

Figure 1. Location map of the investigated area.

STRATİGRAFİ

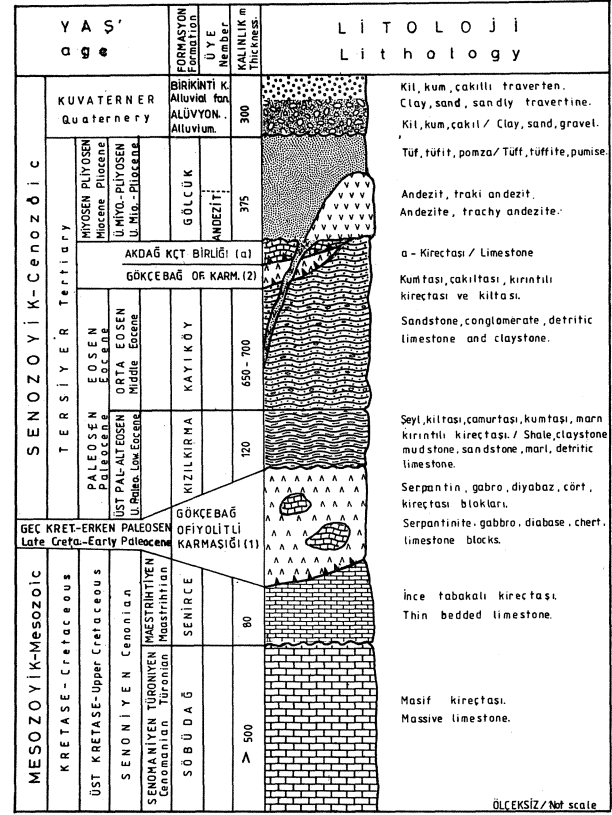
İnceleme alanında yüzeylenen kayabirimleri otokton ve allokton konumlu olmak üzere başlıca iki büyük gruba ayrılır. Geniş alanda yüzeylenme veren otokton birimler yaşlıdan gence doğru sıra ile Senomaniyen-Türoniyen yaşlı Söbüdağ formasyonu, Orta Maestrihtiyen yaşlı Senirce formasyonu, Üst Paleosen-Alt Eosen yaşlı Kızılkırma formasyonu, Orta Eosen yaşlı Kayıköy formasyonu. Üst Miyosen-Pliyosen yaşlı Gölcük formasyonu ile Kuvaterner yaşlı alüvyonlardır. Allokton konumlu kayalar ise, Gökçebağ ofiyolitli karmaşığ ile Akdağ kireçtaşı birliğidir (Şekil 2,3). Aşağıdaki bölümlerde otokton ve allokton grup içerisinde yer alan formasyonlar yaşlıdan gence doğru sıra ile açıklanacaktır.

Otokton Birimler

Söbüdağ formasyonu

Tanımı ve dağılımı: Birim adını, Çünür kuzeyinde bulunan Söbüdağ dolayından alır. Önceki çalışmalarda birimin adı Söbüdağ kireçtaşı olarak kullanılmıştır (Sarıiz, 1985, Yalçınkaya,1985). Başlıca Isparta-Ankara karayolunun her iki tarafında olmak üzere Büyük Söbü tepe, Küçük Söbü tepe, Göltaş çimento fabrikası güneyi ve Bozanönü dolaylarına olmak üzere yaklaşık 9 km²'lik bir alanda yüzeylenme verir (Şekil 3).

Litoloji: Birim egemen olarak açık-koyu gri, bej renkli çoğunlukla masif, yer yer orta-kalın katmanlı kireçtaşları ile temsil edilmektedir. Genel olarak sıkı dokulu ve

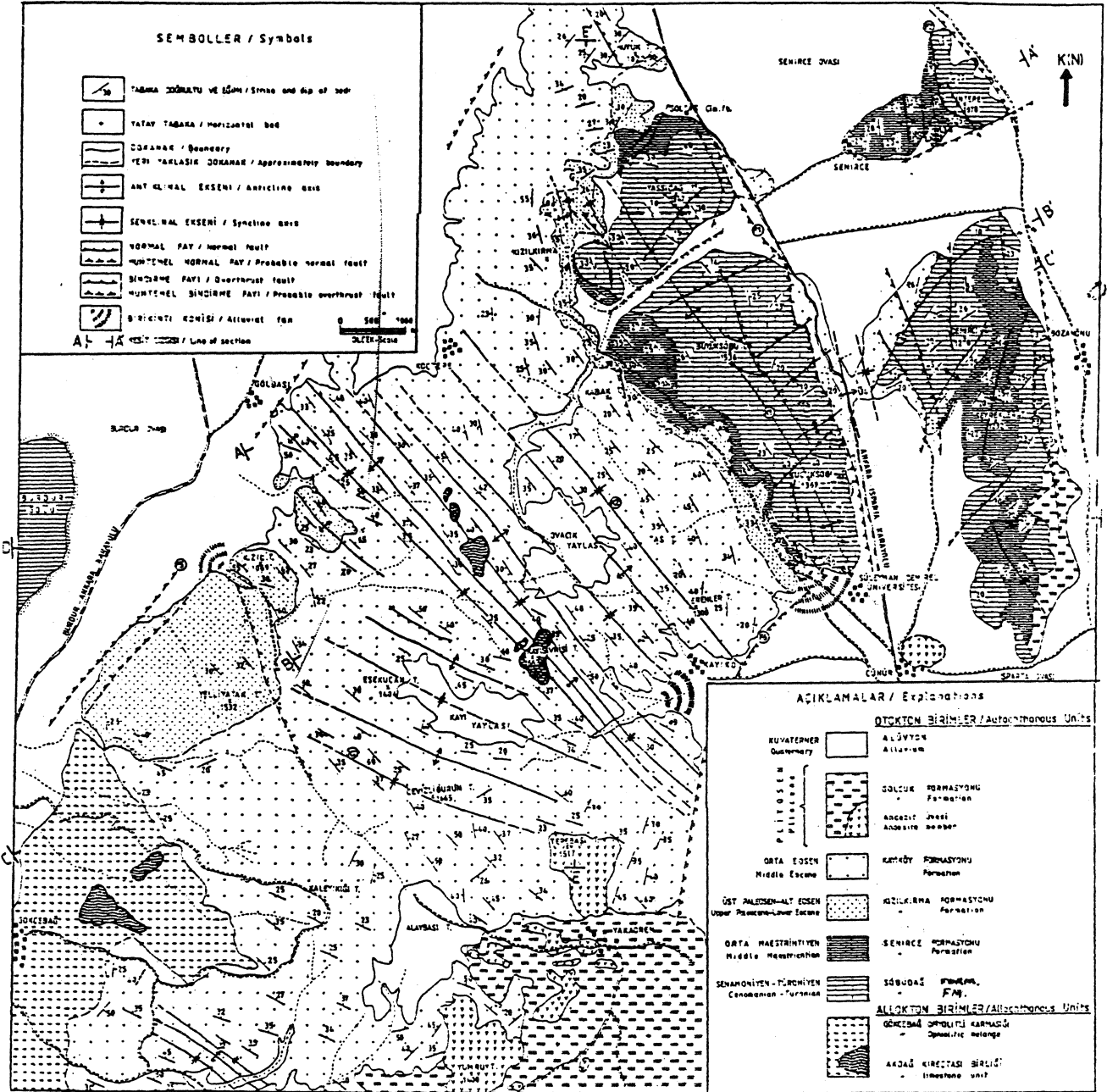


Şekil 2. inceleme alanının genelleştirilmiş tektono-stratigrafik sütun kesiti (ölçeksiz).

Figure 2. Generalized tectono-stratigraphic columnar section of the investigated area (not scale).

homojen bir yapıya sahip olan kireçtaşları bol çatlaklı olup, çatlaklar çoğunlukla ikincil kalsit ile doldurulmuştur. Söbüdağ civarındaki örneklerin ince kesitlerinde kayacın çoğunlukla biyomikritik-intraklastlı biyomikritik kireçtaşı özelliği taşıdığı görülmüştür. Birim bölgedeki tektonizma koşullarından büyük ölçüde etkilenmiş şiddetli kıvrımlı, kırıklı bir yapı kazanmıştır. Faylanmalar boyunca yoğun breşik zonlar izlenir. Söbüdağ formasyonu, Isparta-Ankara karayolu boyunca yüksek açılı bir ters fayla (Söbüdağ fayı). Eosen yaşlı bilimler üzerine itilmiştir. Fay dokanağı boyunca yer yer diyabaz türü ofiyolitik bileşenlere rastlanır.

Dokanak ve kalınlık: Söbüdağ formasyonunun taban seviyeleri yörede izlenemediğinden daha yaşlı birimlerle olan stratigrafik ilişkisi bilinmemektedir. Tektonik olarak birim, kampus kuzeyinde ve Isparta-Ankara karayolunun batı kenarı boyunca yaklaşık KKB-GGD doğrultulu bir ters fay boyunca Eosen yaşlı birimleri üstler (Şekil 3,4). Söbüdağ formasyonunun tavanında ise, paralel uyumsuz olarak Orta Maestrihtiyen yaşlı Senirce formasyonu yer alır (Şekil 2,3). Bölgede birimin taban



Şekil 3. İnceleme alanının jeoloji haritası.

Figure 3. Geological map of the investigated area.

dokanağı görülemediği için gerçek kalınlığı tam olarak bilinemez. Ancak harita ve topoğraya yorumuna göre, görünür kalınlığı 500 m. den fazladır. Fosil topluluğu ve yaş:

Birimin değişik seviyelerinden alınan örneklerin ince kesitlerinde gözlenen *Trilocolina* sp., *Quinqueloculina* sp., *Pseudolitonella reicheli* Marie, *Cuneolina* sp..

Nezzazata sp., *Nummoloculina* sp., *Textulariidae*, *Miliolidae* gibi fosil kapsamına göre, yaşının Senomaniyen-Turoniyen (Üst Kretase) olduğu belirlenmiştir (Karaman ve diğ., 1988).

Yorum: Söbüdağ formasyonu bölgede geniş yayılım sunan otokton Üst Kretase yaşlı karbonat istifinin temelini oluşturur. Bölgesel çalışmalarda birim Beydağkar-

bonat platformuna dahiledilmektedir (Şenel, 1984, Poisson ve diğ., 1984).

Senirce formasyonu

Tanım ve dağılım: Birim adını inceleme alanının kuzeyindeki Senirce köyünden alır. Önceki çalışmalarda Karaman ve diğ. (1988) tarafından Senirce kireçtaşı olarak tanımlanmıştır. Yörede başlıca Büyük Söbü ve Küçük Söbü tepelerin güneybatısında, Göлтаş çimento fabrikası, Senirce köyü ve Bozanönü köyü dolaylarında yaklaşık 4 km²'lik bir alanda yüzeylenme vermektedir. (Şekil 3).

Litoloji: Birim egemen olarak açık krem, boz renkli plakette pelajik kireçtaşlarından oluşmaktadır. Üst seviyelere doğru kireçtaşlarının içerdiği kil oranı yükselir. Tabanda ince orta katmanlı ve sert yapılı; üst seviyelere doğru ise plakette yer yer lamine, nispeten daha gevrek ve kırılmandır. Birimin üst kesimlerinde sık olarak çört yumruları ve arabantları izlenir. Kireçtaşları çoğu kez konkoidal kırılma yüzeylidir ve stilolit yapıları içerir. Söbüdağ formasyonuna oranla daha az çatlak düzlemine sahiptir ve bunların içleri ikincil kalsit ile doldurulmuştur. Değişik kesimlerden biyomikritik kireçtaşlarından oluştuğu görülmüştür. Kireçtaşları Söbüdağın güneybatı eteklerinde düzgün, batıya eğimli, plakette ve yer yer lamine katmanlar şeklinde yüzeylenme verirken, Senirce köyü batısında nispeten daha kolay ayrılmaya elverişli, kırılğan, gevrek yapılı ve yer yer de topraklaşmış bir görünüm sergiler. Kil oranı daha yüksek olan gevrek yapılı ve çört içermeyen üst seviyedeki kireçtaşları yakındaki çimento fabrikasında hammadde olarak kullanılır.

Dokanak ve kalınlık: Senirce formasyonunun taban-tavan dokanak ilişkileri ve stratigrafik istiflenmesi, Söbüdağın güneybatı eteklerindeki vadi boyunca açık ve belirgin olarak izlenir. Birim, tabanda Senomaniyen-Turoniyen (Üst Kretase) yaşlı Söbüdağ formasyonu üzerine uyumsuz olarak oturur (Şekil 2,3). Ancak bu iki birimin ortak dokanaklarının çizilmesi çok yerde güçlük gösterir.

Aralarında çoğunlukla belirgin litolojik farklılıklar bulunmasına rağmen, bu iki birimin çizilmesi, büyük ölçüde paleontolojik bulgulara dayandırılmıştır. Senirce formasyonunun tabanında her hangi bir karasal aşınma izinin yokluğu veya taban konglomerası bulunmaması; alttaki Söbüdağ formasyonunun su yüzüne çıkarak aşınmadığını, ancak belli bir zamanda (Koniasiyen-Santoniyen), çökeltme havzasının ve çökeltme koşullarının tortul birikimini engellediği, böylece Senirce formasyonu ile Söbüdağ formasyonu arasında paleontolojik verilerle ortaya çıkartılan uyumsuzluğu oluşturduğu düşünülür. Bu iki birim arasındaki dokanak farklı litoloji ve çoğu kez de paleontolojik verilere dayandırıldığı

için, jeoloji haritası üzerinde kesikli çizgilerle gösterilmiştir (Şekil 4). Senirce formasyonunun tavanında ise, yine uyumsuz olarak Üst Paleosen-Alt Eosen yaşlı Kızılkırma formasyonu yer alır (Şekil 3). Senirce formasyonunun kalınlığı, Söbüdağ-Kabak tepe arasında yapılan ölçülü stratigrafik kesitinde yaklaşık 70-80 m. civarında bulunmuştur (Karaman ve diğ., 1988).

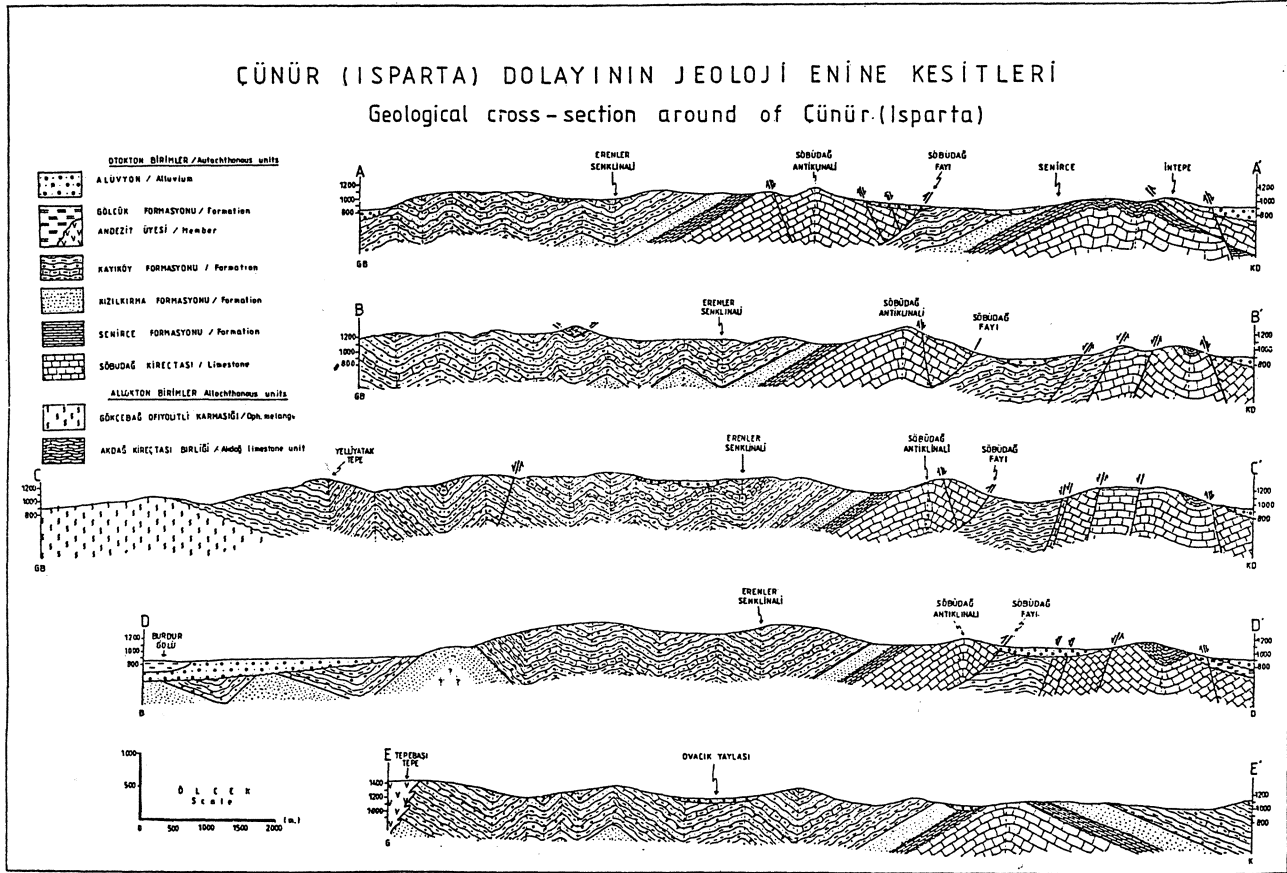
Fosil topluluğu ve yaş: Senirce formasyonunun farklı seviyelerinde saptanan *Globotruncana arca* (Cushman), *G. ganebini* Tilev, *Globotruncanita stuarti* (de Lapparent), *Glc. stuariformis* (Dalbiez), *Ganserina gansseri* (Bolli), *Globotruncanella* sp., *Globigerinelloides* sp., *Hedbergella* sp., *Rugoglobigerina* sp., *Heterohelix* sp. ve *Pseudotextukina* sp. gibi planktik foraminifer kapsamına göre birimin yaşı Orta Maestrihtiyen olarak belirlenmiştir (Karaman ve diğ., 1988).

Yorum: Senirce formasyonu Mesozoyik yaşlı otokton karbonat istifinin en üst seviyesini oluşturur. Bölgede geniş yayımlı Tersiyer yaşlı birimlerin tabanında yer alması ile de dikkati çeker. Düzgün tabakalı ve yer yer plakette-lamine özellikleri, çört içermesi, açık gri, bej rengi ile karakteristiktir. Bugüne kadar yapılan çalışmalar gerek tabanda Söbüdağ formasyonu ve tavana Kızılkırma formasyonu ile dokanak ilişkisinin paralel uyumsuz olduğu şeklindedir. Ancak yeni yapılan ayrıntılı paleontolojik çalışmalar, her iki dokanak için özgün yeni sonuçlar verebilir. Senirce formasyonunun içerisinde yoğun çört yumruları ve arakatlıları ile stilolit yapılarının varlığı ve zengin *Globotruncana* türü mikrofaunanın gözlenmesi, bu kireçtaşlarının durgun ve derin denizel (pelajik) koşullarda çöklediğini yansıtmaktadır.

Kızılkırma formasyonu:

Tanım ve dağılım: Birimin adı inceleme alanının güneybatısında yer alan Kızılkırma tepesine dayanarak Karaman ve diğ., (1988) tarafından verilmiştir. Formasyon başlıca kuzeyde Göлтаş çimento fabrikasından başlayarak güneye doğru Söbüdağın batısındaki vadi boyunca düzgün ve sürekli bir şerit halinde yüzeylenme verir (Şekil 3).

Litoloji: Formasyonun egemen litolojisi, açık kırmızı, bordo ve yer yer açık yeşilimsi-kirli gri renkli şeyl, kıltaşı, çamurtaşı, türbiditik kumtaşı ve killi kireçtaşı düzeyleri ile bunlarla arakatlı çakıltaşı ve detritik kireçtaşı seviyelerinden oluşur. Birimin alt kesimlerinde yoğun demiroksit boyamalarından kaynaklanan belirgin oranda açık kırmızı pembe-bordo renk hakimdir. Bu özelliği ile üzerinde yer aldığı Kretase yaşlı kireçtaşlarından kolayca ayırt edilir. Alt kesimlerde bulunan 20-40 m. kalınlıktaki şeyl ve çamurtaşı lamine, kolay kırılğan ve dağılğan bir yapı sunar. Şeyl ile arakatlı olan kilce zengin kireçtaşları ince kesitlerde pelajik foraminiferli biyomikrit karakterdedir. Killi kireçtaşı ve ça-



Şekil 4. İnceleme alanı jeoloji enine kesitleri.

Figure 4. Geologic cross-section of the investigated area.

murtaşında böbreğimsi ayrışma yapılan egemendir. Daha üstlere doğru genellikle iri kum tane boyutunda kalın bir türbiditik seri yer almaktadır. Bu kesimlerde gözlenen ve yer yer kıltaşı, killi kireçtaşı düzeyleri ile arakatmanlanma gösteren açık yeşilimsi gri renkli kumtaşı mikrobreş, çakıltaşı ve detritik kireçtaşı orta kalın katmanlı bir yapı sunar. Bunlar ofiyolitik karmaşıktan ve Kretase yaşlı kireç taşlarından türemiş bol kırıntılı gereç içerirler.

Kireçtaşı kırıntıları içerisinde Üst Kampaniyen-Alt Maestrihtiyen yaşlı planktik foraminiferler içeren karbonat kayaç parçaları çoğunluktadır. Ayrıca birim içerisinde bol ofiyolitik gereçlere rastlanması ofiyolitik karmaşığın bölgeye ilksel yerleşiminin bu birimin çökmesinden önceye rastladığını ortaya koyar. Kumtaşı, çakıltaşı ve detritik kireçtaşı içerisinde yer alan tanelerdeki boylanma çok iyi gelişmiştir. Çakıltaşlarında tane boyutu 2-4 cm. arasında değişir ve bunların bağlayıcısı çoğunlukla sparitik kalsit ve kildir. Tabakalar içerisinde genel olarak altta iri taneler, üstte ise ince taneler yer alır.

Çoğunlukla belirgin bir derecelenme izlenir ve tabaka altı akıntı yapılarına rastlanır. Kumtaşı, mikroskop incelemelerinde bol terijen malzemeli ve biyomikrit parçalarından oluşmaktadır. Bunlar mikritik-sparik karbonat çimento içerisinde kireçtaşı, kuvars, serpantin, çört, opak mineraller ve bol miktarda kavki içerirler.

Dokanak ve kalınlık: Birim Orta-Üst Maestrihtiyen yaşlı Senirce Formasyonunu uyumsuz olarak üstler. Üst sınırında ise Orta Eosen yaşlı Kayıköy formasyonu tarafından uyumlu olarak örtülür (Şekil 2,3). Kızılkırma formasyonunun taban ve tavanı Söbudağ batısındaki vadi boyunca net olarak gözlenebildiği için (Şekil 3), kalınlığı da bu kesimlerde ölçülebilmekte olup, kalınlığı ortalama 120 m. olarak belirlenmiştir.

Fosil topluluğu ve yaş: Kızılkırma formasyonunun değişik seviyelerinden derlenen örneklerde; bentik foraminiferlerden *Alveolina (GlomalveoUna) sp.*, *Nummulites sp.*, *Assilina sp.*, *Miscellanea cf. primitive* Rahaghi, *Keramosphaera sp.*, *Rotalia sp.*, *Kathina sp.*, *Planorbulina cretae* (Marsson), *Discocyclina sp.*, *Astengerina sp.*, *Textulariidae*; planktik foraminiferlerden *Globigeri-*

na trilocalinoides Plummer, *Morozovella aragonensis* (Nuttall), *M. cf. formosa formosa* (Bolli), *M. formosa gracilis* (Bolli), *M. lensifomüs* (Subbotina), *Acainnina soldadoensis soldadoensis* (Brönnimann), *A. bullhrooki* (Bolli), *Globorotalia* sp., *Truncorotaloides* sp., *Planorotaloides* sp. ; alglerden *Dislichoplax biserialis* (Dietrich), ile *Eihelia alba* (Pfender) saptanarak birimin yaşı Üst Paleosen-Alt Eosen olarak belirlenmiştir (Karaman ve diğ., 1988).

Yorum: Bu formasyon, tabandaki Orta Maestrihtiyen yaşlı Senirce formasyonunun plakletli kireçtaşları üzerine uyumsuz olarak oturması ve özellikle Söbüdağ batısındaki vadi boyunca son derece düzgün ve sürekli bir şerit halinde yayılımı nedeni ile bölgedeki Tersiyer yaşlı çökellerin başlangıcı için tipik bir klavuz düzey niteliğindedir. Birim taban seviyelerindeki kırmızı-bordo renkli killi kireçtaşları içerisinde pelajik foraminiferlerin bol miktarda bulunması pelajik koşullardaki çökелmenin varlığını düşündürür. Ancak daha üst seviyelerdeki çakıltaşı ve detritik kireçtaşı arakatıkları ile benlik foraminiferlere rastlanması, birimin üst seviyelerinde çökелme koşullarının genel olarak değişken enerjili olduğunu düşündürmektedir.

Kayıköy formasyonu

Tanım ve dağılım: Birimin adı, özelliklerinin en iyi sergilendiği yer olan Kayıköy'e dayanılarak Karaman ve diğ., (1988) tarafından verilmiştir. Formasyon başlıca kuzeyde Göltaş çimento fabrikası ve Kızılkırma tepe batısından başlamak üzere, daha güneye doğru Koçtepe köyü, Kabak tepe batısı ve Kayıköy dolaylarında olmak üzere oldukça geniş bir alanda yüzeylenme verir (Şekil 3).

Litoloji:

Formasyonun egemen kayatürünü sığ denizel koşullarda çökелmiş kumtaşı, kumlu çakıltaşı, çakıltaşı, detritik (kıvrıntılı) kireçtaşı ile bunlarla arakatlı kiltası, killi kireçtaşı ve çamurtaşı düzeyleri oluşturur. Birim genel olarak arazi gözlemlerinde açık gri, yeşil, kirlili sarı renkleri gösterir. Formasyon değişik tür litolojilerin yer yer ritmik aralanmasından oluştuğu için, yanal ve düşey yönlerde çok değişken litofasiyeler sunar. Genel olarak alt seviyelerde yaygın olarak izlenen açık yeşil, sarımsı boz ve gri renkli türbiditik kumtaşları, ince tabakalı ve yer yer kumlu çakıltaşı ve mikrokonglomera görünümündedir. Bunlar mikroskop gözlemlerinde çoğunlukla kilce zengin karbonat çimento içerisinde serpantinit, çört kireçtaşı ve fosil kavkılardan oluşmaktadır. Bunlar içerisinde kısmen iri bentik foraminiferler ve algler içeren düzeylere rastlanır. Taneler çoğun karbonat çimento ile bağlanmıştır. Açık krem renkli killi kireçtaşı ve çamurtaşları mikritik dokulu ve sıklıkla biyoturbasyonludur. Bunlar böbreğimsi

ayırma yapıları sunar ve bol miktarda *Globigerina* sp, *Globorotalia* sp ve *Discocyclina* sp. fosilleri içerir.

Her düzeyde yaygın ara katmanlanma gösteren detritik kireçtaşları açık krem ve kirlili beyaz renkli, ortakalm katmanlı olup, çoğunlukla türbiditik özelliktedir. Bunlar içerisinde terijen kırıntı ve biyomikrit klastları yoğun olup, taneleri oluşturan materyaller çoğunlukla intraformasyonel çakıltaşı, kireçtaşı, serpantinit, çört, radyolarit, Kretase yaşlı kireçtaşı ve fosil kavkılardır. Detritik kireçtaşlarında gözle görülebilecek büyüklükte ve yoğunlukta *Nummutites'leri* görmek olağandır. Kumtaşı ve çakıltaşı düzeyleri daha çok Kayıköy batısındaki Kaleyıkığı ve Cevizliburun tepe civarında yaygınken; Gölbaş ve Koçtepe köyü dolaylarında bol fosil içeren biyomikritik killi kireçtaşlarına rastlanır. Erenler tepe dolaylarında arazide doğudan batıya doğru yapılan gözlemlerde alüvyonlara yakın olan kesimlerde yoğun kıvrımlı, kırıklı kumtaşı ve killi kumtaşlarının bulunduğu, bunları üste daha batıya doğru killi kireçtaşı, şarabi renkte kiltası, marn ve düzgün tabakalı ve bol *Nummutites'li* kumtaşı ve killi kireçtaşları ile devam ettiği görülmektedir. Koçtepe köyü kuzeydoğusu (eski Isparta-Burdur yolu) ve dolaylarında formasyon şeyl, kumtaşı, marn ve çakıltaşlarından meydana gelmekte olup, şeyl bol laminalı ve açık yeşil renklerde görülmekte, kumtaşı ise, şeyl arasında sert tabaka çıkıntıları vermektedir. Ortalama 3-10 cm kalınlıklı kumtaşı ve çakıltaşı tabakaları boy ofiyolitik gereç içermekte ve bu kesimlerdeki bol fosilli tabakalar şiddetli bir şekilde kıvrılmıştır. Öte yandan formasyonun alt seviyelerindeki açık pembe ve yer yer koyu gri renkli killi kireçtaşı ve çamurtaşları içerisinde ince düzeyler halinde ara katmanlanma gösteren linyit içeren seviyelere rastlanmıştır.

Harita alanında özellikle Kayıköy ve Erenler tepe civarında yüzeylenme veren bu linyitli düzeyler, bölgede yapılan bazı sondajlarla da kesilmiştir. Formasyonu oluşturan litolojilerin nispeten daha inkompetent (dayanımsız) karakterli olması nedeniyle, bölgesel tektonizma bu birimi daha fazla etkilemiş ve kıvrımlandırmıştır.

Dokanak ve kalınlık: Birim tabanında, Kızılkırma formasyonu üzerinde uyumlu olarak bulunur (Şekil 2,3). Gökçebağ dolaylarında ofiyolitik karmaşığı uyumsuz olarak örter. Üst sınırında Gölcük formasyonunun tüfleri ve geniş alüvyonlarla örtülüdür (Şekil 2). Burdur dolaylarında bazı kesimlerde ise ofiyolitik karmaşık tarafından tektonik olarak üstlenir. Kayıköy formasyonunun kalınlığı 650-700 m. dolaylarındadır.

Fosil topluluğu ve yaş: Formasyonun farklı düzeylerinden alınan örnekler içerisindeki bentik foraminiferlerden *Alveolinasp.*, *Nummutites* sp., *Assilina* sp., *Dis-*

ISPARTA BURDUR ARASININ JEOLJİSİ

cocylina sp., *Actinocyclina* sp., Miliolidae ve yine planktik foraminiferlerden *Morozovella* cf. *lehneri* (Cushman ve Jarvis), *M.* cf. *quetra* (Bolli), *Acahnina* cf. *hrodermanni* (Cushman ve Bermudez), *A. matt hewsae* Blow, *Turborotalia* cf. *cerroazulensis cerroazulensis* (Cole), *Truncorotaloides* cf. *rohri* (Brönniman ve Bermudez), *Hantkenina* sp., *Pseudohastigerina* sp., *Orbulinoides* sp., *Planorotalides* sp. saptanmış ve birimin yaşı Orta Eosen olarak belirlenmiştir (Karaman ve diğ., 1988).

Yorum: Birim içerisinde yaygın olarak *Nummulites*li çakıtaşı, detritik kireçtaşı ve kumtaşı seviyelerinin varlığı, neritik bölgede gelişen yüksek enerjili ve çalkantılı ortamsal koşulların bulunduğunu yansıtır. Diğer yandan birim içerisinde killi kireçtaşı ve kıltaşı düzeyleri içerisinde bulunan planktik foraminiferler, neritik bölge içerisinde yersel olarak nispeten düşük enerjili ve çalkantısız litotopların açınmış olabileceğini gösterir (Karaman ve diğ., 1988). İnceleme alanında bu birimin yanal ve düşey yönlerde sık sık farklı fasiyeler sunduğu izlenir. Kuzeybatıda Gönen dolaylarında ise Kayıköy formasyonu üsl seviyelerinde iki üyeye ayrılmakta olup, yaşı Üst Eosen'e kadar çıkmaktadır (Karaman ve diğ., 1990).

Gölcük formasyonu

Tanım ve dağılım: Birimin adı Isparta ili güneyinde bulunan Gölcük volkan krater gölüne dayanılarak Karaman (1990) tarafından verilmiştir. Harita alanında başlıca güney kesimlerde yoğunluk göstermekte olup, Yakaören köyü, Tepebaşı, Yumru tepe dolayları ile Çünür doğusu ve Bozanönü güneyinde yüzeyleir (Şekil 3).

Litoloji: Formasyon tamamıyla volkanik kökenli kayalardan oluşmaktadır. Egemen kayatürünü son derece hafif gereçlerden oluşmuş tuf, tüfit ve pomza seviyeleri temsil eder. Bunlar arazi gözlemlerinde kirli beyaz, açık kahve, sarı ve grinin tonları arasında renkler göstermekte olup, volkanik kökenli kil, killi silt, kum ve çakıl ile yer yer blok boyutundaki malzemelerden oluşmaktadır. Tuf ve tüfitler çoğu zaman yatay veya yataya yakın konumlu ve iyi tabakalanmalıdır. Bunların son derece gevşek çoğu zaman yatay veya yataya yakın konumlu ve iyi tabakalanmalıdır. Bunların son derece gevşek tutturulmuş olması, kolay dağılgan özelliği, rüzgar, yağış, vb. etkilerle dar ve derin vadilerin oluşumuna imkan sağlar. Formasyonu oluşturan tuf ve tüfitler tabandan tavana doğru farklı litolojik ve sedimantolojik özellikler gösterirler.

Genel olarak alt seviyelerde nispeten daha sıkı dokulu ve sertleşmiş tüfitler yer alır. Yatay konumlu bu sert ve sıkı dokulu tüfitler, topoğrafyada belirgin ve dik yüzey şekilleri oluşturur. Bunları üste doğru gevşek

tutturulmuş tüfitler ile pomza seviyeleri izler. İçerisinde çapraz tabakalanma, oygu-dolgu izleri, yük kalıpları, (Kazancı ve Karaman, 1988) ile mercekleme gibi volkanizma sonrası karasal çökme koşullarını yansıtan bir çok sin-sedimanter yapılar içeren gevşek tüfit düzeyleri, bölgede en yaygın ve kalın olarak izlenen volkanoklastik düzeylerdir. Formasyonun genellikle daha üst seviyelerinde yer alan pomza düzeyleri, volkanoklastik birim içerisinde bir klavuz seviye niteliği taşır. Gözenekli ve hafif olan pomzaların tane çapı ortalama 3-7 cm arasında değişir. Özellikle harita alanı güneyi ve dışında yaygınlık gösteren pomza seviyeleri 3-10 m. kalınlıktadır. Tüfitler içerisinde karasal aşınma izlerini yansıtan kırmızı renkli toprak oluşumları yer alır.

Dokanak ve kalınlık: Birimin alt dokanağında aynı formasyonun andezit üyesi bulunur. Gölcük tüfitleri, andezit üyesini çoğu kez yataya yakın şekilde örter. Örneğin Yakaören köyü ve Tepebaşı tepe dolaylarında andezitlerin üzeri düzgün ve yatay konumlu tuf ve tüfitlerle örtülmüştür. Harita alanında Gölcük formasyonuna ait tuf, tüfit seviyeleri, Kayıköy formasyonunu uyumsuz olarak örter (Şekil 2,3). Üstünde ise, Kuvaterner yaşlı genç alüvyonlar bulunur. Gölcük formasyonunun volkanoklastik istifinin kalınlığı 375 m. civarındadır.

Yaşı: Gölcük formasyonunun tuf, tüfit ve pomza seviyelerinin mutlak yaşını belirleme imkanı bulunamamıştır. Ancak Gölcük volkanizması ile etrafa yayılan tuf, tüfit seviyelerinin bir kısmı Burdur havzasına kadar erişerek, orada çökelen Pliyosen yaşlı gölssel tortullarla yanal-düşey yönlerde geçişler göstermiştir (Karaman, 1986). Birimin Pliyosen yaşlı gölssel tortullarla yanal-düşey geçişli olması nedeniyle yaşı Pliyosen (muhtemelen Üst Pliyosen) olarak kabul edilmiştir.

Yorum: Gölcük formasyonu, Isparta ili yakın güneyindeki Gölcük volkanizması etkinliği sonucu ve iki ayrı volkanik evrede meydana gelmiştir. Bunlar erken ve geç volkanik evreler olup, erken evrede andezitik-trakitik lavlar, geç volkanik evrede ise Gölcük formasyonunun egemen kayatürlerini oluşturan tuf ve piroklastik malzemeler etrafa yayılmıştır. Formasyona gereç sağlayan volkanizma maar tipi volkanizma olup (Kazancı ve Karaman, 1988), ilk kez yaklaşık 4.6 milyon yıl önce (Geç Miyosen-Pliyosen geçişinde) faaliyete başlamıştır. Bu devre ise bölgesel neotektonik dönemin başlangıcına rastlar ve volkanizma ile aktif faylanma ilişkisini yansıtmaması bakımından ilginçtir. Volkanotortul nitelikli formasyonun hafif gereçlerden olan tuf ve piroklastik malzemeleri, Gölcük kraterinden etrafa yayılarak o zamanki paleotopoğrafik temel üzerinde ve tamamen kara koşullarında depolanmışlardır. Bunların bir kısmı çok uzaklara kadar yayılarak, hatta eski Burdur kapalı gölssel havzasına kadar erişerek, o zaman çö-

kelen gölssel tortullara arakatki sağlamıştır (Karaman, 1986). Volkano-tortul nitelikli bu formasyon, sedimantolojik açıdan iki ayrı istife ayrılır. Bunlar alt ve üst volkano-tortul birimler olup, her iki istifi birbirinden pomza-topraklama seviyesi ayırır (Kazancı ve Karaman, 1988). Diğer yandan her iki istif daha yakından incelenirse, tüfit düzeyleri arasında karasal aşınma izlerini yansıtan kırmızı toprak oluşumlarına rastlanır. Bu seviyeler formasyona gereç sağlayan volkanizma faaliyetinin zaman zaman durakladığını veya yeniden başladığına işaret eder (Karaman, 1990).

Andezit üyesi

Tanım ve dağılım: Gölcük formasyonunun tabanında ve aynı formasyonun "bir üyesi olarak ayırtlanan birimin adı ilk kez Karaman (1990) tarafından kullanılmıştır. Birim harita alanı güneyinde başlıca Tepebaşı tepe, Yumurtepe, Yakarören dolaylan ile Çünür dolaylarında yüzeylenme verir (Şekil-3).

Litoloji: Birim egemen olarak andezitik, yer yer trakitik karakterli lavlardan meydana gelmiştir. Andezitler saha gözlemlerinde gri, sarı ile kırmızımsı renk tonlarına sahiptir. Andezitik-trakitik kayalardan oluşan birim yapılan bölgesel çalışmalarda benzer litolojik özellikler taşır. Yapılan arazi gözlemlerinde, özellikle bazı yüksek tepe ve zirveleri oluşturan andezitlerin, son derece sert yapılı olarak ve alterasyondan etkilenmeden özelliklerini koruduğu, diğer büyükçe bir kısmın ise ayrılmış, bozmuş ve altere olmuş andezitleri oluşturduğu görülmüştür. Altere olmamış, sert yapılı andezitler ince kesitlerinde yer yer yönelmiş akma yapısı gösteren, yer yer de porfirik dokuya sahip feldspat, piroksen, hornblend, sanidin fenokristalleri ile daha az oranlarda diopsit, manyetit, sfen, biyotit ile opak mineraller içermektedir. Altere olan bozmuş görümlü andezitler ise, arazide kırmızı, sarı, boz renkli, düzleşmiş röliyef sunmakta olup, ince kesitlerinde öz/yarı şekilli feldspat (sanidin, albit, oligoklas), ile öz şekilli piroksenler ve daha az oranlarda (%5-7) ayrılmış biyotit, sfen, amfibol ve opak minerallerden oluştuğu görülmüştür. Tüm bu mineraller genellikle feldspatlardan oluşan mikrolitik bir hamur maddesi içerisinde yer alır Andezitik kayalar saha gözlemlerinde gerek soğuma ve gerekse tektonik kökenli çatlak sistemleri ile kesilmişlerdir (Karaman, 1990).

Dokanak ve kalınlık: Andezitlerin üst dokanağında Gölcük formasyonunun volkano-tortul nitelikli tuf ve piroklastik seviyeleri bulunur. Tabanda ise kendinden yaşlı olan Kayıköy formasyonunu, ya yan bacalar şeklinde keserek çıkmış (örneğin Tepebaşı tepe), ya da yakındaki bacalardan çıkarak, Kayıköy formasyonu üzerinde konumlanmıştır (Şekil 2,3). Tabanı görülemediği için andezitik lavların kesin kalınlığını söylemek olanaksızdır. Ancak arazi ve topoğrafya yorumuna bağlı

olarak, Gölcük krateri dolaylarında andezitik lavların düşey (görünür) kalınlığının 300 m den fazla olduğu sanılmaktadır.

Yaş: Bölgede yüzeyleme veren değişik kesimlerdeki andezitlerden alınan örneklerinin İngiltere'de Leicester Üniversitesi laboratuvarlarında yaptırılan radyometrik yaş tayinleri ortalama 4.6 milyon yıl (Üst Miyosen-Pliyosen) yaşını vermektedir. (Simon Price, 1987, sözlü görüşme).

Yorum: Andezitik lavlar, Gölcük formasyonunun basıncının yüksek olduğu, erken volkanik evresinin ürünüdürler. Gölcük volkanizması, bölgesel neotektonizma ile yakın ilişkilidir. Neotektonik dönemin başlangıcında, bölgenin aktif tektoniği ve blok faylanmalar sonucu oluşan yarık ve zayıf zonlar, andezitik lavların yüzeye çıkmasında önemli rol oynamışlardır, bölgede yüzeylenme veren zonlar, andezitik lavların yüzeye çıkmasında önemli rol oynamışlardır. Bölgede yüzeylenme veren andezitik-trakitik lavlardan sert yapılı olan ve alterasyon izleri görülmeyenler genelde yüksek tepe ve zirvelerde görülür. Altere özellik taşıyanlar ise genelde sahada düzleşmiş röliyef sunarlar. Her iki tip andezitlerin oluşumunda iki olasılık söz konusu olabilir. Bunlardan birincisi farklı kimyasal bileşim; ikincisi ise farklı zamandaki yan baca faaliyetleri sonucu jeolojik zamana bağlı aşınma-erozyon etkisidir.

Alüvyon ve birikinti konisi

İnceleme alanının batısında geniş bir alan kaplayan Isparta ovası yer yer 300 m den fazla kalınlığa sahip alüvyonlarla örtülüdür. Alüvyonlara gereç sağlayan birimler, ovayı sınırlayan kireçtaşları, ofiyolitli karmaşık, denizel kırıntılı birimler ile Gölcük volkanizmasıdır. Özellikle tuf, tüfit pomza gibi hafif gereçlerden yapılmış volkanik kökenli malzemeler de, gerek merceklenme ve gerekse ara tabakalanma şeklinde alüvyonlar içerisinde yer alırlar. Birikinti konisi olarak harita üzerinde ayırtlanan alüvyal yelpaze tortulları ise, yörede bir çok yerde yüzeylenme verir. Bunlar içerisinde en önemli ve yaygın olanı S. Demirel Üniversitesi kampüs sahasının üzerinde kurulduğu genç birikinti konisidir (Şekil-3). Bu kesimdeki birikinti konisini oluşturan yelpaze tortulları, Isparta ovası alüvyonlarının üst seviyelerinde ve onlarla yanal-düşey geçişlidir (Şekil 2). S. Demirel Üniversitesi kampüsünün altında bulunan birikinti konisi, Söbudağ kireçtaşları ile Kayıköy formasyonu dokanağında gelişen KKB uzanımlı vadi boyunca aşınan birimlerden sağlanan malzemelerden oluşmuştur. İçerisinde kaba taneli kumtaşı, çakıltası gibi düzeylerin yanısıra ince taneli killi, kumlu seviyelerde yer alır. Kum-taşı ve çakıltaları yer yer karbonat çimento ile birbirine bağlanmış olup, içerisinde yer yer değişik kalınlıklarda gözenekli veya çakıllı traverten seviyeleri

ISPARTA BURDUR ARASININ JEOLJİSİ

de bulunur. Diğer yandan yöredeki volkanizma etkinliği sonucu yelpaze tortulları içerisinde yoğun tüf, tüfit, pornza düzeyleri ile kırmızı toprak oluşumu seviyeleri de göze çarpar.

Allokton Birimler

Gökçebağ ofiyolitli karmaşığı

Tanım ve dağılım: Harita alanında genel olarak açık - koyu yeşil renklerde izlenen, düzensiz ve karmaşık iç yapılı olan birimin adı, bölgede en iyi yüzeylendiği yer olan Gökçebağ köyü dolayısıyla Sarız (1985) tarafından verilmiştir. Harita alanında başlıca güneybatıda Gökçebağ köyü dolayları ile Burdur karayolu çevresinde yüzeylenir (Şekil 3).

Litoloji: Karmaşığı oluşturan kayalar başlıca serpantinit, gabro, diyabaz, çört, radyolarit ile değişik boyut ve yaşlardaki kumlası, kireçtaşı bloklarından meydana gelir. Birim bölgeye yaptığı farklı zamanlardaki tektonik yerleşme yaşına göre, tektono-stratigrafik kesitte iki ayrı konumda gösterilmiştir (Şekil 2). Ancak bunların her ikisinde birbirlerine son derece benzer litolojik özelliklere sahip olması nedeniyle birlikte değerlendirilmişlerdir. Harita alanında açık-koyu yeşil ile kırmızı arasında değişen renk tonlarında izlenen birim son derece düzensiz ve karmaşık iç yapılıdır. Birimin en yaygın bileşenlerinden olan serpantinitler açık - koyu yeşili renkte olup, kaygan ve parlak bir yüzey yapısına sahiptir. İleri derecede tektonizmaya uğramış olan serpantinitler yaygın makaslanma yüzeyleri ile kesilmişlerdir. Gabro ve diyabazlar çoğunlukla daykalar şeklinde izlenmekte olup, bunlar koyu yeşil ile gri renk tonları sunarlar. Gabrolar düzgün yüzeyli eklem sistemleri ile bölünmüşlerdir. Mikroskop gözlemlerinde başlıca plajioloklas, ojit, kalsit, klorit ve hornblendlerden oluşan gabro ve diyabazlar taneli doku göstermekte olup, bunlar genellikle serpantinitleri kesen dayklar şeklindedirler. Açık pembe-kırmızımsı renkteki radyolaritler ise daha seyrek olarak izlenirler. Sarımsı boz renkli kumtaşları ile açık gri bej renkli kireçtaşı blokları, karmaşığın diğer yaygın bileşenini oluştururlar.

Dokanak ve kalınlık: Gökçebağ ofiyolitli karmaşığı bölgenin en önemli allokton kökenli kaya bilimidir. İnceleme alanına iki ayrı evrede tektonik yerleşim yapığundan, bunların dokanak ilişkileri de farklılıklar sunar. Harita alanı GB sında yüzeylenen Gökçebağ ofiyolitli karmaşığı (1)'in üzeri Paleosen-Eosen yaşlı denizel klastik birimlerle ayrımlı kaya uyumsuzluğu şeklinde örtülüdür (Şekil 2,3). Bu yörede birimin taban dokanağı görülememekte, ancak yakın güneyde. Burdur İnsuyu mağarası dolaylarında Üst Kretase yaşlı kireçtaşlarına bindirmektedir (Karaman, 1986). Diğer yandan Yalçınkaya ve diğ.,(1986), Ağlasun (Burdur) dolaylarında ofiyolitli karmaşığın, Üst Kretase yaşlı Erenler kireçtaşı-

na bindirdiğini belirtmektedir. Bu veriler ışığında Gökçebağ ofiyolitli karmaşığı (1)'in, tabanda Üst Kretase yaşlı kireçtaşları ile tektonik dokanak ilişkisi sunduğu kabul edilmiştir. Ofiyolitli karmaşığın üst dokanağında stratigrafik olarak Üst Paleosen-Alt Eosen yaşlı Kızıl-kırma formasyonu ayrımlı kaya uyumsuzluğu şeklinde bulunur (Şekil 2). Diğer yandan harita alanı orta kesimlerinde Kayısıvrisi tepe ve yakın dolaylarında çok dar bir alanda mostra veren Gökçebağ ofiyolitli karmaşığı (2), Orta Eosen yaşlı Kayıköy formasyonuna tektonik olarak bindirmiştir (Şekil 2,3).

Yaş: Birimin gerek harita alanında ve gerekse bölgesel çalışmalarda, yenilenen tektonik aktiviteler sonucu farklı evrelerde yerleşim yaptığı ortaya konmuş olup, buna göre birimin tektonik yerleşim yaşının iki ayrı konumda bulunduğu belirlenmiştir. Gökçebağ dolaylarında yüzeylenen birim üzerinin Üst Paleosen-Eosen yaşlı tortullarla uyumsuz örtülü olması, bu yöredeki birimin tektonik yerleşim yaşının Üst Paleosen öncesi olduğunu ortaya koyar. Diğer yandan yakın güneyde İnsuyu mağarası ve Ağlasun dolaylarında Üst Kretase yaşlı kireçtaşlarına bindirmesi (Yalçınkaya ve diğ., 1986, Karaman, 1986), tektonik yerleşim yaşının Geç Kretase-Erken Paleosen olduğunu ortaya koyar (Şekil 2,3). Ancak daha sonraki zamanlarda yenilenen tektonik hareketlerle, bilimi oluşturan kayalar bir kısmı, Orta Eosen yaşlı Kayıköy formasyonu üzerine tektonik olarak itilmiştir (Şekil 2,3). Bu veri ışığında ve Gökçebağ ofiyolitli karmaşığı (2) olarak belirtilen bu kayaların tektonik yerleşim yaşı ise Geç Eosen ve sonrasıdır. Bütün bunların yanı sıra, literatürde Miyosen sonrası oluşan bindirme hareketiyle, ofiyolitli karmaşığın Burdigaliyen yaşlı birimlere de bindirdiği bilinmektedir (Poisson ve diğ., 1984; Yalçınkaya ve diğ., 1986, Karaman, 1990 vb). Bu tür dokanak ilişkisi çalışma alanımızda izlenemez ancak yakın güneyinde ve dışında mevcuttur.

Akdağ kireçtaşı birliği

Tanım ve dağılım: Birimin adı inceleme alanının dışında ve güneyindeki Akdağ ve dolaylarından alınmış ve ilk kez Karaman (1990) tarafından kullanılmıştır. Harita alanı, dışında ve çevresinde çok geniş yüzeylenmeli olmasına karşılık, inceleme alanı orta kesimlerindeki Kayısıvrisi tepe ve Gökçebağ dolaylarında çok dar bir alanda yüzeylenme verir (Şekil 3).

Litoloji: Birim egemen olarak masif görümlü, kalın ve monoton bir kireçtaşı istifi ile temsil edilir. Rengi arazi yüzeyinde açık-koyu gri, taze kırılmış yüzeylerde ise beyaz, açık krem veya bej renklerde izlenir. Yapılan bölgesel çalışmalarda birimin taban seviyelerinde beyaz renkli, kırılğan ve gevrek yapıda kireç taşlarının bulunduğu, üst seviyelere doğru ise çoğu kez mikritik-sparitik dokulu, açık krem, beyaz veya bej renkli kireç -

taşlarından oluştuğu gözlenmiştir. Alloktan konumlu bu kireçtaşları yöredeki yapısal kuvvetlerden fazlaca etkilenmiş olup, yoğun kıvrımlı, bindirmeli ve çatlaklı bir yapı kazanmıştır. Fay ve bindirme dokanaklarında kuvvetli deformasyona bağlı olarak gelişen ezilme, makaslanma ve breşik zonlar yaygın bir şekilde izlenir. Breş zonlarında değişik yaş konaklarına ait değişik renklerdeki kireçtaşı çakılları yan yana getirilmiş olup, bunlar kireçli bir çimento ile birbirlerine çoğu kez sıkıca tutturulmuştur. Bu zonlardaki tane boyutları genel olarak 1 mm. ile 1 m. arasında değişken görünmektedir. Kireçtaşları yoğun kalsit damarları içermekte olup, kırık ve çatlaklara bağlı olarak gelişmiş değişik boyutlarda karstik erime boşluklarında olağandır.

Dokanak ve kalınlık: Birim yörede alloktan konumlu olup, çoğu kez Gökçebağ ofiyolitli karmaşıkla beraber ve onun içerisinde blok olarak bulunur (Şekil 2,3). İnceleme alanı orta kesimlerde Kayısıvrisi tepe ve daha kuzeybatısında Orta Eosen yaşlı Kayıköy formasyonunu tektonik bir dokanakla üstler (Şekil 3,4). Harita alanı dışında ve güneyinde Burdigaliyen yaşlı birimlere bindirmektedir (Karaman, 1990). Çalışma alanında çok dar bir alanda mostra verdiğinden yörede kalınlığı da az görünmektedir. Ancak Akdağ civarında yapılan bölgesel çalışmalarda birimin harita yorumuna dayalı görünür kalınlığının 500 m. den fazla olduğu sanılmaktadır (Karaman, 1990).

Yaş: Kireçtaşlarının farklı seviyelerinden alınan örneklerin paleontolojik değerlendirmesinde, birimin değişik yaş konakları içerdiği belirlenmiştir. Gökçebağ köyü dolayları ve daha güney kesimlerde kireçtaşlarında Ophthalmidiinae (Nubeculariidae), *Protopeneroplis striata* (Weynschenk) *Trocholina* sp., *Thaumatoporella* sp., *Kumiba* sp., Textulariidae, Miliolidae fosilleri ile Gastropod kavkı kesitleri saptanmış olup, bu seviyelerin yaşı Jura (Dogger-Malm) olarak belirlenmiş, bazı kesimlerde saptanan *Thaumatoporella parvosiculifera* (Rained) fosilleri ise Jura-Kretase'ye işaret etmektedir. Yukarıdaki fosil kapsamına göre birimin yaşı (oluşum yaşı) Jura-Kretase olarak kabul edilmiştir. Birim harita alanı orta kesimlerindeki Kayısıvrisi tepe dolaylarında Orta Eosen yaşlı Kayıköy formasyonuna bindirmiş durumdadır (Şekil 2,3). Bu nedenle yörede alloktan konuma sahip olan Akdağ kireçtaşı birliğinin tektonik yerleşme yaşı Geç Eosen ve sonraki kabul edilmiştir. Diğer yandan literatürde bu birimi yaşı (oluşum yaşı) Jura-Kretase'ye işaret etmektedir. Yukarıdaki fosil kapsamına göre birimin yaşı (oluşum yaşı) Jura-Kretase olarak kabul edilmiştir. Birim harita alanı orta kesimlerindeki Kayısıvrisi tepe dolaylarında orta Eosen yaşlı Kayıköy formasyonuna bindirmiş durumdadır (Şekil 2.3). Bu nedenle yörede alloktan konumuna sahip olan Akdağ kireçtaşı birliğinin tektonik yerleşme yaşı Geç Eosen ve sonrası olarak kabul edilmiştir. Diğer yandan

literatürde bu birimin daha genç birimlere (Burdigaliyen yaşlı Ağlasun formasyonuna bindirdiği bilinmektedir) (Poisson ve diğ.,1984, Yalçınkaya ve diğ.,1986, Karaman, 1990 vb.).

YAPISAL JEOLJİ

İnceleme alanı Toridler tektonik birliği içerisinde önemli bir konuma sahip olan Isparta bükümünün (Koçyiğit,1982) iç batı kesimlerinde yer alır. Toros dağlarının genel uzanımının doğu-batı istikametinde olmasına karşılık, göller bölgesi dolaylarında bu düzenli gidış bir kıvrım veya bir büküm yapacak şekilde bir görünüm arzeder. Yapısal kökenli bu deformasyon, bölgedeki tektonizma etkinliğinin en büyük göstergesidir. Günümüzde tektonik yönden aktif olan Isparta, Burdur dolayları eski jeolojik devirlerde de yapısal gerilmelerin etkisi altında kalmış ve değişik tür kıvrımlı, kırıklı, bindirmeli ve faylı yapılar kazanmıştır. Bu tür etkin yapısal olaylar, bölgede düzenli stratigrafik ilişkilerin kurulabilmesini de güçleştirmiştir.

Çalışma bölgesi ve dolaylarında görülen en önemli tektonik yapılar ve olaylar, alloktan konumlu ofiyolitli karmaşığın yerleşimi ile ilgilidir. Yapılan bölgesel çalışmalarda ofiyolitli karmaşığın ilksel yerleşim yaşının Geç Paleosen veya hemen öncesi olduğu belirlenmiştir (Karaman ve diğ., 1988). İnceleme alanında da bu bulgu geçerlidir. Çünkü stratigrafik olarak Tersiyer yaşlı birimlerin, ofiyolitli karmaşık üzerine uyumsuz olarak oturduğu görülür (Şekil 3). Diğer yandan harita alanındaki Üst Paleosen-Alt Eosen yaşlı Kızılkırma formasyonunun taban seviyelerinde görülen yeşil renkli bol ofiyolitik gereç, ilksel yerleşim yaşının Geç Paleosen öncesi olduğunu gösterir (Karaman ve diğ., 1988). Ofiyolitli karmaşığın içerisinde rastlanan Üst Kretase yaşlı kireçtaşı blokları, yerleşim yaşının alt sınırının Erken Kretase sonrası olacağına işaret eder. Her ne kadar inceleme alanında ofiyolitik kayalarla Üst Kretase kireçtaşlarının tektonik sınır ilişkisi görülemezse de, yakın civarda yapılan çalışmalarda bu ilişki belirgin ve açık olarak izlenir. Örnek olarak yakın güneyde Burdur-İnsuyu mağarası dolaylarında ofiyolitli karmaşık, Üst Kretase kireçtaşlarına bindirmektedir (Karaman, 1986). Yalçınkaya ve diğ., (1986), ofiyolitli karmaşığın, Isparta güneyinde ve Ağlasun civarında Üst Kretase yaşlı Erenler kireçtaşı üzerine tektonik olarak bindirdiğini ve yine Çamlıdere köyü güneyinde benzer şekilde bindirme olayının izlendiğini belirtmektedir. Bu veriler ışığında inceleme alanı ve dolaylarında ofiyolitli karmaşığın ilksel yerleşim yaşı Geç Kretase-Erken Paleosen olmalıdır. Çalışma alanında saptanan bu bulgu, bölgede ve aynı zamanda güneybatı Anadolu'da da etkin olan Laramiyen orojenezine karşılık gelmektedir. Ancak ofiyolitli karmaşığın ilksel yerleşiminden sonra, bölgedeki sıkışma tektoniği son bulmamış, zaman zaman aza-

ISPARTA BURDUR ARASININ JEOLJİSİ

larak veya çoğalarak devam etmiş görünmektedir. Çünkü, allokton konumlu kayaçlar (ofiyolitli karmaşık veya Akdağ kireçtaşı birliği), Eosen yaşlı Kayıköy formasyonu üzerine de tektonik olarak yer yer itilmiştir. Harita alanındaki Kayısıvrısı tepe civarında dar bir alanda görülen Akdağ kireçtaşı birliğinin bindirmesi (Şekil 3), veya Söbüdağ dolaylarındaki kireçtaşlarının KB-GD istikametli Söbüdağ ters fayı boyunca Eosen sonrası bölgedeki sıkışma tektoniğinin diğer önemli ve somut kanıtlardır. Diğer yandan allokton kayaçların tektonik hareketi. Eosen sonrası son bulmamış, yakın civarda yapılan çalışmalarda, daha genç birimlere de bindirdiği ortaya konmuştur. Örnek olarak Isparta yakın güneyinde Ağlasun dolaylarında ofiyolitli karmaşık ve Akdağ kireçtaşı birliği, ayrı ayrı veya her ikisi birden Burdigaliyen yaşlı Ağlasun formasyonuna tektonik olarak bindirmektedir. (Poisson ve diğ., 1984, Yalçınkaya ve diğ., 1986, Karaman, 1990 vb.). Tüm bu veriler ışığında bölgedeki allokton konumlu kayaçların tektonik yerleşim yaşı için bir genelleme yapılacak olursa, ilk yerleşimin Geç Kretase-Erken Paleosen'de, ikinci bindirme hareketinin Geç Eosen 'de, üçüncü bindirmenin ise Geç Miyosen'de gerçekleştiği görülür.

İnceleme alanı ve yakın dolaylarında Miyosen sonrasında itibaren çekme tektoniğinin etki ve sonuçları belirginleşmeye başlar. Bölge ve yakın dolaylarında çekme tektoniği denetiminde gelişen dönem içerisinde gelişen en önemli olay ve yapılar, egemen olarak KKD gidişli normal faylanmalar, horst-graben oluşumları, aktif volkanizma ve blok faylanma denetiminde gelişen Burdur graben havzasındaki gösel-karasal tortullaşmadır. Harita alanına dikkat edilecek olursa, Miyosen sonu-günümüz aralığında tansiyon gerilmeleri etkisiyle kazanılan en önemli mega yapılar arasında Burdur çöküntü havzası ve bunu doğuya doğru yapısal olarak takip eden Cevizliburun horstu (çalışma alanı) ile Isparta çöküntü havzası olduğu görülecektir. Bu horst ve grabenler genel olarak KD-GB doğrultulu normal faylarla çevrili olup, bu faylardan bir kısmı günümüzde aktiftir (ör. Burdur fayı). Aşağıdaki bölümlerde inceleme alanında saptanan bazı önemli yapısal özellikler ile mega kırık ve kıvrım yapıları ayrı başlıklar yapılarak kısaca açıklanmaya çalışılacaktır.

Tabakalanma

Çalışma bölgesinde yer alan kaya birimlerinin büyük çoğunluğu sedimanter nitelikli kayaçlardan oluşur. Tabakalanma özelliklerine göre bu kayaçlar iki grup altında değerlendirilebilir. Bunlar Üst Kretase yaşlı karbonatlı kayaçlar ile Tersiyer yaşlı kırıntılı birimlerdir.

İnceleme alanına ait yapılan jeolojik harita üzerindeki birimlerde gösterilen tabaka düzlemi konumları göz önüne alınarak istatistiki değerlendirmeye gidilmiştir. Belirtilen işlemler sonucu Söbüdağ kireçtaşlarında ege-

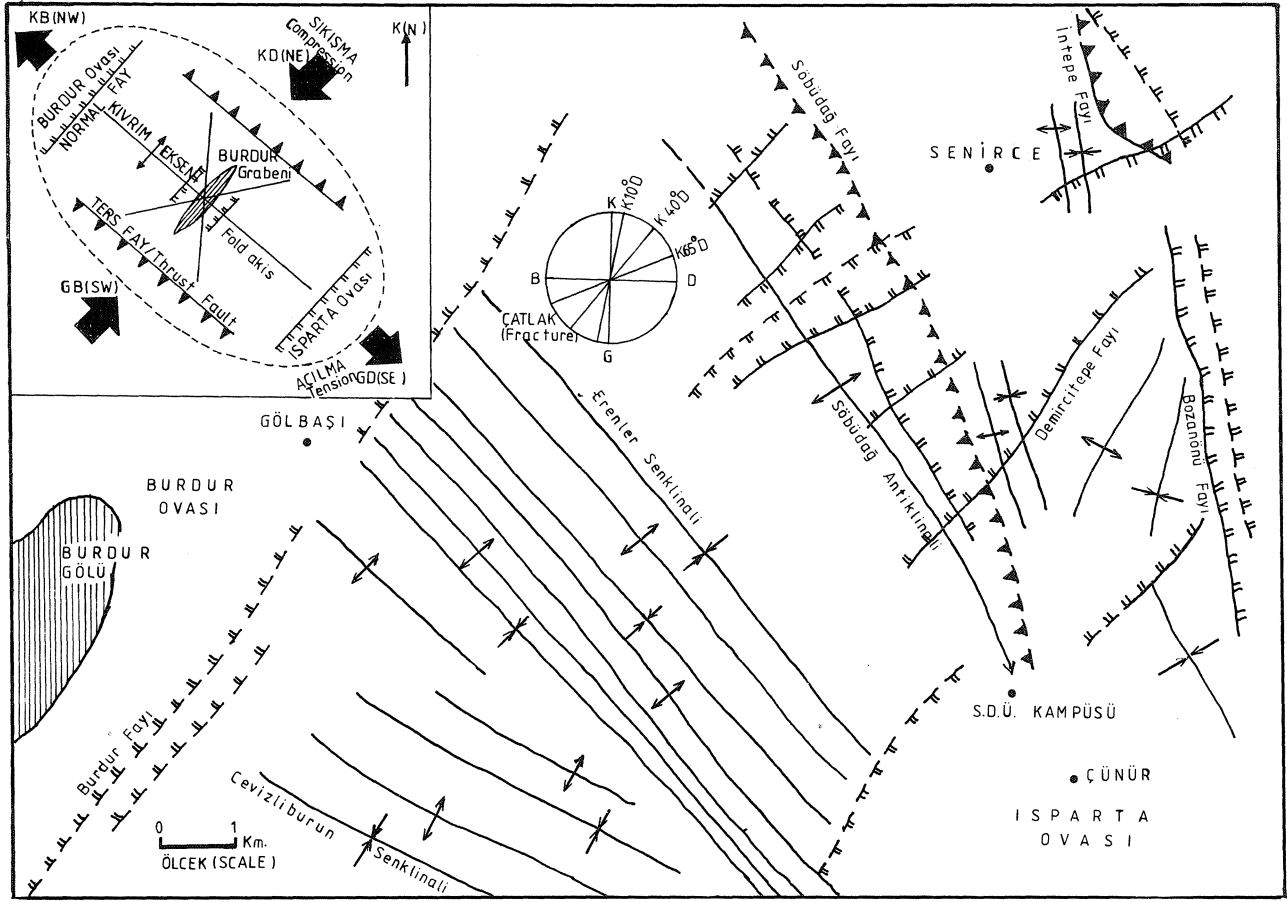
men tabaka düzlemlerinden birincisinin konumu K37B/28°GB olarak, ikincisinin konumu ise K30°D/23°KB olarak belirlenmiş; daha üstte yer alan Senirce formasyonunda ise egemen tabaka düzleminin K40B/30°GB konumlu olarak geliştiği belirlenmiştir. Tersiyer yaşlı kırıntılı bilimlerin tabanında bulunan Kızılkırma formasyonundaki egemen tabaka düzlemi konumunun K30°B/30°GB olduğu, daha üstteki Kayıköy formasyonunda ise egemen konumlardan birincisinin K40°B/35°KD, ikincisinin ise K40°B/35°GB şeklinde geliştiği belirlenmiş ve bu iki konumun, harita alanındaki mega kıvrım yapılarını oluşturan egemen tabaka düzlemleri olduğu ortaya konmuştur.

Kıvrımlar

Çalışma alanında yer alan kaya birimleri, değişik yönlü basınç gerilmeleri etkisiyle farklı gidiş ve türde kıvrımlanma geçirmişlerdir. Kıvrımlar başlıca karbonatlı kayaçlar ve denizel klastikler olmak üzere, iki grup kayaçta farklı özellikler sunarlar. Bunlardan Senirce ve Söbüdağ kireçtaşları nispeten daha sert, gevrek yapılı olmaları nedeniyle daha az oranlarda kıvrım içermekte aksine kırıklı yapılar yoğun izlenmektedir. Karbonatlı kayaçlara oranla dayanımsız karakterli olan Kayıköy formasyonuna ait denizel klastik birimler ise kıvrım tektoniğinden daha fazla etkilenmiş ve özellikle Erenler Cevizliburun tepeler arasında KKB gidişli yoğun antiklinal ve senklinal yapılan gelişmiştir. Kayıköy formasyonunda haritaya işlenen mega kıvrım yapıları arasında, onlara paralel konumlu mikro-makro ölçekli çok sayıda asimetrik, devrik, izoklinal ve sıkı kıvrım ve kıvrımcıklar yer alır. Aşağıda bölgede gözlenen bazı önemli büyük ölçekli kıvrımlar kısaca açıklanacaktır.

Söbüdağ antiklinali (K1): Harita alanı kuzeydoğusunda kampus sahası bitişiğinde büyük ve küçük Söbü tepeleri birleştiren hat boyunca uzanmakta olup, yaklaşık KKB-GGD gidişlidir. Söbüdağ kireçtaşlarında gelişen ve bu birimi büyük ölçekte kıvrımlandıran antiklinalin kıvrım eksenini dalımlı olup, dalım yönü GGD'ya doğru (kampüse doğru), dalım miktarı ise yaklaşık 20° civarındadır. Kireçtaşlarındaki çok sayıda katman ölçümleri sonucu ortaya konan bu antiklinalin kanatlarının eğimleri yaklaşık 15°-30° arasında değişir. Düzensiz ve asimetrik bir kıvrım niteliğinde olan antiklinalin doğu kanadı, Söbüdağ ters fayı nedeniyle Eosen yaşlı Kayıköy formasyonu üzerine tektonik olarak itilmiştir. Söbüdağ antiklinali ile Söbüdağ ters fayının doğrultulan yaklaşık birbirlerine paralel olup, her ikisinde KD-GB istikametti basınç (kompresyon) gerilmelerinin etkisiyle meydana gelmişlerdir.

Erenler-Cevizliburun kıvrımları (K2): Harita alanının orta kesimlerindeki Kayıköy formasyonu içerisinde gelişen kıvrım yapılarını kapsamaktadır. Bu kıvrımlar kuzeydoğuda Erenler tepeden başlar güneybatıya doğru



Şekil 5. İnceleme alanı egemen yapılarını gösteren sadeleştirilmiş harita.

Figure 5. Simplified map of the investigated area which shows dominant structures.

Cevizliburun tepe arasında kalan bölgede izlenirler (Şekil 3). Her biri arazide 5-7 km. uzunluklara sahip büyük ölçekli bir çok antiklinal ve senklinallerden oluşan bu kıvrımlar birbirlerine paralel olup, kıvrım eksenleri ortalama KB-GD gidişlidir. KD-GB gidişli basınç (kompresyon) gerilmelerinin etkisi sonucu gelişen kıvrımların kanatlarındaki eğim miktarları 25° - 45° arasında değişir. Kıvrım kanatlarındaki egemen tabaka doğrultuları birbirlerine ve kıvrım eksenlerine paraleldir. Söbüdağ antiklinalinden güneybatıya doğru gelindikçe ilk rastlanan mega kıvrım yapısı Erenler senkinalidir. Bu senkinal ile Söbüdağ antiklinali arasındaki birimlerin tabakalanmaları son derece düzenli ve batıya eğimli bir konumdadır. Ancak Erenler senkinalinden itibaren güneybatıya doğru çok sayıda ve sık aralıklı olarak antiklinal ve senklinaller ile bunlar arasında çok sayıda ve daha küçük ölçekli şiddetli kıvrım dalgalanmaları görülür. Çalışma alanının en yüksek zirvesi olan Cevizliburun tepenin kuzeyinde tabakaların güneye eğimli, güneyinde ise kuzeye eğimli olduğu saptanmış ve Cevizliburun tepenin tam üzerinde KB-GD uzanımlı bir senkinal ekse-

ni bulunduğu ortaya konmuştur. Erenler-Kayı çevresi arasında kalan bölgede kıvrım eksenleri $K40^{\circ}$ B iken, Kayı yaylası civarında $K70^{\circ}$ B gidişi yoğunluktadır. Bölgenin jeolojik haritasına bakılacak olursa Kayıköy formasyonu içerisindeki bu mega kıvrımların, Söbüdağ antiklinali ve Söbüdağ ters fayı gidişine yaklaşık paralel olduğu görülür. Bu da, belirtilen deformasyonların tümünün bölgede etkin olan KD-GB gidişli aynı yapısal basınç (kompresyon) gerilmelerinin etkisi sonucu ortaya çıktığını kanıtlar.

Faylar

İnceleme alanının tektono-morfolojik gelişiminde fayların büyük önemi vardır. Bu fayların bir kısmı eski tektonik dönemlerde meydana gelmiş olup, bunlar özellikle bölgede Miyosen öncesindeki tektonizmanın izlerini yansıtır. Orta Miyosen sonrası yeni tektonik dönemde meydana gelen fayların çoğunluğu eğim atımlı normal faylar olup, bunların bazıları günümüzde diridir. Eski tektonik dönemlerde bölgede meydana gelen en önemli fay, Söbüdağ ters fayıdır. Bu fay ile Üst Kre-

ISPARTA BURDUR ARASININ JEOLJİSİ

tase yaşlı kireçtaşı kütleleri. Eosen yaşlı Kayıköy formasyonu üzerine itilmiştir. Orta-Üst Miyosen sonrası dönemde, bölge büyük ölçüde çekme gerilmelerinin etkisi altında kalmıştır. Bu dönemde meydana gelen en önemli fay ise günümüz Burdur göl çukuru ile doğusundaki yüksek topoğrafyayı sınırlayan eğim atımlı Burdur fayıdır. Aşağıda bölgede varlığı saptanan bazı önemli faylar ve özellikle kısaca açıklanacaktır.

Söbüdağ fayı (F1): Eğim atımlı bir ters faydır. Harita alanında büyük ve küçük Söbü dağlarının doğu yamacında ve Isparta-Ankara karayoluna paralel olacak şekilde yüzeylenme verir (Şekil 3). Söbüdağ ters fayının doğrultusu K20°B olup, eğim yönü GB'ya doğrudur. Fay aynası Söbüdağ batısında bir kaç yerde gözlenmiş olup, fayın eğim miktarının 45°den büyük olması nedeniyle, yüksek açılı bir ters fay olarak tanımlanmıştır. Harita üzerindeki fay çizgisi (fay izi) yaklaşık düz bir hat vermekle olup, V kuralı yorumu da, fayın yüksek açılı bir ters fay olduğu şeklindedir. Söbüdağ ters fayı boyunca, fayın batısında yüzeylenme veren Üst Kretase yaşlı Söbüdağ kireçtaşları, doğudaki Eosen yaşlı Kayıköy formasyonu üzerine tektonik olarak itilmiştir. Fay güneyde, S. Demirel Üniversitesi kampusu dolaylarından daha kuzeye doğru yaklaşık 8 km izlenir. Fay dokanağı boyunca kireçtaşlarında yoğun eklem takımları gelişmiş, kayalar irili ufaklı parçalı halde ezilmiş ve yoğun breşik yapılar kazanılmıştır. Dokanak boyunca yer yer diyabaz türü ofiyolitik bileşenlere de rastlanır. Diğer yandan fay hattı boyunca, Söbüdağ kireçtaşı kütlelerinin Eosen yaşlı Kayıköy formasyonuna bindirmesi nedeniyle, bu formasyondaki nispeten yumuşak ve sünümlü (kompetent) çamurtaşı, kumtaşı, çakıltası ve kireçtaşında KKB-GGD gidişli kıvrımlar meydana gelmiştir. Fay hattından daha uzak kesimlerdeki Kayıköy formasyonunda kırılma olayları daha az, ya da hiç görülmezken, fay hattı civarında veya faydan 300-500 m . uzak kesimlerde, bindirme etkisiyle yoğun kıvrım ve kıvrımcıklar izlenir. Bu kıvrımlar çoğunlukla devrik, asimetrik, izoklinal veya sıkı kıvrımlardır. Haritada fayın yakın doğusunda büyük ölçekli KB gidişli antiklinal ve senklinaller, fay doğrultusu ile uyumlu olup, her iki yapısal olayda aynı tektonik kuvvetlerle gelişmiştir. Söbüdağ ters fayının atımı düşüktür. Arazi ve harita verilerine göre, 75-100 m'ik bir eğim söz konusu olmalıdır. Çünkü bu fay sonucu, Söbüdağ kireçtaşları ile üzerindeki Kızılırmı ve Kayıköy formasyonları arasındaki ilksel düzenli stratigrafik dokanak ilişkisi bozulmadan korunabilmiştir.

İntepe fayı (F2): Eğim atımlı bir ters faydır. Harita alanı kuzeydoğusunda, Senirce köyü civarında İntepe dolaylarında izlenir (Şekil 3). Fayın doğrultusu KKB, eğim yönü doğu olup, eğim miktarı düşüktür (25°). Fay çizgisinin İntepe dolaylarında yaklaşık 1.5km.lik bir

uzunluğu, vardır ve kireçtaşları, batısındaki Senirce formasyonu üzerine tektonik olarak bindirir. Fay zonunda yoğun breşik zon ve eklem sistemleri izlenir. Ters faylanma dolayısıyla üzerine bindirilen Senirce formasyonu içerisinde, ana fay hattına paralel gidişli bir çok mikro-makro kırılmanmalar ile kıvrımcıklar gelişmiştir. Bunlardan haritaya işlenebilecek büyüklükte olanlar (Şekil-3), İntepe ters fayı ile yakın jeomekanik ilişki içerisinde.

Bozanönü fayı (F3): K-G doğrultusunda uzanan bu kırık hattı eğim atımlı aktif bir normal faydır. Yaklaşık 5 km.lik bir uzunlukta izlenir. Üst Kretase yaşlı Söbüdağ-Senirce kireçtaşları içerisinde gelişen Bozanönü fayının doğu kesimi çökmüştür. Batıdaki yüksek kireçtaşı topoğrafyası ile doğudaki Bozanönü ovasının, birbirinden kot farkıyla ayrılmasında anılan fayın önemi büyüktür. Fay hattı boyunca yoğun breşik zon ile eklem sistemleri izlenir. Ayrıca, tabaka konumlarında faylanmadan kaynaklanan yersel anormallikler bulunur.

Demirci fayı (F4): Isparta-Ankara karayolu doğusundaki Demirci tepenin yakın kuzeybatısında yer alır (Şekil 3). Yaklaşık KKD doğrultusunda ve 2.5 km uzunlukta yüzeylenme veren fayın düzlemi düşey olup, fayın kuzeybatı bloğu düşmüştür. Fay düzlemi boyunca doğu-daki Söbüdağ kireçtaşları ile batısındaki Eosen yaşlı Kayıköy formasyonu tektonik dokanak ilişkisi sunar. Bu dokanak ayrıntılı incelendiğinde, bazı kesimlerde diyabaz türü ofiyolitik gereçlere rastlanılır. Bu veri ve bazı fay aynaları, faylanmanın başlangıçta bir ters fay olarak işlendiğini ve kireçtaşlarının Eosen yaşlı birimlere bindirdiğini düşündürür. Ancak günümüzde fay sarplığının tektonomorforlojik görünümü ve fayın kuzeyinde geniş Senirce ovasının uzanması, bu fayın daha sonraları bir normal fay olarak işlediğini ortay koymaktadır. Üstelik bu fay Burdur graben havzasını sınırlayan ana normal faya yaklaşık olarak paraleldir.

Burdur fayı (F5): Harita alanının batısında KKD doğrultusunda uzanır (Şekil 3). Eğim atımlı normal bir fay olup, yüksek topoğrafya ile batısındaki Burdur ovasını tektonik olarak birbirinden ayırır. Eğim yönü batıya (göle) doğru olan bu fayın eğim miktarı ortalama 45° civarındadır. Fay aynası yakından incelenirse bu fayın doğrultu bileşeni olduğu da görülür. Fayın batı kesimi çökerek, Burdur graben havzasının derinleşmesine neden olmuştur. KB-GD yönlü çekme gerilmeleri etkisi sonucu oluşmuş olup, meydana getirdiği deformasyon blok-faylanma karakterindedir. Fay dokanağı yakından incelenirse, ana faya paralel bir çok horst-graben yapıları görülür. Burdur fayının düşey atımı ortalama 150-250 m. olup, fay boyunca yaşlı birimler ile Kuvaterner yaşlı genç alüvyonlar tektonik dokanak ilişkisi sergiler. Yörede oluşan depremler bu faydan kaynaklanır ve fay

hattı boyunca bir çok sıcak-soğuk su kaynakları çizgisel sıralanım sunar.

Kayıköy fayı (F6) : Kampus göneyinden başlayarak Kayıköy ve Yakaören'e doğru devam eder. İnceleme alanı yüksek topoğrafyası ile Isparta ovasını birbirinden ayıran bir normal faydır. Kırıntılı Kayıköy formasyonu ve alüvyon dokanağında geliştiği için, devamlı, belirgin ve açık fay aynası göstermez. Ancak sert ve dayanımlı kayaların bulunduğu bazı kesimlerde kayma düzlemlerine rastlanılabilir. Faylanma dolayısı ile düzenli tabakalanmaya sahip Kayıköy formasyonunda, fay zonu boyunca yer yer düzenliliğin bozulduğu görülür. Fayın arazide takibi ve aynası belirgin görülemediği için, muhtemel bir dokanakla gösterilmiştir. Bu fayın varlığını kanıtlayan en önemli olay harita alanında bulunan KB-GD uzanımlı kıvrım eksenini, faylar ve sırtların genel gidişinin, alüvyon dokanağı boyunca birden kesilmesidir. Diğer yandan Kayıköy fayı gidişi boyunca her iki birim arasında eski zamanda işlenmiş sıralı gidişli birçok paleo sıcak veya soğuk su kaynakları bulunduğu görülmüştür. Ayrıca bu kaynaklar ve yakın civarlarında yoğun traverten oluşumlarına rastlanması, fay zonu boyunca işleyen sıcak ve ılık sularla ilgilidir. Günümüzde bu kaynakların kurumuş olması, fay çizgisi boyunca travertenlerin varlığı ve Eosen ve Kuvaterner yaşlı iki birimin tektonik bir dokanakla karşı karşıya gelmesi bu fayın varlığına işaret etmesi bakımından ilginçtir.

Eklemler

İnceleme alanındaki kayaçlar, değişik yönlü tektonik kuvvetlerin etkisi altında kalarak bir yandan kıvrım ve faylanma gibi önemli makro yapılarla deforme olurken, diğer yandan değişik yönlü bir çok eklem sistemi tarafından kesilmişlerdir. Tüm kayaçlar litolojik ve fiziksel özelliklerine göre, az veya çok oranda eklem sistemi içermektedir. Harita alanında, kireçtaşları gibi rijit kayaçlar, daha yumuşak olan marn, çamurtaşı, şeyl gibi oldukça kıvrım debrasyonuna uygun kayaçlara oranla çok daha yüksek yoğunlukta çatlak düzlemi içermektedir. Bu nedenle arazide yapılan çatlak düzlemi ölçümleri, daha çok kireçtaşları üzerine yönelmiş, hazırlanan kontur ve gül diyagramları bölge tektoniği açısından değerlendirilmiştir. Bölge tektoniğinin aydınlatılmasında ve kırılma ile faylanma gibi önemli yapısal de- formasyonları oluşturan egemen basınç gerilmelerinin yönünün ortaya çıkarılmasında, eklem sistemlerinin önemli rolü olmaktadır. İnceleme alanının değişik kesimlerinde yüzeylenme veren tüm kireçtaşlarında (Söbüdağ kireçtaşı ve Senirce formasyonu dahil) çok sayıda çatlak düzlemi ölçümleri yapılmış, ve yapılan değerlendirmelerle egemen çatlak düzlemi konumları ortaya konmaya çalışılmıştır. Buna göre, kireçtaşla-

rındaki yaklaşık 300 çatlak düzlemi ölçümü sonucunda, egemen çatlak düzlemleri 1)-K10°D/65°-KB, 2)-K45°D/75°GD, 3)-K70°D/80°KB konumundadır. Gerek arazi gözlemlerinde ve gerekse yapısal gerilmelerle olan jeomekanik ilişkilerinde (Şekil 5B) bu çatlaklardan K10°D ve K70°D doğrultulu olanların muhtemelen makaslama çatlakları, K45°D doğrultulu olanlarının ise tansiyon çatlakları olacağı öngörülmektedir.

SONUÇ VE TARTIŞMA

Yapılan bu çalışma ile Isparta-Burdur illeri arasında kalan ve geniş bir alan kaplayan bölgenin stratigrafik ve tektonik incelemesi yapılmış ve ayrıntılı 1/25 000 ölçekli jeoloji halitası ile bölge yapısını yansıtan çok sayıda enine jeolojik kesit çizilmiştir.

Yöredeki tüm kaya birimleri otokton ve allohton olmak üzere iki büyük gruba ayrılmış, otokton kayaları yaşlıdan gence doğru Söbüdağ fm, Senirce fm, Kızılkırma fm, Kayıköy fm, Gölcük fm ve alüvyonal çökel- lerin oluşturduğu ortaya konmuştur. Özgüner (1979) yaptığı çalışmada Söbüdağ civarında kireçtaşlarını Triyas-Jurasik olarak yaşlandırmış, bunun üzerine Üst Kretase kireçtaşlarının bulunduğunu belirtmiştir. Aynı araştırmacı Mesozoyik yaşlı kireçtaşlarının üzerine gelen Tersiyer çökellerinin uyumlu olduğunu belirtmiştir. Halbuki bu çalışmada yöredeki Söbüdağ kireçtaşlarının yaşlı Senomaniyen-Türoniyen olarak bulunmuş, aksine, Üst Kretase altına indiği konusunda bir bulgu elde edilememiştir. Sariiz (1985), bölgede yaptığı çalışmasında tüm kireçtaşlarını bir bütün halinde değerlendirmiş ve yaşını Kampaniyen-Maestrihtiyen olarak vermiş ve bunların üzerinde Paleosen yaşlı formasyonun uyumlu bulunduğunu vurgulamıştır. Bu makalede ise Kretase-Tersiyer geçişinin paralel uyumsuz olduğu ortaya konmuştur. Yalçınkaya ve diğ., (1985, 1986), bölgedeki otokton ve allohton konumlu kayaçların birbirleri ile olan ilişkilerine değinmişler ve Isparta büklümünün oluşum mekanizmasını açıklamaya çalışmışlardır. Yalçınkaya ve diğ., (1985) bölgede geniş alanda yaptıkları çalışmalarında, karbonatlar, pelajik marnlar ve üstündeki *Nummulites*'li detritikleri kapsayacak şekilde hepsine Söbüdağ formasyonu ismini vermişler ve yaşını Üst Paleosen-Alt Eosen olarak önermişlerdir. Halbuki bu makalede Söbüdağ formasyonu ismi sadece o yöredeki Senomaniyen-Türoniyen yaşlı kireçtaşları için kullanılmıştır. Karaman (1986) ise Burdur ve Isparta dolaylarında yaptığı geniş alanlardaki çalışmasında, bölgenin 1/25 000 ölçekli jeoloji haritasını yapmış, yöredeki kayaçların stratigrafik konumlarını aydınlatarak, bölgenin jeolojik evrimine değinmiştir. Diğer yandan Karaman ve diğ. (1988) ile Görmüş ve Karaman (1992), bölgede stratigrafik, pale-

ISPARTA BURDUR ARASININ JEOLJİSİ

ontolojik çalışmalar yapmışlardır. Yalçınkaya (1989), yaptığı doktora tezi çalışmasında bölgede ayrıntılı stratigrafik özellikleri incelemiş ve Mesozoyik serileri üzerine gelen Tersiyer çökellerinin aşıl uyumsuz durduğunu vurgulamıştır, bu araştırmacı bölgeye yerleşen ilk ofiyolitik naplarının Paleosen sonrası-Eosen öncesi konumlandığını belirtmiştir. Bu çalışmada ise ofiyolitik karmaşık naplarının bölgeye ilksel tektonik yerleşiminin Geç Kretase-Erken Paleosen'de gerçekleştiği ortaya konmuştur. Yıldız ve Toker (1991) bölgedeki çalışmalarında Üst Kretase-Eosen yaşlı birimlerin planktik foraminiferalar ile biyostratigrafik incelemesini yapmışlardır. Bu araştırmacılar makalelerinde kullandıkları tüm formasyon adlamalarını Karaman ve diğ. (1988) den almışlar ve birimlerin yaşlarını. Senirce formasyonu için Orta-Üst Maestrihtiyen; Kızılkırma formasyonu için İpresiyen; Kayıköy formasyonu için ise İpresiyen-Alt Eosen olarak önermişlerdir.

Diğer yandan aynı araştırmacılar, Yalçınkaya (1986) dan düzeltilerek çizildiği belirtilen jeolojik haritalarında Söbüdağın yarıya yakın kısmını Senirce formasyonu; Demirci tepe ile daha güneydeki Seyrekler tepe de yüzeylenen kireçtaşlarını farklı yaşlarda önemi işlerdir. Bu çalışmada ise birimlerin yaşları Senirce fm için Orta Maestrihtiyen; Kızılkırma fm için Üst Paleosen-Alt Eosen; Kayıköy fm için Orta Eosen olarak önerilmiş, öte yandan Yıldız ve Toker (1991) in haritalarındaki Demirci tepe dolayındaki kireçtaşlarının yaşının Orta Maestrihtiyen (Senirce fm); Seyrekler tepede ise Senomaniyen-Turoniyen (Söbüdağ fm) olduğu kabul edilmiştir.

Bölgenin jeomorfolojik yapısını önemli ölçüde değiştiren ve Geç Miyosen-Pliyosen boyunca faaliyete geçen Gölcük volkanizmasının iki ayrı evrede gerçekleştiği belirlenmiş, bunlardan alt volkanik evrede çevreye, andezitik-trakilik lavların; üst volkanik evrede ise daha hafif gereçlerden oluşan tüf, tüfit ve pomza seviyelerinin yayıldığı ortaya konmuştur. Tüf, tüfit ve pomza seviyelerinin Gölcük formasyonunun egemen litolojisini oluşturduğu saptanmış, bunların alt seviyelerinde yer alan andezitler ise bir üye olarak ayrıtılan haritaya işlenmiştir. Sarıiz (1985) bölgedeki volkanik birimleri Pliyosen yaşlı Burdur formasyonu içerisinde iki üye olarak değerlendirmiş, bunlardan üsttekine Milas tüf üyesi, alttakine ise Gölcük üyesi adı vermiştir.

Bölgenin allokton kökenli kaya birimlerini Gökçe-bağ ofiyolitik karmaşığı ve Akdağ kireçtaşı birliğinin oluşturduğu ortaya konmuştur. Oluşum yaşı Jura-Kretase olan kireçtaşları, ofiyolitik karmaşık içerisinde ve çoğu kez onun üst seviyelerinde değişik boyutlarda bloklar halinde izlenirler ve bunlar haritalanabilecek bü-

yüklüklerde olduğu için Akdağ kireçtaşı birliği adı altında toplanmışlardır. Benzer şekilde bazı araştırmacılar Akdağ kireçtaşlarına ofiyolitik kayaçlar içerisinde olistolit olduğunu belirtmiştir (Sarıiz, 1985). Bu iki allokton birim, bölgeye tektonik yerleşimleri esnasında birbirleriyle karışıp taşınarak geldiklerinden çoğu kez birbirleriyle tektonik dokanak ilişkisi sunar. Bu nedenle her iki allokton kaya biriminin tektonik yerleşme yaşı birlikte değerlendirilmiştir.

Bu makalede harita alanındaki allokton kaya birimlerinin bölgeye ilksel tektonik yerleşme yaşının Geç Kretase-Erken Paleosen arasında olduğu ilk kez belirtilmiş, ve Üst Paleosen-Alt Eosen yaşlı denizel klastik tortulların allokton birimler üzerine uyumsuz olarak oturduğu öngörülmüştür. Yalçınkaya (1989) ise bölgeye taşınan allokton ofiyolit karmaşığı naplarının Paleosen sonrası-Eosen öncesi yerleştiğini belirtmiştir. Sarıiz (1985) ise Gökçe-bağ ofiyolitik karmaşığı ve içerisindeki Akdağ kireçtaşı olistolitlerinin bugünkü yerleri almalarının Miyosen sonunda olduğunu öne sürmüştür.

Allokton konumlu kayaçların bölgeye yaptıkları ilksel yerleşimden sonra, tektonik etkinlik son bulmamış, bu kayaçlar daha sonraki tektonik hareketlerle Eosen ve / veya Miyosen yaşlı birimler üzerine yeniden tektonik dokanakla itilmiştir (Karaman, 1986; 1990).

Harita alanı orta kesimlerinde allokton kayaçların, Orta Eosen yaşlı Kayıköy formasyonu üzerinde görülmesinin nedeni, Eosen sonrası yenilenen bu tektonik hareketle ilgilidir. Benzer şekilde Poisson ve diğ (1984), Yalçınkaya 1986, 1989) allokton bilimlerin ilksel yerleşimleri sonrası yenilenen tektonik hareketlerle Lütesiyen ve Burdigaliyen yaşlı birimlere bindirdiğini belirtmiştir.

Bölge Üst Miyosen öncesinde genel olarak sıkışma tektoniği; Üst Miyosen günümüz aralığında ise çekme tektoniği etkisi altında kalarak deforme olmuştur. Yapılan çalışmalar ile bölgenin önemli tektonik yapıları olarak, KB-GD gidişli kıvrım eksenleri, KB-GD gidişli ters faylar, KD-GB gidişli normal faylar, KD-GB gidişli tansiyon ve makaslama çatlaklarının geliştiği belirlenmiştir. Yörede çekme tektoniği denetiminde gelişen blok faylanma mekanizmasına bağlı olarak, Isparta ve Burdur ovalarının birer graben alanı, bu iki ova adasındaki çalışma alanının ise tipik bir horst yükselimi oluşturduğu ortaya konmuştur. Bölgede meydana gelen tüm tektonik yapılar birarada değerlendirilmiş ve bu yapıların konumlarına göre bölgenin KD-GB yönlü sıkışma gerilmelerinin; KB-GD yönlü çekme gerilmelerinin etkisi altında kalarak deforme olduğu öngörülmüştür.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Acar, A., 1975, İsparta'nın kuzey bölgesindeki jeolojik gözlemler: Atatürk Üniversitesi yayınları, Erzurum.
- Görmüş, M. ve Karaman, M.E., 1992, Fades changes and new stratigraphical paleontological data in the Cretaceous Tertiary boundary around Söbüdağı (Çünür-Isparta): Çukurova Üniversitesi Geosound, (Yerbilimleri) Dergisi, 21, 43-57, Adana.
- Dumont, J.F., 1976, İsparta kıvrımı ve Antalya naplarının orijini: M.T.A. Dergisi, 86, 56-57.
- Gutnic, M., 1971, Geologie du Taurus du Psidien Au nord d'Isparta (Turquie): Academic de Versailles Université de Paris-Sud Faculte des Sciences d'Orsay.
- Gutnic, M., 1972, İsparta batısındaki kükürt belirtileri üzerine rapor: M24 b₃ paftası: M.T.A. Raporu (Yayınlanmamış), Ankara.
- Gutnic, M., 1977, Geologie du Taurus Psidien au nord d'Isparta, Turquie. Principaux resul tats extraits des notes de M. Gutnic entre 1964 et 1971 par O. Monod, Univ. de Paris-Sud Orsay, 130.
- Gutnic, M., Monod, O., Poisson, A., et Dumont J.F., 1979, Geologie des Taurus occidentals (Turquie): Memoires de la Societe Geologique de la France, Mem.No.137 Paris.
- Karaman, M. E., 1986, Burdur dolayının genel stratigrafisi: Akdeniz Üniversitesi, İsparta Müh. Fakültesi Dergisi, 2, B23-26, İsparta.
- Karaman, M.E., 1990, İsparta güneyinin temel jeolojik özellikleri, Türkiye Jeoloji Bülteni, 33, 57-67, Ankara.
- Karaman, M. E., Meriç, E., ve Tansel I., 1988, Çünür (İsparta) dolaylarında Kretase-Tersiyer geçişi: Akdeniz Üniversitesi İsparta Müh. Fakültesi Dergisi 4, 90-98, İsparta.
- Karaman, M. E., Meriç, E., ve Tansel, İ., 1990, Gönen-Atabey (İsparta) arasındaki bölgenin jeolojisi: Cumhuriyet Üniversitesi Müh. Fakültesi, Seri A-Yerbilimleri, 6, 7 (1-2) 129-143, Sivas.
- Kazancı, N. ve Karaman M.E., 1988 Gölcük (İsparta) Pliyosen volkaniklastik istifinin sedimantolojik özellikleri ve depolanma mekanizmaları: Akdeniz Üniversitesi İsparta Müh. Fakültesi Dergisi 4, 16-35, İsparta.
- Koçyiğit, A., 1982, İsparta bükümünde (Batı Toroslar) Toros karbonat platformunun evrimi: Türkiye Jeol. Kurumu Bülteni 24, 15-23, Ankara.
- Koçyiğit, A., 1984, Güneybatı Türkiye ve yakın dolayında levha içi yeni tektonik gelişim: Türkiye Jeol. Bülteni 27, 1-16, Ankara.
- Özgül, N., 1976, Torosların temel jeolojik özellikleri. Türkiye Jeol. Kur. Bült., 9/1, 65-78.
- Özgüner, A. M., 1979, Burdur gölü ve Keçiborlu dolaylarının jeolojisi raporu: M.T.A. Genel Müdürlüğü raporları (Yayınlanmamış), Ankara.
- Poisson, A., 1977, Recherches geologique dans les Taurides occidentales These Doct. d'etat Orsay, N. 1902.
- Poisson, A., Akay, E., Dumont, J. F., Uysal, Ş., 1984, İsparta angle: Geology of the Taurus belt, International Symposium, 11-16 p.
- Sariiz, K., 1985, Keçiborlu kükürt yataklarının oluşumu ve yörenin jeolojisi: Anadolu Üniversitesi yayınları: Yayın no:21, Doktora tezi, Eskişehir.
- Şenel, M., 1984, Discussion on the Antalya nappes: Geology of the Taurus belt. Int. symp. 26-29 sept, p.41-51, Ankara-Turkey.
- Waldron, J. W., 1982, Structural history of the İsparta angle, SW Turkey: Evol. Eastern mediterranean, Int. Meet. Geol. Soc. London, Edinburg, Abs, 111p.
- Yalçınkaya, S., Ergin, A., Afsar, Ö.P., Taner, K., 1985, İsparta bükümünün yapısal evrimi: A.Ü. İsparta Müh.Fak. III. Müh Haftası Bildiri özleri kitabı, 30-31 İsparta.
- Yalçınkaya, S., Ergin, A., Afsar, Ö.P., Taner, K., Dalkılıç, H., Özgönül, E., 1986, Batı Torosların jeoloji raporu, M.T.A. raporu (Yayınlanmamış) Ankara.
- Yalçınkaya, S., 1989 İsparta dolayının jeolojisi. Doktora Tezi İstanbul Üniversitesi, Fen Bilimleri Enst. (yayınlanmamış) İstanbul.
- Yıldız, A., ve Toker, V., 1991, Çünür köyü yöresindeki (İsparta kuzeyi) Üst Kretase-Eosen yaşlı birimlerin planktonik foraminiferler ile biyostratigrafik incelemesi: Türkiye Jeol. Kur. Bülteni, 34/2, 43-58, Ankara.

Hekimhan-Hasançelebi yöresinin Üst Kretase stratigrafisi ve havza evrimi

Upper Cretaceous stratigraphy of Hekimhan-Hasançelebi region and the basin evolution

Ömer Feyzi GÜRER Kocaeli Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, İzmit

Öz

Bu çalışmada Doğu Toros sistemi içinde yer alan Hekimhan-Hasançelebi çevresinin stratigrafisi, Hekimhan adı verilen havza- nın evrimi ve bu havzanın bölgesel jeoloji içindeki konumu incelenmiştir.

Bölgenin temelini Geç Kampaniyen'de olasılıkla kuzeyden güneye aktarılan Hocalıkova ofiyoliti oluşturur. Hekimhan havzası ofiyolitın yerleşiminden sonra açılmıştır. Geç Kampaniyen-Erken Maestrihtiyen'de akarsu-delta, delta ve kısmende sığ denizel ortamlarda çökelen ve kırıntılardan oluşan Karadere formasyonu ofiyoliti uyumsuzlukla örter. Karadere formasyonu ile geçişli kı- rıntılı egemen Üst Kampaniyen-Üst Maestrihtiyen yaşlı Hekimhan formasyonu tektonik aktivite ile denetlenen denizel bir ortamda transgresif olarak çökelmiştir. Aynı dönemde gelişen alkali karakterli Yücesafak siyenitoyidi çevresinde kontakt metamorfizmaya ve metasomatizmaya yol açarak Dovulgu metamorfiti oluşturmuştur. Öte yandan Orta-Geç Maestrihtiyen'de kuzeyde iç, güneyde ise orta şelf gibi farklı ortamlarda çökelen Hüyük kireçtaşı havzasının güneye doğru derinleştiğini ve olgunlaştığını ifade eder. Kuzey bölümde Geç Maestrihtiyen'de zaman zaman aktifleşen tektonizma ve volkanizmanın etkisiyle lagüner koşullarda Zorbehan dolomiti oluşmuştur. Havza Geç Maestrihtiyen'de maksimum derinliğe ve genişliğe ulaşmıştır. Bölgedeki ekonomik demir yatakları da bu dönemde oluşmuştur. Tersiyer birimleri Hekimhan yöresinde üst Kretase ile geçişli iken, Hasançelebi yöresinde uyumsuzdur.

Yukarıda tanımlanmış stratigrafiye göre, ofiyolitın bölgeye yerleşmesi ile kabuk kalınlığı artmış, dolayısıyla bölge yükselerek yer yer kara haline dönüşmüş, gerilmeli kuvvetler etkisi ile Geç Kampaniyen'de Yüksekova-Baskil yayı kuzeyinde yay gerisi ensialik bir havza açılmış, bu havza Geç Maestrihtiyen'de olgunlaşmış ve Orta Eosen'de kapanmıştır.

Abstract

This study investigates the stratigraphy of the Hekimhan-Hasançelebi region situated on the eastern Tauride system, the evolution of the basin named as Hekimhan basin and the position of this with respect to the regional geology.

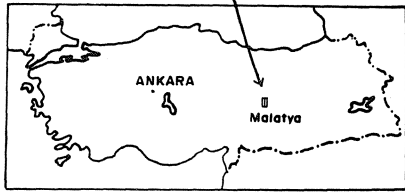
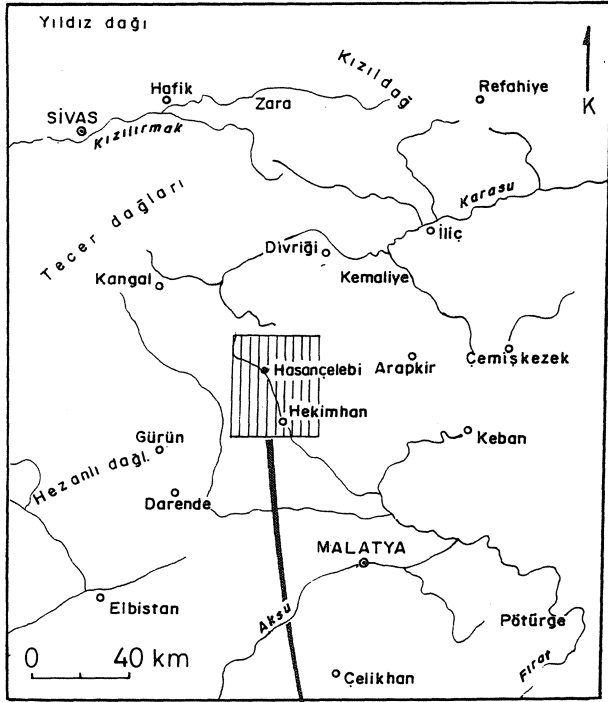
The Hocalıkova ophiolite which was emplaced approximately from north to south in the Late Campanian constitutes the basement of the region. Hekimhan basin was opened after the emplacement of the ophiolite. The Karadere formation, that is composed of elastics was deposited in fluvio-deltaic, delta and shallow marine environments in the Late Campanian-Early Maastrichtian unconformably overlies the ophiolite. The Upper Campanian-Upper Maastrichtian aged Hekimhan formation that composed of mostly elastics was deposited by tectonically controlled transgression. Hasançelebi volcanites of alkaline character are intertongued with the middle and upper parts of Hekimhan formation indicating a contemporary occurrence. The alkaline Yücesafak syenitoid cuts the volcanites by causing contact metamorphism and metasomatism. The above mentioned magmatism indicates the progressive thinning and enlargement of the basin. The Hüyük limestone deposited in two different environments as inner shelf at the north and middle shelf at the south, reflects the deepening and maturation of the basin towards the south. At the northern parts Zorbehan dolomite was formed in the lagoonal conditions under the influence of the volcanism and tectonism that gained activation intermittently. The basin reached its maximum depth and width in the Late Maastrichtian. The economic iron ore deposits were formed in that period. The Tertiary and Cretaceous units are conformable in Hekimhan region whereas they are unconformable in Hasançelebi region.

According to the stratigraphy explained above, the crust thickness was increased by the emplacement of the ophiolite. Therefore the region was transformed into positive area by an uplift, and an ensialic back-arc basin was opened at the north of the Yüksekova-Baskil arc under the control of tectonic forces in the Late Campanian. The basin became mature at the Late Maastrichtian and closed at the end of the Middle Eocene.

GİRİŞ

Malatya kuzeybatısında Hekimhan-Hasançelebi yö- relerini kapsayan çalışma alanı (Şekil 1) Ketin (1959, 1966), Şengör ve Yılmaz (1981)'e göre Toridler, Özgül (1976), Perinçek ve Kozlu (1983)'e göre Bozkır Birliği ve perinçek ve Özkaya (1981)'ya göre ise Keban Lev- hası üzerinde yer alır.

Bu araştırma temeldeki ofiyolit ve üzerindeki Üst Kretase yaşlı çökel-volkanik örtü kayalarının stratigrafik ve yapısal özelliklerini ortaya koyarak inceleme alanı ve bu alanın içinde yer aldığı Doğu Toros sisteminin jeolojik evriminin anlaşılmasına katkıda bulunmayı amaçlamıştır. İnceleme alanında yaklaşık 580 km²'lik bir alanda yapılan çalışmada 1/25 000 ölçekli temel harita kullanılmıştır. Harita alımında kaya stratigrafisi birimleri temel alınmıştır (Şekil 2).



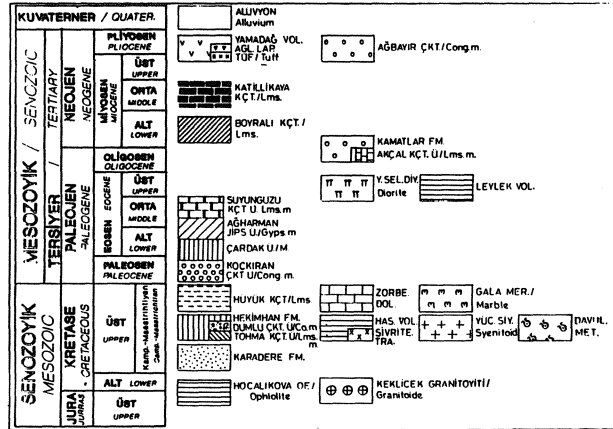
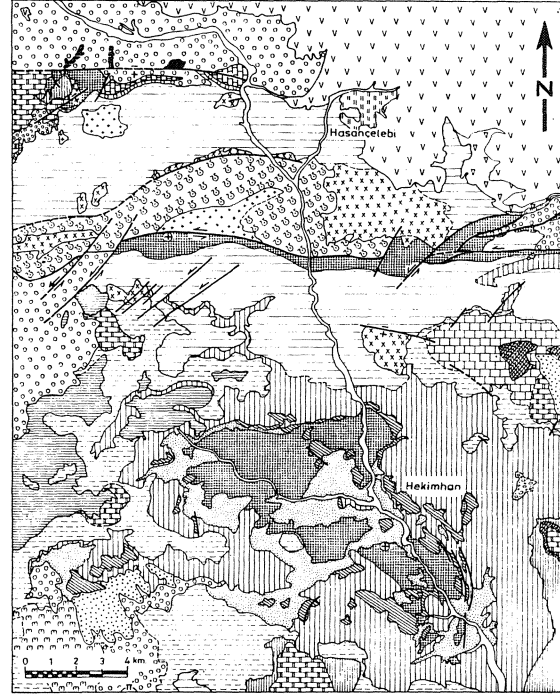
Şekil 1. İnceleme alanının yer bulduru haritası.

Figure 1. Location map of the investigated area.

Yörede bilinen ilk çalışma Poldini (1936) tarafından yapılmıştır. Sonraki yıllarda Pilz (1937), Blumenthal (1937), Kovenko (1940), Zimmer (1952), Gattinger (1957), Yılmaz (1960), İzdar (1961, 1963), Ayan (1961), Jacobson vd. (1969), Çoban (1973), Özer ve Kuşçu (1983), İzdar ve Ünlü (1985), Boztuğ ve Yılmaz (1992), Görmüş (1992 a,b), Sabah vd. (1993) inceleme alanında. Ayan ve Bulut (1964), Akkuş (1971), Yoldaş (1972), Kuriman (1978) ve Örçen (1986) ise inceleme alanı çevresinde stratigrafi ve maden amaçlı çalışmalarda bulunmuşlardır.

STRATİGRAFI

Bölgenin temelinde iç düzeni kısmen korumuş olan Hocalıkova ofiyoliti yer alır. Ofiyolit, Üst Kampaniyen yaşlı çakıltası-kumtaşı-çamurtaşı ardalanmalı Karadere formasyonu ile uyumsuz örtülür. Daha üstte kumtaşı-çamurtaşı-marn ardalanmasının egemen olduğu Hekimhan formasyonu ve bununla girik olan Hasaңcelebi volkanitleri yer alır. Hüyük kireçtaşı ve Zorbehan dolo-



Şekil 2. İnceleme alanının jeoloji haritası.

Figure 2. Geological map of the investigated area.

miti ile devam eden Üst Kretase istifi güney alanlarda Paleosen-Orta Eosen yaşındaki Akpınar formasyonu ile geçişli iken, kuzey alanlarda uyumsuz örtülür. Geç Maestrihtiyen'de Hasaңcelebi volkanitleri içine sokulan Yüceşafak siyenitoyidi çevresinde Davulgu metamorfiti oluşmuştur. Geç Eosen'de Leylek volkanitleri ve Yukarı Selimli diyoriti, diyoritin kondağında ise Gala mermeri yer alır. Oligosen-Alt Miyosen yaşlı Kamatlar formasyonu kendinden önceki tüm birimleri uyumsuz örter. Erken Miyosen'de Boyralı kireçtaşı, Orta Miyosen de Katillikaya kireçtaşı çökelmiştir. Geç Miyosen-Pliyosen'de püsküren Yamadağ volkanitleri piroklastit ve lavdan oluşur (Şekil 3). Aşağıda konunun kapsamı için de kalan temel ve Üst Kretase stratigrafisi tanıtılacaktır.

HEKİMHAN - HASANÇELEBİ STRATİGRAFİSİ

ÜST SİSTEM U. STAGE		SİSTEM SYSTEM		SERİ SERIE		A. SERİS SERIE		KAT. STAGE		FORMASYON FORMATION		ÜYE MEMBER		KALINLIK THICKNESS		LİTOLOJİ LITHOLOGY		AÇIKLAMALAR EXPLANATION		FOSİL KAPSAMI FOSSILS CONTENT		ORTAM ENVIRONMENT																																																																																																																																																																																																																																																																																													
M E S O Z O İ C	K R E T A S E CRETACEOUS	ÜST KRETASE UPPER CRETACEOUS	PİYÖSEN PLOCEENE	ÜST ÜPPER	KUVQA	Yamadağ vol.	Yamadağ vol.	1750	75	Alüvyon/Alluvium Yam. mol/falus	Ağbayı çk. Ağbayı cong.	75	ALÜVYON / YAMAÇ MOLOZU ALLUVIUM / TALUS	Diskordans / Unconformity	ÇAKILTAŞI CONGLOMERATE	Diskordans / Unconformity	OLİVİN BAZALT, PİROKSEN ANDEZİT OLIVINE BASALT, PYROXENE ANDESİTE		KARASAL TERRESTRIAL																																																																																																																																																																																																																																																																																																
																							M E S O Z O İ C	K R E T A S E CRETACEOUS	ÜST KRETASE UPPER CRETACEOUS	MİYÖSEN MIOCEENE	ORTA ORTA MİDDE	Kamallar fm.	Kamallar fm.	750	50-100	Katillikaya kç. Katillikaya lim.	Boyralı kç. Boyralı lim.	750	KİREÇTAŞI LİMEŞTONE	Diskordans / Unconformity	KİREÇTAŞI LİMEŞTONE	Diskordans / Unconformity	AGLOMERA - LAPILLI AGLOMERATE - LAPILLI	TUF TUF	KİREÇTAŞI LİMEŞTONE	Diskordans / Unconformity	KİREÇTAŞI LİMEŞTONE	Diskordans / Unconformity	Mioğypsina irregularis (Micheletti)	Mioğypsina grandipustulus Cole	Amipisegna cf. wassoni D'Orbigny	Pararotalia sp.	Miliolidae	Lithophilum sp.	Lithothamnium sp.	Arcyoceltidium sp.	KARASAL TERRESTRIAL	İÇ ŞELF INNER SHELF																																																																																																																																																																																																																																																													
																																																									M E S O Z O İ C	K R E T A S E CRETACEOUS	ÜST KRETASE UPPER CRETACEOUS	EÖSEN EOCENE	ÜST ÜPPER	Kamallar fm.	Kamallar fm.	750	Akpınar kç. u. Akpınar lim. m.	Akpınar kç. u. Akpınar lim. m.	Akpınar kç. u. Akpınar lim. m.	750	KİREÇTAŞI DOLOMIT LİMEŞTONE, DOLOMITE	Diskordans / Unconformity	KİREÇTAŞI DOLOMIT LİMEŞTONE, DOLOMITE	Diskordans / Unconformity	ÇAKILTAŞI - KUMTAŞI - ÇAMURTAŞI - MARN ARDALANMASI CONGLOMERATE - SANDSTONE - MUDSTONE - MARL ALTERNATION		KARASAL TERRESTRIAL	İÇ ŞELF INNER SHELF			Polyoropolites undulosus (Wolf) Pl. & Th.	Perioropolites multioratus Pl. & Th.	Pyrospores spp. cf. Umbelliferidae	cf. Compositae	Nummulites sp.	ÖRGÜLÜ AKARSU-DELTA-SİĞDENİZ BRAIDED RIVER DELTA-SHALLOW MARINE																																																																																																																																																																																																																															
																																																																																								M E S O Z O İ C	K R E T A S E CRETACEOUS	ÜST KRETASE UPPER CRETACEOUS	EÖSEN EOCENE	ORTA MİDDE	Kamallar fm.	Kamallar fm.	750	Leylak vol.	Leylak vol.	Leylak vol.	175	ANDEZİT, DASİT, RİYODASİT, RİYOLİT ADESİTE, DACİTE, RİYODACİTE, RİYOLİTE	Diskordans / Unconformity	ANDEZİT, DASİT, RİYODASİT, RİYOLİT ADESİTE, DACİTE, RİYODACİTE, RİYOLİTE	Diskordans / Unconformity	ANDEZİT, DASİT, RİYODASİT, RİYOLİT ADESİTE, DACİTE, RİYODACİTE, RİYOLİTE	Diskordans / Unconformity	KARASAL TERRESTRIAL	DİŞ ŞELF OUTER SHELF			Aneolina elongata D'Orbigny	Orbicolites cf. complanatus Lamarck	Morozovella cf. wassoni (Cushman)	Morozovella cf. aragenensis (Nuttall)	Nummulites sp.	Gibborotalia sp.	Sphaerogypsina sp.	Discocyclina sp.	Planorbialites sp.	Sorditidae	KARASAL TERRESTRIAL	DİŞ ŞELF OUTER SHELF																																																																																																																																																																																										
																																																																																																																												M E S O Z O İ C	K R E T A S E CRETACEOUS	ÜST KRETASE UPPER CRETACEOUS	DANIYEN-LİTESYEN DANIAN-LIESTYAN	ÜST ÜPPER	Kamallar fm.	Kamallar fm.	750	Akpınar kç. u. Akpınar lim. m.	Akpınar kç. u. Akpınar lim. m.	Akpınar kç. u. Akpınar lim. m.	350	KİREÇTAŞI LİMEŞTONE	Diskordans / Unconformity	KİREÇTAŞI LİMEŞTONE	Diskordans / Unconformity	GİPS GYPSUM	KİLLİ KİREÇTAŞI - MARN - KUMTAŞI ARDALANMASI CLAYEY LİMEŞTONE - MARL - SANDSTONE ALTERNATION	ÇAKILTAŞI CONGLOMERATE	Diskordans / Unconformity	İÇ ŞELF-LAGÜN INNER SHELF-LAGOON			Planorbialites compressa (Plummer)	Planorbialia sp.	Lafrena sp.	Morozovella sp.	Miliolidae	Vertebrilidae	Lagün LAGOON																																																																																																																																																										
																																																																																																																																																													M E S O Z O İ C	K R E T A S E CRETACEOUS	ÜST KRETASE UPPER CRETACEOUS	DANIYEN-LİTESYEN DANIAN-LIESTYAN	ORTA MİDDE	Kamallar fm.	Kamallar fm.	750	Zorbehan dol.	Zorbehan dol.	Zorbehan dol.	100	DOLOMIT, DOLOMITLİ KİREÇTAŞI, KALSİTLİ DOLOMIT DOLOMITE, DOLOMITIC LİMEŞTONE, CALCITIC DOLOMITE	Diskordans / Unconformity	DOLOMIT, DOLOMITLİ KİREÇTAŞI, KALSİTLİ DOLOMIT DOLOMITE, DOLOMITIC LİMEŞTONE, CALCITIC DOLOMITE	Diskordans / Unconformity	DİYORİT DIORITE	REKRİTALİZE KİREÇTAŞI - KALK SİLİKAT FELS RECRYSTALLIZED LİMEŞTONE - CALC - SILICATE - FELS	KİREÇTAŞI LİMEŞTONE	Diskordans / Unconformity	İÇ-ORTA ŞELF INNER-MIDDLE SHELF			Orboides medius D'Archiac	Siccolites sp.	Arrhiptugina sp.	Fissoptidium sp.	Gibboruncana buloides Vogler	Gibboruncana falsostuani Sigal	Gibboruncana lapparenti (Brotzen)	Gibboruncana linneana (D'Orbigny)	DENİZEL MARINE																																																																																																																							
																																																																																																																																																																																																M E S O Z O İ C	K R E T A S E CRETACEOUS	ÜST KRETASE UPPER CRETACEOUS	DANIYEN-LİTESYEN DANIAN-LIESTYAN	ORTA MİDDE	Kamallar fm.	Kamallar fm.	750	Yüceşafak s. u. / Yüceşafak sye. Davuluğu mer. / Davuluğu mer. Hasançelebi vol. / Hasançelebi vol.	Yüceşafak s. u. / Yüceşafak sye. Davuluğu mer. / Davuluğu mer. Hasançelebi vol. / Hasançelebi vol.	Yüceşafak s. u. / Yüceşafak sye. Davuluğu mer. / Davuluğu mer. Hasançelebi vol. / Hasançelebi vol.	200	DİYORİT DIORITE	Diskordans / Unconformity	DİYORİT DIORITE	Diskordans / Unconformity	REKRİTALİZE KİREÇTAŞI - KALK SİLİKAT FELS RECRYSTALLIZED LİMEŞTONE - CALC - SILICATE - FELS	KİREÇTAŞI LİMEŞTONE	Diskordans / Unconformity	İÇ-ORTA ŞELF INNER-MIDDLE SHELF			Gibboruncana falsostuani Sigal	Gibboruncana lapparenti (Brotzen)	Gibboruncana linneana (D'Orbigny)	Rugoglobigerina cf. rugosa (Plummer)	Rosina coriussa (Cushman)	Siccolites calcitrapoides Lamarck	Gartserina gartseri (Böhl)	DENİZEL MARINE																																																																																						
																																																																																																																																																																																																																																		M E S O Z O İ C	K R E T A S E CRETACEOUS	ÜST KRETASE UPPER CRETACEOUS	DANIYEN-LİTESYEN DANIAN-LIESTYAN	ORTA MİDDE	Kamallar fm.	Kamallar fm.	750	Sivriçepre tra. u. Sivriçepre Trac. m.	Sivriçepre tra. u. Sivriçepre Trac. m.	Sivriçepre tra. u. Sivriçepre Trac. m.	1000	KONTAKT METAMORFİK VOLKANİT CONTACT METAMORPHIC VOLCANITE	Diskordans / Unconformity	KONTAKT METAMORFİK VOLKANİT CONTACT METAMORPHIC VOLCANITE	Diskordans / Unconformity	TRAKİT, ALKALİ TRAKİT TRACHYTE, ALKALI TRACHYTE	SİYENİT, KUVARS SİYENİT, NEFELİN SİYENİT, SİYENODİYORİT SİYENITE, QUARTZ SİYENITE, NEPHELINE SİYENITE, SİYENODIORITE	KONTAKT METAMORFİK VOLKANİT CONTACT METAMORPHIC VOLCANITE	Diskordans / Unconformity	İÇ-DİŞ ŞELF INNER-OUTER SHELF			Gibboruncana falsostuani Sigal	Gibboruncana buloides Vogler	Gibboruncana lapparenti (Brotzen)	Rosina formata (Plummer)	Uniplanarius gothicum (Dellandre)	Walzinaeria barnesae (Black)	Microhabdus decaratus Dellandre	Lucianorbhdus cayeuxi Dellandre	Tetratulus obscurus (Dellandre)	Uniplanarius iridum (Stradner)	Bronsonia enormis (Stumrker)	Edithulus turrisselei (Dellandre)	Lucianorbhdus cayeuxi Dellandre	Tetratulus obscurus (Dellandre)	Cretahabdus crenulatus (Biam. Mart.)	İÇ-DİŞ ŞELF INNER-OUTER SHELF																																											
																																																																																																																																																																																																																																																																											M E S O Z O İ C	K R E T A S E CRETACEOUS	ÜST KRETASE UPPER CRETACEOUS	DANIYEN-LİTESYEN DANIAN-LIESTYAN	ORTA MİDDE	Kamallar fm.	Kamallar fm.	750	Tohma kç. u. Tohma lim. m.	Tohma kç. u. Tohma lim. m.	Tohma kç. u. Tohma lim. m.	200	KUMTAŞI - MARN - ŞEYL - KİLLİ KİREÇTAŞI ARDALANMASI SANDSTONE - MARL - SHALE - CLAYEY LİMEŞTONE ALTERNATION	Diskordans / Unconformity	KUMTAŞI - MARN - ŞEYL - KİLLİ KİREÇTAŞI ARDALANMASI SANDSTONE - MARL - SHALE - CLAYEY LİMEŞTONE ALTERNATION	Diskordans / Unconformity	ÇAKILTAŞI CONGLOMERATE	Diskordans / Unconformity	BİYOHERMAL - BİYOSTROMAL KİREÇTAŞI BIOHERM - BIOSTROM	Diskordans / Unconformity	RESİF REEF			Hippurites sp.	Pronaea sp.	Radolites sp.	ÖRGÜLÜ AKARSU-DELTA-SİĞDENİZ BRAIDED RIVER DELTA-SHALLOW MARINE														
																																																																																																																																																																																																																																																																																																												M E S O Z O İ C	K R E T A S E CRETACEOUS	ÜST KRETASE UPPER CRETACEOUS	DANIYEN-LİTESYEN DANIAN-LIESTYAN	ORTA MİDDE	Kamallar fm.	Kamallar fm.	750

Şekil 3. İnceleme alanının genelleştirilmiş sütun kesiti.

Figure 3. Generalized columnar section of the investigated area.

Hocalıkova ofiyolitî (Mh)

İnceleme alanının görünür tabanını oluşturan ve kendinden sonraki kayalara temel görevini üstlenen dunit, harzburgit, piroksenit, gabro, split ve pelajik çökeltilerden oluşan kaya topluluğudur. Tipik yüzeylenmesini Hocalıkova Tepc'de verdiği için aynı adla anılmıştır.

Ultramafik kayalar tümüyle kümülatik kayalarla temsil edilir. Ofiyolitinin görünür tabanın en altında yer alırlar. Sahada renkler, katmanlı yapıları ve ana mineralleri ile ofiyolitinin diğer litolojilerinden ayırtilirler. Bu kayalar ayrışmış yüzeyde kırmızı-kahverengi, ayrışmamış yüzeyde ise yeşil ve mavimsi yeşildir. Ayrışmamış yüzeylerde olivin ve piroksen kristalleri gözle seçilebilmektedir. Ultramafit kümülatlar ana minerallerini olivin ve piroksenin oluşturduğu dunit, harzburgit ve piroksenit ile temsil edilir. Başlıca Eski-kent, Keklicek ve İğnekaya Tepe'de yüzeylenirler.

Ofiyolitinin en yaygın kayalarını oluşturan mafitler başlıca masif gabrodan oluşur. Bu kayalar olivin ve piroksenden oluşan iki mineralli kristalizasyonun sona erdiğini ve plajiyoklasın da gelişmeye başladığını yansıtır. Derlenen örneklerin ince kesit çalışmasında mikro gabro, piroksen gabro, hornblend gabro, pegmatitik gabro saptanmıştır. Mafik kayaların ultramafitler üzerinde birincil ilişkiyle yer aldığı gözlenmiştir. Ultramafik ve mafik kayaların büyük çoğunluğu serpantinleşmiştir.

Spilitik volkanitler ve kırmızı pelajik çökeller ofiyolitinin stratigrafik üst düzeylerde yer alırlar. Epiofiyolitik örtüyü oluşturan split ve pelajik çökeller birbirleriyle giriktir. Çökeller kırmızı, kavhe, pembe renkleriyle ofiyolitinin diğer kayalarıyla kolay ayrılır, başlıca kalsitli dolotaşı, radyo lark ve çamurtaşından oluşur. En tipik ve geniş yüzeylenmelerini Kızılceviz ve Kızılca tepe'de verirler. Bu alanda çevre kayalarla olan ilişkileri tektoniktir ve yaklaşık 75,100 m kalınlık sunarlar. Listfenit özellikle ultramafitlerin tektonizmaya uğradığı alanlarda yaygındır. El örneğinde kahverengi-kırmızı, cürüfümsü-yumrumsu ve pizolitik yüzeyli, yer yer sedef parlıttır. Listfenitlerde silisleşme karbonatlaşmadan daha baskındır. Yayın olarak ikincil kuvars, dissemine veya ağsal hematit-manyetiti-limonit türünde opak mineral gelişimleri izlenilir, en geniş yüzeylenmelerini Cirit-belen-Otmangölü fayı (COF) ve Sarıkaya-Nergizlikaya fayı (SNF) boyunca verir.

İnceleme alanının temelini teşkil eden ofiyolitinin tabanı ve tabanında yer alan kayalar gözlenemmiştir. ancak Darende-Gürün (Akkuş, 1971, Kurtman ve Akkuş, 1971), Balaban-Yazıhan-Kurşunlu-Levent (Ayan ve Bulut, 1964), Alacahan-Çetinkaya-Divriği (Gültekin, 1993) dolaylarında ofiyolitlerin Paleozoyik ve Mesozoyik çökeller üzerinde tektonik dilimler şeklinde bulun-

dukları bilinmektedir. Ofiyolit tavanda ise Karadere ve Hekimhan formasyonları ile uyumsuz olarak örtülür.

İnceleme alanında 1000 m den fazla görünür kalınlığı saptanan ofiyolit, Sarıkaya, Kırmızı, Kazancı, Demir, Hocalkova, İğnekaya ve Kara Tepe çevrelerinde yaklaşık 42 km² lik bir alanda yüzeylenir.

Hocalıkova ofiyolitinin çökel kayalarından sağlıklı yaş verisi derlenememiştir. İzdar ve Ünlü (1985), radyolaritlerden derledikleri örneklerden Jura-Kretase yaşınım elde etmişlerdir. Ofiyolitinin bölgeye yerleşme dönemi ise Üst Kampaniyen-Maestrihtiyen yaşlı çökellerle uyumsuz örtülmeleri nedeniyle Geç Kampaniyen öncesi olarak düşünülmüştür.

Hocalıkova ofiyoliti, Toridler ile Kırşehir masifini birbirinden ayırdığı düşünülen, Görür vd. (1984), Roberston ve Dixon (1984) tarafından önerilen İç Toros okyanusundan türediğı ve olasılıkla kuzeyden güneye doğru gelerek bölgeye yerleştiğı düşünülmektedir.

Karadere formasyonu (Kka)

Hocalıkova ofiyolitinin bölgeye yerleşmesini izleyen dönemde ofiyolitinin üzerinde çökemiş ve tümüyle ofiyolitik gereçten türemiş, karasal-sığ denizel, çakıltaşı-kumtaşı-çamurtaşı araldanmalı bir birimdir. Formasyon tipik yüzeylenmesini Hekimhan'ın 4 km batısındaki Karadere Köyü çevresinde verdiği için Karadere formasyonu adıyla anılmıştır.

Başlıca çakıltaşı-kumtaşı-çamurtaşı araldanmasından oluşan bu birimde tabanda çakıl taşı, tavana doğru ise kumtaşı egemendir. İstif tabanda çoğunlukla kırmızı ve kahverenginin egemen olduğu alacalı renkli çakıltaşı ile başlar. Başlıca gabro, piroksenit, split, kırmızı çört ve kireçtaşı bileşimli çakılların hemen tümü ofiyolitten türemiştir. Yuvarlaklık ve küresellik iyi gelişmiştir. Binik çakıllar yer yer gözlenir. Boylanma kötü-orta arasında değişir. Ufaktan çok iri çakıla dek her boyutta gerece rastlamak olasıdır. Matriks orta-iri taneli kum, bağlayıcı ise karbonatlı demirli kildir. Çoğunlukla orta-çok kalın paralel, seyrek teknesi veya tablamsı çapraz katman örnekleri gelişmiştir. Çakıltaşı katmanlarının tabanları çoğunlukla aşındırılmalıdır. Kumtaşları, çakıltaşlarına oranla istifte daha az yaygındır. Toplam kalınlığın yaklaşık % 20'sini kaplar. Kirizli Mahallesi yakın güneyinden derlenen litik grovak örneğinde gabro, split, pelajik kireçtaşı, radyolarit gibi % 70 oranında kaya kırıntısı, % 20 çubuksu-ikizli plajiyoklas ve % 10 polikristalen kuvars gözlenmiştir. Gereçler çakıltaşlarında olduğu gibi yine tabandaki ofiyolitten türemiştir. Küresellik, yuvarlaklık ve boylanma iyidir. Matriks destekli taneler; kalsit, demir karbonat, demir oksit ve kil mineralleri içeren gözenek dolgusu tarafından çevrelemiştir ve istif içinde diğer litolojiler

HEKİMİHAN - HASANÇELEBİ STRATİGRAFİSİ

ile düzensiz ardalanırlar. Belirsiz ince-orta paralel katman örnekleri gelişmiştir ve çakıltaşları içinde sık sık lamina veya mercek biçimli arakatıklar şeklinde yer alırlar. Çamurtaşları yanal yönde süresiz ince katman ya da laminalar halindedir. Formasyonunu çoğunlukla üst düzeylerinde, yer yer de ara seviyelerde kumtaşları ile ardalanırlar.

Formasyon tabanda hocalıkova ofiyoliti üzerinde belirgin bir aşıl uyumsuzlukla oturur. Tavanda ise Hekimhan formasyonu ile yanal ve düşey geçişlidir. Birimin kalınlığı oldukça değişkendir ve 0-300 m arasında kalınlık sunar. İnceleme alanında düzensiz dağılmış yamalar biçiminde yaklaşık 20 km² lik alan kaplayan birim başlıca Hekimhan ilçesi, Karadere Köyü, Kirizli, Denizbağı, Ellezli, Çay, Yayladam, Çıkrıkçı, Karlık, Kızıldere Mahalleleri ve çevresinde yüzeylenir.

Formasyona ait kayalardan fosil derlenememiştir. Ancak birimin stratigrafik konumu göz önüne alındığında, ofiyolitin yerleşmesi sonrasında Geç Kampaniyen'de çökelmiş olabileceği düşünülmektedir.

Karadere formasyonu, Hocalıkova ofiyolitinin bölgeye yerleşiminden sonraki dönemde meydana gelen bir kalınlaşım yükselme ve yükselmeyi izleyen erozyonun ürünüdür. Birimin litolojik özellikleri ofiyolitik bir temel üzerinde gelişmiş ve tektonik aktivite ile denetlenmiş akarsu-sığ deniz ve ilişkili ortamları yansıtır. Formasyonunu yanal ve düşey yönde değişen kalınlıklar ve litolojik farklılıklar sergilemesi tektonik aktivitedeki değişimler, düzensiz topoğrafya ve akarsuların debisi ile ilgilidir. Kaynak alanın hızla yükselmesi veya havzanın hızla alçalmasına bağlı olarak ince taneli gercin bağıl olarak az olması iri çakıl boyu gercin kalınlığını ve yayılma alanını arttırmıştır. Kısa süren tektonik dinginlik dönemlerinde kum ve silt boyu ince taneli kırıntılar ince katmanlar halinde çökelebilmıştır. Yineleyen tektonik etkinlik dolayısıyla fasiyes örneklerinde ve tane boyunda dönemsellikler gelişmiştir. Sürekli aşındırma ve penenleşme nedeniyle engebeler giderek azalmıştır. İstifin üst düzeylerine doğru kırıntı boylarının yukarıya doğru küçülmesi ile birlikte kırmızı oksidasyon rengi kaybolmuştur. Sonuç olarak Karadere formasyonunun tektonik etkinlik ile denetlenmiş, yüksek yatak eğimine sahip örgülü bir akarsu, akarsu-delta ve kısmende sığ denizel bir ortamda çökeldiği düşünülmektedir.

Hekimhan formasyonu (Kh)

Formasyon olgunlaşmamış kırıntılı, kırıntılı-kimyasal ve kimyasal çökellerden oluşur. Birim geniş yüzeylenmelerini Hekimhan çevresinde verdiği için Hekimhan formasyonu adıyla anılmıştır. İmamınkaya ve Ellezinkırı tepe arası formasyon için tip kesit yeridir (Şekil 4).

Formasyon yanal ve düşey yönde sık sık litoloji değişimleri sergilese de düzenli bir istifleme gösterir. Tabanda çakıllı kumtaşı ve kumtaşı ile başlayan birim üstte doğru kumtaşı-marn-şeyl ardalanmasına geçer. Altta genellikle merceksi kireçtaşı, üstte killi kireçtaşı, ayrıca farklı düzeylerde de olistrostromal ve kanal dolgusu çakıltaşı cepleri yer alır. Sahada merceksi kireç taşları ve kanal dolgusu çakıltaşları formasyon içinde kolay ayırtılabildikleri için üye aşamasında adlanmış ve haritalanmıştır.

Kumtaşları çoğunlukla marn ve şeyl ile ardalanmalıdır ve ayrıca diğer kırıntılı litolojiler arasında ince katman veya mercekler şeklinde bulunurlar. Alt düzeylerde kalınlık ve tekrarlanma bakımından istife egemen olup üst düzeylere doğru her iki açıdan giderek azalır. Kumtaşları ince kumdan çok iri kuma dek değişen boyutta gereç içerirler. Matriks silt ve kil boyu gereç, çimento ise karbonattan oluşmuştur. Litik grovak, feldspatik grovak ile temsil edilen kumtaşları, istifin alt düzeylerinde kuvarşça oldukça fakir iken üst düzeylerde kuvarşça daha zengindir.

Hekimhan formasyonunun büyük bir bölümünü marn ve şeyl oluşturur. İstifin tabanında kumtaşları, tavanında ise killi kireçtaşları ile ardalanırlar. Gri-yeşil-açık mavi renkleri ve yayvan topoğrafya ve sık deşilmiş dentritik drenaj örnekleri ile tipiktir. Şeylin egemen olduğu düzeyler formasyonun Hasançelebi volkanitleri ile ilişkide bulunduğu kesimlere karşılık gelir. İrikaya Tepe'nin kuzey yamacında sevilerin katman düzlemlerine uygun, hafif yassılaştırmış manganlı çört yunruları yer alır.

Formasyon tabanda Karadere formasyonu ile orta ve üst düzeylerde Hasançelebi volkanitleri ile dereceli geçişlidir. Tavanda ise Hüyük kireçtaşı ve Akpınar formasyonu ile dereceli geçişlidir.

Formasyonunu kalınlığı yöreden yöreye değişir. Lorikaya ve Sağırkaya Tepe arasında 585 m, İmamınkaya ve Ellezinkırı Tepe arasında 317 m kalınlık ölçülmüştür. İnceleme alanında yaklaşık 1/7 lik bir alan kaplayan birim başlıca Hekimhan İlçesi; Karamahmut, Hacılar, Ardahan, Dumlu köyleri; Hacıköse, Kandil mahalleleri ve çevresinde yüzeylenir.

Formasyon bentik ve pelajik foraminifer, rudist vb. pelesipodlar açısından oldukça zengin kayaları kapsar. İstifin farklı düzeylerinden derlenen örneklerin fosil incelemeleri (Şekil 3,4) Üst Kampaniyen-Maestrihtiyen yaşını vermiştir.

Tohma kireçtaşı üyesi (Kht)

Üye bol miktarda rudist içermesi ile karakteristik biyohermal veya biyostromal nitelikli ve mercek geometrili kireçtaşlarından oluşur. Benzer birim Akkuş (1971) tarafından Tohma resifleri adıyla adlanmıştır

SERİ SERIE	KAT STAGE	FORM.	KAL(M) THIC.	LİTOLOJİ LITHOLOGY	AÇIKLAMALAR / EXPLANATION	FOSİL FOSSIL
ÜST KRETASE / UPPER CRETACEOUS	ÜST KAMPANIYEN - MAESTRIHTIYEN / UPPER CAMPANIAN-MAASTRICHTIAN	HEKİMHAN F M.	11		KİLLİ KİREÇTAŞI - MARN - KUMTAŞI ARDALANMASI ALTERNATION OF OLAYEY LIMESTONE-MARL-SANDSTONE MARN MARL MARN - ÇAMURTAŞI MARL-MUDSTONE	<i>Spiniferites ramosus</i> <i>Dinogymnium heterocoelatum</i> <i>Dinogymnium acuminatum</i> <i>Normapallis sp.</i>
			100		MARN - KUMTAŞI - KİLLİ KİREÇTAŞI ARDALANMASI ALTERNATION OF MARL-SANDSTONE-OLAYEY LIMESTONE	<i>Rugoglobigerina cf. rugosa</i> (Plummer) <i>Rosita contusa</i> (Cushman)
			30		ÇAKILTAŞI - KUMTAŞI ARDALANMASI ALTERNATION OF CONGLOMERATE-SANDSTONE BİYOHERMAL - BİYOSTROMAL KİREÇTAŞI BIOHERM-BIOSTROM	<i>Siderolites calcitropoides</i> Lamarck <i>Lepidorbitoides sp.</i>
			4		ÇAKILTAŞI - KUMTAŞI ARDALANMASI ALTERNATION OF CONGLOMERATE-SANDSTONE	
			5		ÇAKILTAŞI, KUMTAŞI CONGLOMERATE-SANDSTONE	
			45		MARN - KUMTAŞI ARDALANMASI ALTERNATION OF MARL-SANDSTONE	<i>Ganseria ganseri</i> (Belli) <i>Orbitoides sp.</i> <i>Fisselphidium sp.</i> <i>Rudist kuruntları</i>
			6		ÇAKILTAŞI - KUMTAŞI ARDALANMASI ALTERNATION OF CONGLOMERATE-SANDSTONE	
			35		ÇAKILTAŞI - KUMTAŞI ARDALANMASI ALTERNATION OF CONGLOMERATE-SANDSTONE ÇAKILTAŞI, KUMTAŞI CONGLOMERATE, SANDSTONE	
			40		ÇAKILTAŞI, KUMTAŞI CONGLOMERATE, SANDSTONE	
			30		BİYOHERMAL KİREÇTAŞI: BIOHERM	<i>Uniplanarius trifidum</i> (Stradner) <i>Broinsonia enornis</i> (Skumenko) <i>Eiffelithus turrisifellii</i> (Deflandre) <i>Lucasiorhabdus conyzei</i> (Deflandre) <i>Tetralites obscurus</i> (Deflandre)
			8		MARN - KUMTAŞI ARDALANMASI: ALTERNATION OF MARL-SANDSTONE ÇAKILTAŞI CONGLOMERATE	
			12		KİLLİ BİYOMİKİRİT OLAYEY BIOMICRITE	
			7		SEYREK BİYOMİKİRİT. SPARSE BIOMICRITE	<i>Orbitoides sp.</i> <i>Simplorbitoides sp.</i> Bryozoa Alg <i>Rudist kuruntları</i>
			7		İSTİFLENMİŞ BİYOSPARİT PACKED BIOSPARITE	<i>Orbitoides sp.</i> <i>Rosita cf. fornicata</i> (Plummer) <i>Orbitoides sp.</i> <i>Rotalia sp.</i> <i>Rudist kavkı kuruntları</i>
4		BİYOHERMAL - BİYOSTROMAL KİREÇTAŞI BIOHERM-BIOSTROM	<i>Radiolites sp.</i> <i>Hippurites sp.</i> <i>Pironea sp.</i>			
		BOCALIKOVA OFI.		SERPANTİNLEŞMİŞ ULTRAMAFİT ve MAFİT SERPANTINIZED ULTRAMAFIC AND MAFIC		

Şekil 4. Hekimhan formasyonunun tip kesiti.

Figure 4. Type section of the Hekimhan formation.

HEKİMİHAN - HASANÇELEBİ STRATİGRAFİSİ

Kireç taşları dayanımları nedeniyle topoğrafyada yaptıkları tümsekler ile göze çarpar. Gri-bej, orta-çok sert, kalın katmanlı yada masiftirler. % 10-80 rudist gatropod, mercan ve bentik foraminifer, % 5-15 silt ve kum boyu epiklast içerirler. Üyenin biyohermal kesimlerinin çatısını oluşturan rudusitlerin büyük çoğunluğu orjinal yaşam pozisyonunda bulunurlar ve eksiksiz korunmuşlardır. Yer yer de kısmen kırılmış, parçalanmış kavkılar gözlenmiştir. Kireçtaşlarının ince kesit incelemelerinde biyosparrudit, biyomikrit, biyosparit, cosparit ve biyopelsparit saptanmıştır.

Üye kimi kez Hocalıkova ofiyoliti üzerinde uyumsuz kimi kez de Karadere ve üyesi bulunduğu Hekimhan formasyonu ile uyumludur. Maksimum 50 m kalınlığa sahip üyenin başlıca yüzeylendiği alanlar İmamınkaya, Lorikaya, Digeckaya, Ağsarkaya, Ballıkaya, Tavşan, Kuşluk, Yücekaya, Gazlı, Ağsay, Kayabaşı, Kızılca ve Şeker Tepe dolaylarıdır.

İnceleme alanı ve çevresindeki rudistlerin türleri ve yaşları konusunda oldukça geniş bir bilgi birikimi vardır (Stchepinsky, 1944; Özer, 1988; Görmüş 1994). Üye Hekimhan formasyonu içinde bulunmasından dolayı Üst Kampaniyen-Alt Maestrihtiyen yaşındadır.

Dumlu çakıltaşı üyesi (Khd)

Başlıca kaba taneli çakıltaşından oluşan üyesi, yanal yönde fazla devamlılık sunmayan ve belirgin bir taban aşındırması gösteren, mercek geometrili kanal birikimleridir. Birim tipik olarak Dumlu köyü çevresinde yüzeylenir.

Çakıltaşları formasyonun özellikle tabana yakın düzlemlerinde yer alır. Üye Hekimhan formasyonunun arasında dayanımlı yapısı ve topoğrafyada yaptığı çıkıntılar ile kolay tanınır. Kırmızı-yeşil, belirgin düzlemsel veya tekne biçimli çapraz katmanlı ve polijeniktir. Orta-iri boylu çakıllar Hocalıkova ofiyoliti ve Tohma kireçtaşı üyesinden derlenmiş, iyi yuvarlaklaşmış ve küreselleşmiştir. Kalınlıkları yanal yönde azalan katman kenarlarına doğru tane destekli iri çakıllardan, dereceli olarak tane boyunun küçüldüğü ve çamurlu matris içinde dağılmış ufak çakıllara dönüştüğü saptanmıştır.

Hekimhan formasyonu içinde arakatki şeklinde bulunan üyenin alt dokanağı belirgin aşındırmak, üst dokanağı ise dereceli geçişlidir. Oldukça değişken olan kalınlık maksimum 50 m dolayındadır. Başlıca Dumlu köyü, Gavuruntahta ve Kızıl Sut ve Efintikaya çevresinde yüzeylenir.

Ofiyolit bölgeye yerleşimini izleyen dönemde bir aşınma ve alçalma geliştiği daha önce vurgulanmıştı. Hekimhan formasyonu bu allokon kütlelerinin üzerinde, tektonizmanın sıkışmalı rejimden gerilmeli rejime dö-

nüşmesi sonucu faylarla denetlenen bir havzada çökelmiştir. Hekimhan havzası adı verilen bu havzada tabanda Karadere formasyonu ile geçişli sığ denizel kumtaşları çökelmiştir. Kırıntı gelişiminin zayıf olduğu kıyı kesimlerinde ve yersel yükseltiler üzerinde Tohma kireçtaşı üyesi çökelmiştir. Havzanın zaman içerisinde daha da gerilip genişlemesi ile rudistli yığınların çoğu dalga yada akıntılar etkisiyle daha derin kesimlere taşınarak diğer kırıntılar eşlik etmişlerdir. Böylece çökelme sırasında bu yığınların üst yüzeyleri birer formasyon içi aşınma yüzeyleri gibi davranmış ve bunlar formasyonun tabanına düzensiz bir taban geometrisi kazandırmıştır. Havzanın derinleşmesine paralel olarak kırıntılılar yerlerini yarı pelajik-pelajik kumtaşı-marnkilli kireçtaşı ardalanmasına bırakmışlardır. Havzada tektonizma ve sedimantasyon işlemlerine volkanizma da eşlik etmiş ve bu etkinliğin ürünleri sedimantasyona katılmak havzayı doldurmayı sürdürmüşlerdir. Formasyona ait gereçler kısmen laminar akıntılarla taşınmışlardır. Ancak tektonik ve volkanik aktivitenin yoğunlaştığı aralıklarda kütle, moloz, türbidit ve tane akmaları gelişmiştir.

Hasançelebi volkanitleri (Kha)

Hasançelebi kasabası çevresinde geniş yüzeylenen sunan volkanitler; sahada başlıca andezitik ve trakitik olarak tanımlanabilen volkanik ürünlerle temsil edilir. Farklı türdeki volkanitler içinde arazide diğerlerinden ayrılabilen trakit ve alkali trakit, Sivritepe trakit üyesi adı altında tanıtılmıştır.

Volkanitler açık yeşil/maviden ve kahverengiye değişen renkleri, porfirikten camsıya değişen dokuları ile oldukça farklılıklar sergiler.

Volkanitlerin büyük çoğunluğunu trakiandezit bileşimli lav ve piroklastitler oluşturur. Belirsiz orta-kalın akma foliasyonları gelişmiştir. Piroklastitler aglomera, breş, lapilli, tüf, tüffit ile temsil edilir ve istif içinde hemen her düzeyde yer alırlar. Katmanlanma yer yer belirgin olup ince kalın arasında değişir. Dayk ve sillerin katılmalarıyla bu belirli ve düzenli katmanlanma sık sık bozulmaktadır. Kırık ve çatlaklarda hidrotermal alterasyonla gelişmiş kloritleşme kaolinleşme olağandır. Di-yabaz tipik olarak Buzlu dere vadisinde yüzeylenir.

Volkanitleri ve bunlarla geçişli olan Hekimhan formasyonunu birbirine paralel dayk sistemleri keser. Yaklaşık D-B doğrultulu daykların yanısıra yapıya az çok uyumlu siller de gözlenmiştir. Volkanitler içerisinde yer yer spilitik kayalar da tanınabilmiştir. Genellikle bir yönde uzamış belirsiz yastık yapısı sunarlar. Tipik olarak bahçedamı Köyü ile Çatalkoyak Tepe arasında ve Dereköy çevresinde yüzeylenir.

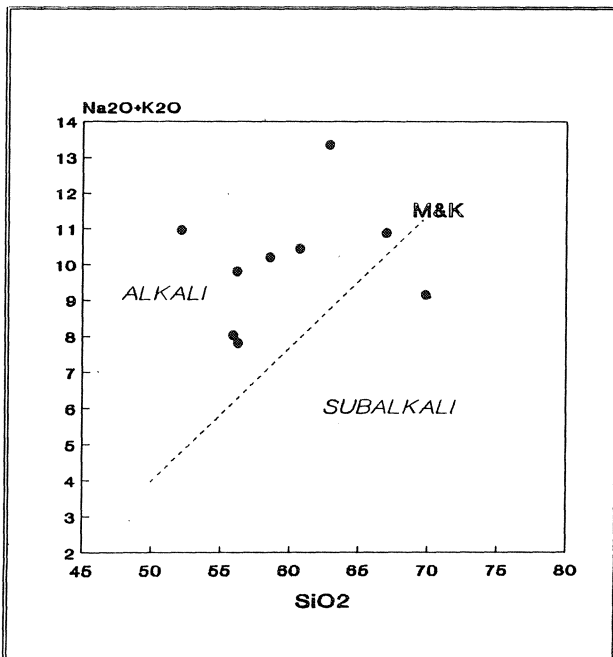
Volkanitler tabanda Hocalıkova ofiyolitini uyumsuzlukla örter. Ayrıca Hekimhan formasyonunun orta

ve üst düzeyleri ile geçişlidir. Yüceşafak siyenitoyidi ile kesilirler. Tavanda ise Hüyük kireçtaşı ve Zorbehan dolomiti ile uyumlu, Akpınar formasyonu ile uyumsuz olarak örtülürler. Volkanitlerin kalınlığı hazırlanan enine kesitlerde maksimum 1000 m hesaplanmıştır. Yüzeylendikleri başlıca alanlar Hasaңcelebi nahiyesi; Göğebakan Mevkii, Bahçedamı, Dereköy, Devenci köyleri; Etyemezler, Kürt Ali, karakısıık, Bozarmut mahalleleri çevresindedir.

Volkanitlerden doğrudan yaş verisi bulunamamıştır. Hekimhan formasyonu ile geçişli olması ve Akpınar formasyonu ile uyumsuz örtülmeleri nedeniyle havzayada Geç Kampaniyen-Maestrihtiyen atalığında oluştuıkları düşünölmektedir.

Sivritepe trakit üyesi (Khas)

İnceleme alanının özellikle kuzey yansında sık yüzeylenen trakitik volkanitler tipik yüzeylemesini Sivritepe'de verir. Trakitler genellikle E-W doğrultulu dar, uzunluğu birkaç yüz m olan dayklar, ender olarak yüzeysel lav ve tüfler şeklinde izlenirler. Morfolojide dayanımlı sivri tepeler oluştururlar. Taze yüzeyleri açık kahve-pembe, ayrışma yüzeyleri koyu kahverengidir. El örneklerinde irili ufaklı sanidin ve amfibol kristalleri ile opak mineraller gözle seçilebilir. Trakitlerin önemli ölçüde demir cevheri taşıdıkları ve bölgedeki demir yataklarının oluşmasına neden oldukları saptanmıştır. Bu



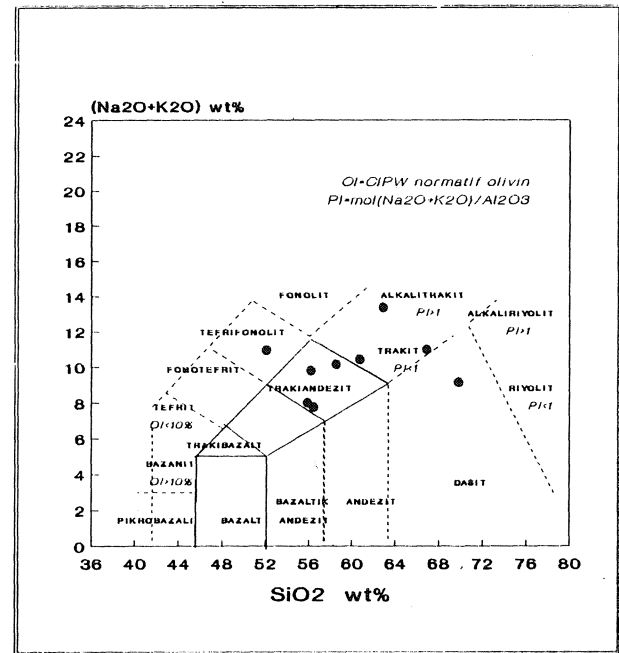
Şekil 5. Mac Donald ve Katsura (1964) diyagramında Hasaңcelebi volkanitlerinin dağılımı.

Figure 5. The distribution of the Hasaңcelebi volcanites in the Mac Donalds and Katsura (1964) diagram.

tür trakitler Karakuz Dağı'nın kuzey yamacında, Mağara, Sivri ve Taşlı tepe'de yüzeyletir. Bu kesimlerde trakitler hematit, manyetit, siderit, limonit, götit gibi demir cevherleri yanısıra gang minerali olarak barit, fluorit ve yer yerde kuvars, kalsit ve turmalin içerirler.

Trakitlerin çevre kayalarla dokanakları belirgindir ve Hasaңcelebi volkanitlerinin diğer kayalarını keserler veya üzerlerini uyumsuz örterler.

Hasaңcelebi volkanitlerinin jeokimyasal özelliklerini öğrenip ortamsal yorumlarını yapabilmek amacıyla 9 adet örneğin kimyasal analizleri yapılarak değerlendirilmiştir (Gürer, 1992). Volkanitler Mac Donald ve Katsura (1964)'nın önerdiği % Na₂O+K₂O-% SiO₂ diyagramında değerlendirilmiş ve örneklerden 8 adetinin alkali alanda kaldığı gözlenmiştir (Şekil 5). Örneklerin analiz sonuçları toplam alkali-silika diyagramına (Zanettin, 1984) izdüşüröldüğünde bir örnek tefrifonolit, bir örnek dasit, dört örnek trakiandezit, üç örnek trakit alanında kalmıştır (Şekil 6). Aynı örnekler Ti-Zr diyagramında (Pearce, 1982) değerlendirildiğinde yedi örnek 'Levha



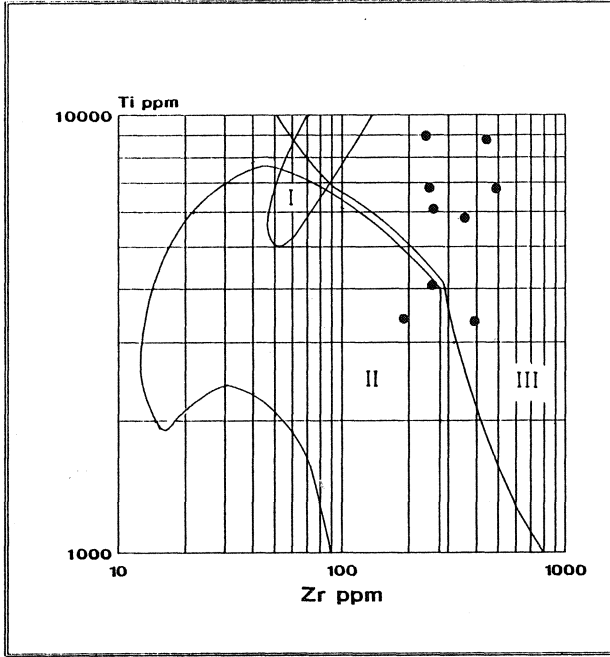
Şekil 6. Hasaңcelebi volkanitlerinin Zanettin (1984) tarafından önerilen TAS (Toplam alkali/silika) diyagramında dağılımları.

Figure 6. Distribution of the Hasaңcelebi volcanites in the TAS (Total alkali/Silica) diagram proposed by Pearce (1984).

İç lavları' (WPL), iki örnek ise 'Ada yayı lavları' (AL) alanlarına iz düşmüştür (Şekil 7).

Yüceşafak siyenitoyidi (Ky)

Başlıca siyenit, kuvars siyenit, nefelin siyenit, siyenodiyorit, siyenit porfir, siyenit apilit türünde derinlik ve yarı



Şekil 7. Hasacelebi volkanitlerinin, Pearce (1984)'ın önerdiği Ti-Zr diyagramındaki konumu. I-Okyanus ortası sırt bazaltları, II-Ada yayı lavları, III-Levha ii lavları

Figure 7. Position of the Hasacelebi volcanites in the Ti-Zr diagram proposed by Pearce (1984). I-Mid oceanic ridge basalts, II-Island arc lavas, III-Within plate lavas.

derinlik kayalar topluluğudur. Yüceşafak tepe çevresinde tipik olarak yüzeylendiği için aynı adla anılmışlardır.

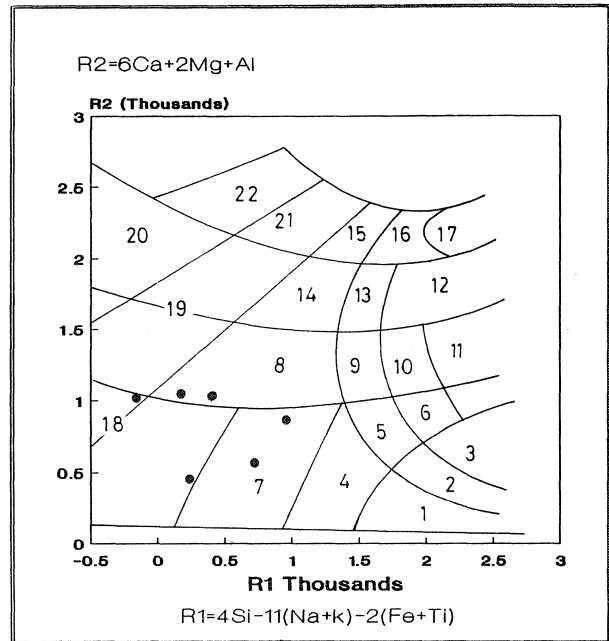
Siyenitoyide ait kayalar arazide pembe-bej renkleri ile tipiktir. Masif plüton ve dayklarla temsil edilir, masif olan bölümlerde orta-iri, eş taneli ve holokristalen dokudur. Dayklar şeklinde bölümlerde ise apiitik-porfirik, daha çok siyenitoyidin kenar fasiyesleri şeklinde, plütonun çevre kaya ile kontaklarında veya geç mağmatik fazdaki damar dolguları şeklinde izlenirler. Siyenitoyid kütlesi içerisinde sık sık yamalar şeklinde 3-10 cm çaplı, başlıca amfibol-piroksen-biyotit-apatit minerallerinden oluşan, ince taneli ksenolitler gözlenir.

Siyenitoyid, Hasacelebi volkanitlerini intrüzif olarak keser. Dayklar şeklinde kestiği yerlerde kontak daha belirgin ve nettir. Dayklar yaklaşık E-W doğrultulu ve yaklaşık düşey konumludur.

Siyenitoyid başlıca Yüceşafak, Büyükpelitinkuz, Kale, Çatalkoyak ve Armut tepe dolaylarında yüzeylenir. Bundan başka bir çok irili ufaklı dayk Hasacelebi volkanitleri ve Davulgu metamorfiti içine sokulmuş olarak bulunur.

Siyenitoyidin yaşma ilişkin kesin bir veri bulunmamıştır. Hasacelebi volkanitlerini kesmesi nedeniyle Üst Maestrihtiyen yaşlı uygun bulunmuştur. İnceleme alanı batısındaki Kuluncak'da Üst Kretase yaşlı kireç - taşlarını kesen siyenit numunesinin yaşı K-Ar yöntemiyle 65.12 (+1.6) My bulunmuştur (Leo vd. 1978).

Siyenitoyide ait farklı yerlerden derlenen altı adet kaya örneğinin kimyasal analizi yapılmış ve çeşitli diyagramlarda değerlendirilmiştir (Gürer, 1992), De La Roche vd. (1980) nin R1-R2 katsayılarının kullanıldığı diyagramda ise iki örnek siyenit, iki örnek siyenodiyorit, iki örnek ise nefelin siyenit alanına iz düşmüştür



Şekil 8. Yüceşafak siyenitoyidine ait örneklerin R1-R2 diyagramında (De La Roche vd. 1980) dağılımları. 7. Siyenit, 8. Siyenodiyorit, 18. Nefelin siyenit.

Figure 8. Distribution of the samples of the Yüceşafak syenitoid in the R1-R2 diagram (De La Roche, et al, 1980). 7. Syenite, 8. Syenodiorite, 18. Nepheline syenite.

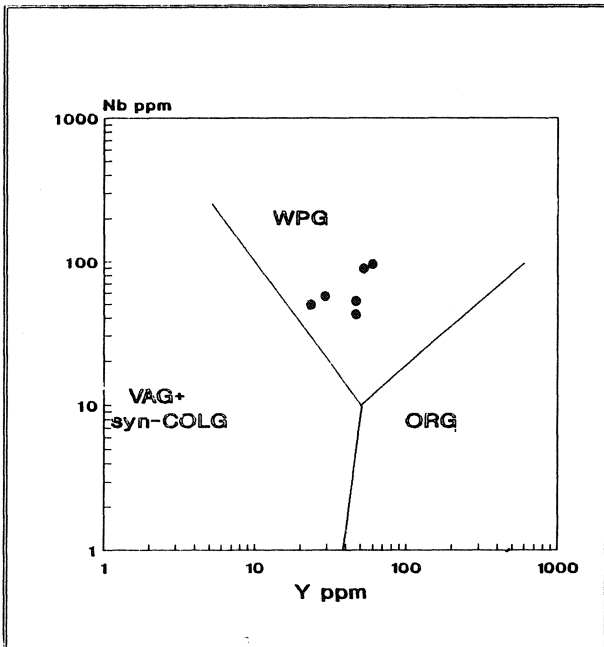
(Şekil 8). Pearce vd. (1984)'nin farklı tektonik ortamlardaki granitleri ayrılmasında önerdikleri Nb-Y diyagramında ise allı örnekte 'Levha ii granitleri' (WPG) alanına iz düşmüştür (Şekil 9).

Davutgu metamorfiti (Kd)

Hasacelebi volkanitlerinin, Yüceşafak siyenitoyidin intrüzyonu ile kontakt metamorfizmaya ve metasomatizmaya uğraması sonucu gelişen bir bilimdir. Davulgu Köyü çevresinde yaygınca yüzeylendiklerinden aynı adla anılmışlardır.

Birime gri, bej ve açık kahve renkler egemendir, sertlikleri azdır, metamorfizma öncesi birincil kaya özellikleri yer yer korunmuştur. Metamorfik zon içerisinde yaklaşık E-W gidişli, yapıya uyumsuz, düşeye yakın eğimli siyenit porfir, siyenit aplit ve lamporfirik dayklar yer alır. Daykların ve metasomatik etkilerin yoğunlaştıkları yerlerde birincil kaya özelliklerinin hemen tümüyle kayb olduğu ve yaygın alterasyonun geliştiği gözlenir. Daylarda ve daykalara yakın bölümlerde dissemine manyetit-hematit mineralleri yaygınca bulunur. Metamorfitin ana minerali skapolittir. Skapolitin yanı sıra aktinolit, diyospit, vollastonit, alkali feldispat, klorit, kalsit ve epidot bulunur. Metamorfitten derlenen örneklerde yapılan ince kesit çalışmalarında şu parajenezler saptanmıştır; skapolit fels, albit-epidot-tremolit-skapolit fels, biyotit-diyopsit-skapolit fels, kalsit-skapolit fels, biyopsit-biyotit-skapolit fels, manyetit-biyotit-diyopsit fels, klorit-zeolit fels, klorit-plajio-epidot fels. metamorfik Hasançelebi volkanitleri ile yanal ve düşey yönde geçişlidir.

Yaklaşık 15 km²'lik bir alanda yüzeylenen metamorfitin böyle geniş bir alana yayılması onu kesen daykların geniş bir alana yayılımı, sıklığı yanısıra tabanda henüz yüzeylenmemiş yaygın bir siyenitoid yerleşimi



Şekil 9. Farklı tektonik ortamlarda gelişen granitlerin ayrıldığı Y4a karşı Nb diyagramında (Pearce vd., 1984) Yüceşafak siyenitoidine ait örneklerin dağılımları.

Figure 9. Distribution of the samples from the Yüce şafak syenitoid in the Y-Nb diagram that differentiates granites from different tectonic settings.

ile ilişkili olmalıdır. Başlıca yüzeylenmesini Davulğu ve Çulhalı Köyleri arasında verir.

Hüyük kireçtaşı (Khü)

Geç Kretase döneminde tektonik olarak oldukça sakinleşen havzada çökelen kireçtaşı, tipik yüzeylenmesini Hüyük Tepe'de verdiği için Hüyük kireçtaşı adıyla anılmıştır.

Kireçtaşı dayanım farkı ile topoğrafyada sarp yükselti yapabildiği gibi, yer yer tınaz tepeler ve tatlı engeli sırtlar oluşturur. İstifin alt düzeyleri belirgin orta-kalın katmanlı, üst düzeyleri ise çok kalın katmanlı yada masiftir. Kireçtaşı içinde birbirinden farklı fasiyeler izlenmiştir. İnceleme alanı kuzeyinde Zorbehan Dağı ve Kale Tepe'de bol bentik makro ve mikro fosilli, yer yer kumlu sparitik, biyoklastik kireçtaşı fasiyesinde, güneyinde Alibaba, Mağarakaya ve Kuzulağı Tepe çevresinde pelajik fosilli biyomikrit fasiyesinde gelişmiştir. Kireçtaşının kalınlığı Hüyük I.'de yaklaşık 100 m, Kale T.'de ise 150 m'dir. Farklı düzeylerden derlenen örneklerde, *Globotruncana falsostuarti* Sigal, *Globotruncana lapparenti* (Brotzen), *Globotruncanita stuarti* (D' Lapparent), *Globotruncana linneiana* (d' Orbigny), *Siderolites calcitrapoides* Lamarck fosilleri saptanarak Orta-Üst Maestrihtiyen yaşı verilmiştir.

Hüyük kireçtaşında kalınlık ve fasiyes değişimleri çökme ve çökmenin farklı etkileri ile ilişkilidir. Hekimhan kuzeyinde başlangıçta pelajik sonra giderek sığlaşan ve lagüne dönüşen havzada dalga tabanına yakın bir ortamda biyosparitik, güneyinde ise pelajik bir ortamda biyomikritik kireçtaşı çökmüştür. Zorbehan dolomiti (Kz)

Başlıca dolotaşı, dolomitli kireçtaşı, kalsitli dolotaşı gibi kayaları içeren birim tipik yüzeylenmesini Zorbehan Dağı ve çevresinde verdiği için aynı adla anılmıştır.

Birim açık gri-bej, alt düzeylerde orta-kalın, ortada masif, üstte ise orta-kalın katmanlıdır. Farklı düzeylerden derlenen örneklerin petrografik analizlerinde kayanın % 30-100 oranında ince-orta taneli dolomit kristalleri içerdiği saptanmıştır. Dolomit içerisinde % 10-60 arasında değişen oranlarda bulunan biyoklastların dolomitleşmeden kısmen korunduğu veya tümüyle yok oldukları belirlenmiştir. İstifte dolomitleşme alttan üste ve güneyden kuzeye doğru artış gösterir.

Zorbehan dolomiti tabanda Hüyük kireçtaşı, Hekimhan formasyonu ve Hasançelebi volkanitleri ile tavanda ise Ağharman jipsi ile yanal ve düşey dereceli geçişlidir. Birimin kalınlığı yaklaşık 200 m hesaplanmıştır, ancak kalınlık Zorbehan Dağı'nın kuzeyinde güneyinedekine oranla daha fazladır, inceleme alanında yaklaşık 12 km²'lik bir alan kaplar. Birim bentik fosil açısından oldukça zengin olmasına karşın dolomitizasyon nede-

HEKİMİHAN - HAS ANÇELEBİ STRATİGRAFİSİ

niyle bunlardan çok azı tanınabilmıştır. Derlenen renklerden Üst Maestrihtiyen yaşı elde edilmiştir.

Zorbehan dolomiti Hüyük kireçtaşının tektonizma, volkanizma, evaporasyon ve bunların ortak etkileri ile gelişen ısı konveksiyonu yoluyla sin ve post dolomitleşmesi sonucunda oluşmuştur.

Gala mermeri (Kg)

İnceleme alanı güneybatı bölümünde Gala Tepe ve çevresinde yüzeylenen çoğunluğu granatlı mermer, jnmermer, rekristalize kireçtaşı türündeki metamorfitleer Gala mermeri adıyla anılmıştır.

Köken kayanın Hüyük kireçtaşı olduğu metamorfite granatlı mermer egemendir. Mermer arazide Hüyük kireçtaşından bol miktarda yeşil renkli granat ve iri kalsit kristalleri içermesi ile ayırtedilir. Köken kayanın katmanları metamorfizma derecesinin artışına paralel olarak kaybolur ve sık eklemli ve breşik özellik kazanır.

Mermer, Hüyük kireçtaşı ile yanal ve düşey geçişlidir. Yukarı Selimli diyoriti ile kesilmiştir. Ortalama kalınlığı 40 m olan birim yaklaşık 7 km²'lik bir alan kaplar.

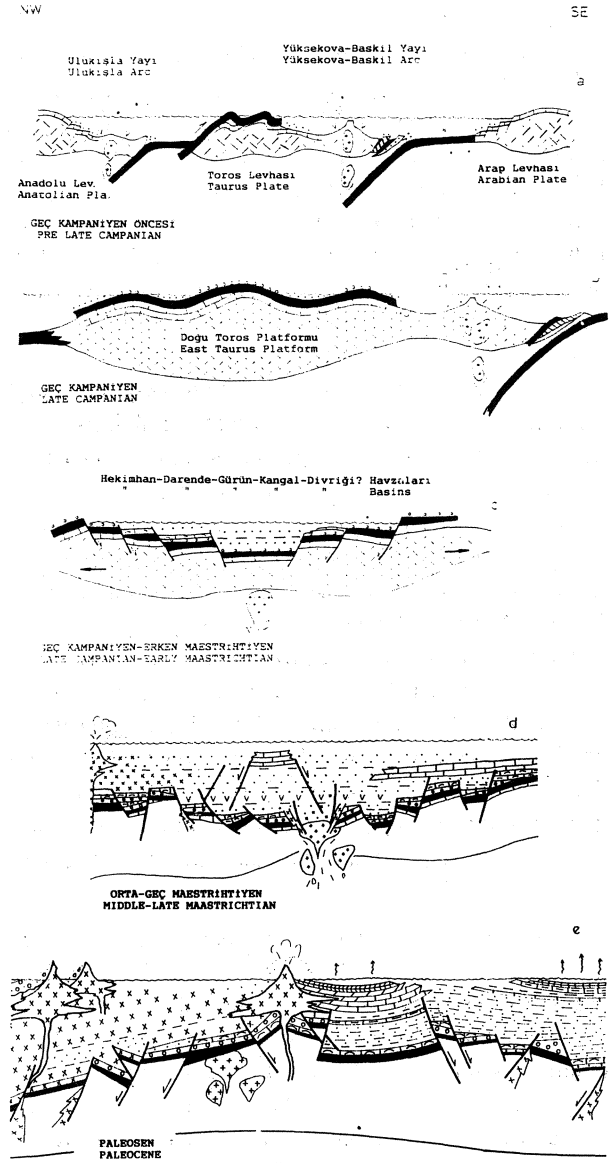
Mermer Orta-Üst Maestrihtiyen yaşı Hüyük kireçtaşının Yukarı Selimli diyoriti ile Geç Eosen'de kesilmesi sonucunda metamorfizmaya uğramasıyla oluşmuştur.

Mermerin oluşumunu sağlayan metamorfizma diyorit-kireçtaşı kontakta olasılıkla 800-700 °C arasında yaklaşık 2 kb'da başlangıçta piroksen hornfels fasiyesinde oluşmaya başlamış, kontakta daha uzaklarda ise giderek hornblend hornfels ile albit epidot hornfels fasiyesine dönüşmüş olmalıdır.

JEOLJİK EVRİM

Doğu Toros orojenik kuşağı içerisinde bulunan inceleme alanı çevresinde Mesozoyik süresince karbonat platformunun geliştiği ortamlar egemen olmuştur (Şengör ve Yılmaz, 1981). Bu platform kuzeyde Neo Tetis'in bir kolu olan İç Toros okyanusu ile güneyde ise neo tetis'in Güney kolu ile sınırlanmıştır. Kampaniyen döneminde her iki okyanusta kuzeye doğru dalma batma başlamıştır. Yitimin herhangi evresinde her iki okyanustan da türeyen ofiyolit dilimleri kuzeyden güneye doğru kıtasal birliklerin üzerinde ilerlemiştir. (Şekil 10a).

İnceleme alanının görünür tabanında yer alan Hocalıkova ofiyoliti, olasılıkla kuzeyindeki İç Toros okyanusundan türeyen ofiyolitlere karşılık gelmektedir. İnceleme alanında ofiyolit tabanında olması gereken kıtasal



Şekil 10a, b, c, d, e. Hekimhan havzası ve dolayının Geç Kretase-Paleosen dönemindeki taslak evrim şekilleri.

Figure 10a, b, c, d, e. Sketch figures of evolutions in the Late Cretaceous-Paleocene period of Hekimhan basin and around area.

temele ait kayalar yüzeylenmezler, ancak alanlarda bu kayaların varlığı bilinmektedir. Örneğin Darende - Gürün - Kangal - Divriği - Arapkir - Keban yörelerinde yüzeylenen istiflerin temelini ofiyolitler, bunların aşındıkları yerlerde ise daha tabandaki Paleozoyik ve Mesozoyik yaşı kayalardan oluşan kıtasal temel teşkil eder.

Okyanusal kabuğun kıtasal kabuğa eklenmesini izleyen evrede toplan kabuk kalınlığı artmıştır. Kabuk ka-

İnflasyonun artmasıyla bölge yükselmiş ve deniz bir süre çekilerek denizel koşullar yerini karasal ortamlara bırakmıştır (Şekil 10b). Engelibeli bir topoğrafyada çeşitli akarsu sistemleri gelişmiştir. Karadere formasyonu böyle bir morfoloji üzerinde birbiriyle geçişli örgülü akarsu - delta, delta, kısmen sığ deniz ortamlarında çökelmiştir. Oliyolit'in traşlanması ile engebeler bir ölçüde giderilmiştir. Geç Kampaniyen-Erken Maestrihtiyen'de güneydeki okyanusta yitim hızının yavaşlaması, yitim açısının anması veya yitimin transform bir faya dönüşmesi vb. nedenlerle N- S yönlü sıkışmalı tektonik rejim, aynı yönde gerilmeli rejime bırakılmış olmalıdır. Yine bu dönemde başlayan izostatik dengelenme nedeniyle yaklaşık E-W uzanımlı bir havza gelişmeye başlamıştır (Şek 10c). Hekimhan havzası adıyla adlandırılan bu havza, güneydeki okyanusa göre (Neo Tetis'in güney kolu) yay gerisi bir havza konumundadır. Böylece kıtasal kabuğun incelmeye başladığı bölgeden kısa bir süre için çekilen deniz yeniden ilerleyerek havzada transgresif istiflerin gelişmesine yol açmıştır. Havzadaki olgunlaşmamış karasal kırıntılılarla geçişli, tabanda sığ denizel, tavana doğru ve yanal yönde hızla derin denizel ortama geçen, çoğun laminar zaman zaman türbiditik ve olistostromal akıntılarla taşınan kum-lası» çamurtaşı-şeyl-mam ardalanmalı kayalar çökelmiştir.

Tabanda daha çok bu tip kırıntıların egemen olduğu tavan doğru kireçtaşı türünde kimyasal-biyokimyasal çökellerin ağırlık kazandığı ve Hekimhan formasyonu ile tanıtılan formasyon havzanın en kalın çökel istifidir. Dumlu çakıltaşları istifte özellikle alt düzeylerde kanal dolguları şeklinde çökelmiştir. Başlangıçta havzanın sığ-sahil kesimlerinde paleo yükseltiler üzerinde ve zaman zaman dolan havzanın sığ bölümlerinde genellikle rudist resifi niteliğinde olan Tohma kireçtaşı üyesi gelişmiştir. Kaplumbağa sırtı benzeri morfoloji gösteren resifler çökeldikten sonrada formasyon içi taşınmalarla kendinden daha sonraki veya eşzamanlı çökellere de malzeme sağlamışlardır. İstifte daha üstlerde yer alan kırıntılı- kimyasal çökellerdeki rudist kırıntıları bunun en belirgin verisidir.

Hekimhan havzasında bir yandan çökel kayalar gelişirken öte yandan havzayı denetleyen faylar boyunca gelişen volkanizma havzanın doldurulmasına eşlik etmiştir (Şekil 10d). Hasaңcelebi volkanitleri adıyla tanıtılan alkali nitelikli volkanik kayalar Hekimhan formasyonunun orta-üst seviyeleri ile giriklik kazanmıştır.

Geç Maestrihtiyen döneminde bölgeye egemen gerilmeli tektonik rejim etkisiyle, alkali nitelikli, levha içi

granitoid tipi ile uyumlu Yüceşafak siyenitoyidi kabuk içinde yükselerek, havzanın tabanına yerleşmiştir (Şekil 10d). Çatlaklardan yükselen siyenitik magma ani basınç düşmesine bağlı olarak üst kesimlerde aplitik-pegmatitik ve porfirik doku kazanmıştır. Siyenitoyid oldukça sığ derinliklere çıkarak çevresinde bulunan Hasaңcelebi volkanitlerini kontakt metamorfizma ve metasomatizmaya uğratarak Davulgu metamorfizminin gelişmesine yol açmıştır. Hasaңcelebi demir yatağı, siyenitoyidin yerleşimiyle ilişkili yüksek ısılarla gelişen metamorfizma ve metasomatizmayı takiben oluşmaya başlamıştır. Plütonla gelen klorlu ve florlu çözeltiler tabandaki ofiyolitten çözdükleri cevheri taşıyarak yan kayaç içinde depolanmışlardır. Böylelikle Davulgu metamorfiti içinde manyetit'in egemen olduğu Hasaңcelebi demir yatağı, Tohma kireçtaşı üyesi içinde sideritin egemen olduğu Deveci demir yatağı oluşumuna başlamıştır.

Öte yandan Orta-Geç Maestrihtiyen'de tektonizmanın sakinleştiği ve havzaya kırıntı gelişiminin yavaşladığı dönemlerde kuzeyde bentik, güneyde pelajik ortamlarda Hüyük kireçtaşı çökelmiştir (Şekil 10d). Kireçtaşının bu niteliği kuzeyden güneye doğru ilerleyen bir regresyonu gösterir. Sınırlı havza koşullarında çökelen kireçtaşlarında egemen olarak intramikrit, intrasparit, biyomikrit, biyosparit fasiyesleri gelişmiştir.

Hüyük kireçtaşının çökmesi esnasında bugünkü Zorbehan Dağı kuzeyinde Geç Maestrihtiyen'in herhangi bir döneminde tekrar etkinleşen volkanizma etkisiyle bir bölüm kireçtaşları çökme esnasında ve sonrasında da dolomitleşmiştir. Zorbehan dolomiti aydıyla tanıtılan birimde dolotaşı, kalsitli dolotaşı, dolomitli kireçtaşı gibi litolojiler gelişmiştir.

Paleosen'de havzanın hemen birçok bölümünde subsidansın durması veya havzanın dolmasına paralel olarak bir sığlaşma izlenir (Şekil 10e). Erken Paleosen-Orta Eosen aralığında çökelen Akpınar formasyonu kuzey alanlarda Hasaңcelebi volkanitlerini uyumsuzlukla örterken, güney alanlarda Hüyük kireçtaşı ve Zorbehan dolomiti ile geçişlidir.

KATKI BELİRTME

Bu çalışmanın hazırlanmasında emeği geçen Prof.Dr. Mehmet AKARTUNA'ya, Doç.Dr. Simav BARGU, Doç.Dr. Doğan PERİNÇEK ve Prof.Dr. Yücel YILMAZ' a, arazi çalışması boyunca lojistik destek sağlayan TPAO Arama Grubu Başkanlığına ve TDÇİ Hekimhan Müessesesi Müdürlüğü'ne teşekkür ederim.

HEKİMİHAN - HASANÇELEBİ STRATİGRAFİSİ

DEĞİNİLEN BKLÇİELER

- Akkuş, M. F., 1971, Darende-Balaban havzasının jeolojik ve stratigrafik incelemesi. MTA Dergisi. 76, 1-60
- Ayan T., 1961, Malatya kuzeyindeki Hekimhan-Ebreme Köyü bölgesinin (K39 c3) detay jeoloji ve petrol imkanları. MTA rapor No. 4186 (Yayınlanmamış).
- Ayan, T. ve Bulut, C., 1964, Balaban-Yazhan-Kurşunlu ve Levent Bucakları (Malatya) arasındaki alanın genel jeolojisi. MTA Dergisi. 62,58-71.
- Blumenthal, M., 1937, Şarki Toros mntkasında Hekimhan-Hasançelebi-Kangal irtifasında jeolojik araştırmalar. MTA rapor. 570 (Yayınlanmamış),Ankara.
- Boztuğ, D. ve Yılmaz, S., 1992, Konukdere metasomatitinin (Hekimhan-Hasançelebi, KB Malatya) petrolojisi. 45. Türkiye jeoloji kurultayı bildiri özleri, 38-39.
- Çoban, A., 1973, Malatya K39 b3 paftasının jeoloji incelemesi. MTA Maden Etüd Dairesi arşivi, Rap.No. 1190 (Yayınlanmamış).
- De La Roche, H., Leterrier, P., Grandclaude, P. and Marchal, M., 1980, A classification of volcanic and plutonic rocks using the R1-R2 diagram and major elemeni analyses. Its relationship with current nomenclature. Chem.Geol., 29, 183-210.
- Gattinger, T. E., 1957, Malatya ve Elazığ bölgesine giren 1/100 000 ölçekli (6) pafta sahasında (79/1,2,3,4 ve 80/1,3) 1957 senesinde yapılan revizyon çalışmaları hakkında ön rapor. MTA Rap.No. 2797.
- Görmüş, M., 1992a, Geological setting, fades and evolution of the Tohma reef formation, an Upper Cretaceous sequence in the Hekimhan area, NW Malarya: Türkiye 9. Petrol Kong.Bildiriler, Jeoloji, Ankara, 173-184.
- Görmüş, M., 1992b, Hekimhan (KB Malatya, Türkiye) yöresindeki istiflerin biyostratigrafik incelemesi: Türkiye Jeo.Kurultayı Bül., 7,179-191.
- Görür, N., Oktay, F: Y., Seymen, İ. ve Şengör, AMC., 1984, Paleotectonic evolution of the Tuzgölü basin complex, Central Turkey. Sedimentary record of a Neotethyan, closure. In the geological evolution of the Eastern Mediterranean, Dixon, J.E. and Robertson, AHF.. Ed..824, Blackwell scientific publ, London.
- Gültekin, A. S., 1993, Alacahan- Çetinkaya -Divriği (Sivas) arasında kalan alanın jeolojisi Doktora tezi, İ.Ü Fen Bil. Enst.. 183 s.
- Gürer, Ö. F., 1992, Hekimhan -Hasançelebi (Malatya) dolayının jeoloji melemesi. İ.Ü. Fen Bil. Enst.Doktora Tezi (Yayınlanmamış).
- İzdar, K. E., 1961, Kurzer beitrage zur geologie der lagerstätten von Deveci-Malatya. Türkisch, Unveröff.Ber., MTA Archiv.
- İzdar, E.K., 1963, Doğu Hekimhan-Hasançelebi (E Anadolu) bölgesinin jeolojik yapısı, mağmatizma ve cevher yatakları. MTA yayımları, No.1 12
- İzdar,JE. K. ve Ünlü, T., 1985, Hekimhan Hasançelebi -Kuluncak bölgesinin jeolojisi. Piri Reis International Contribution Series Publication No.2. Sixth Colloquium Geology of the Aegean Region, Izmir, 303-329.
- Jacobson, S. H., 1969, Hasançelebi - Hekimhan demir sahasının jeolojisi ve maden yatakları. MTA arş. No: 1042 (Yayınlanmamış).
- Ketin, İ., 1959, Türkiyenin orojenik gelişmesi. MTA Der. 53,78-86.
- Ketin, İ., 1966, Anadolunun tektonik birlikleri. MTA Der. 66, 23-24.
- Kovenko, V., 1940, Hasançelebi mntkası demir yatakları. MTA Der. 5,1/8.
- Kurtman, F., 1978, Gürün bölgesinin jeolojisi ve tektonik özellikleri. MTA Der. 91,1-12.
- Leo, G. W., vd., 1978, Geology and mineral resources of the Kuluncak-Söfular. MTA Mad. Etüd.Dai.Arş.Rap. No. 1308.
- Mac Donald, G. A. and Katsura, T., 1964, Chemical composition of Hawaiian lavas. Jour.Petro., 5,82-133.
- Örçen, S., 1986, Medik - Ebreme (KB Malatya) dolayının biyostratigrafisi ve paleontoljisi. MTA Der. 105-106, 39-69.
- Özer, S., 1988, Orta-Doğu -Güneydoğu Anadolu ve yarımadasında bulunan Pironaca (Rudist) türlerinin paleontolojisi ve biyocoğrafyası. 31/1,47-59.
- Özer, T. ve Kuşçu, A.E., 1983, Malatya -Hekimhan -Karakuz demir madeni jeoloji ve rezerv raporu. MTA-Mad.Et.Dai.Arş.No. 1856.
- Özgül, N., 1976, Torosların bazı temel jeoloji özellikleri. TJK Bül. 19/1,68-78
- Pearce, J.A., 1982, Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: Thorpe, R.S. (Ed). Andesites, New York. John Willey and sons, 525-458.
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W. and Tindle, A.G., 1984, Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. J. Petrology. 25,956-983.
- Perinçek, D. ve Özkaya, I., 1981, Arabistan levhası kuzey kenarının tektonik evrimi Hacettepe Üniv. Yerbilimleri Enst. Bül. 8,91-101.

- Perinçek, D. ve Kozlu, H., 1983, Stratigraphy and structural relations of the units in the Afşin-Elbistan-Doğuşehir region (Eastern Taurus). Geology of the Taurus Region, Int. Symp.on the Taurus Belt.
- Pilz, P., 1937, Eisenvorkomen wistlich und istlich- von Hasançelebi be i Deveci, Karakuztepe und Çaltepe Unveröff, Ber., MTA archiv.
- Poldini, M., 1936., Hasançelebi bölgesinde manyetit yataklarının keşfi hakkında rapor.MTA Arş.No.472.
- Robertson, A. H. F. and Dixon, J. E., 1984, Introduction aspects of the geological evolution of the eastern Mediterranean. The geological evolution of the eastern Mediterranean. Special Publication of the Geological Society, London. 17, 1-74.
- Stchepinsky, V., 1944, Malatya bölgesi'nin jeolojisi ve mineral varhklan.MTA Der. 9, 1/31, 79-105.
- Şengör, A. M. C. and Yılmaz, Y., 1981, Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach. Tectonophysics, 75,181-241.
- Yazgan, E., 1981, Doğu Toroslar'da etkin bir paleo-kıta kenarı etüdü. H.Ü.Yerbilimleri Der. 7,83-104.
- Yılmaz, S., 1960, Karakuz ve Deveci Köyü demir yatakları hakkında rapor. MTA Mad. Et. Pai. Arş. No: 63 (Yayınlanmamış).
- Yoldaş, R., 1972, Malatya kuzeyinin jeolojisi ve petrol olanakları. MTA Rap. No: 4936 (Yayınlanmamış).
- Zanettin, B., 1984, Proposed new chemical classification of volcanic rocks. Episodes, 7, No:4, 19-20.
- Zimmer, E., 1952, Hasançelebi bölgesi demir yataklarında icra edilen taharriomeliyatı hakkında rapor. MTA Arş. No: 2018 (Yayınlanmamış).

Ergani-Maden (Elazığ) bakır yatağı cevherlerinin Bi, La, Ce, Th ve U eser elementleri

Bi, La, Ce, Th and U minor elements of Ergani-Maden copper ore deposit

Hüseyin ÇELEBİ Fırat Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Elazığ
İbrahim PEKER Fırat Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Kimya Mühendisliği Bölümü, Elazığ

Öz

Makalede, Ergani-Maden bakır yatağı cevherlerindeki Bi, La, Ce, Th ve U eser elementlerinin derişimleri incelenmekte, bakırla ve kendi aralarındaki ilişkileri üzerinde durulmaktadır. Elde edilen sonuçlar, incelenen elementlerin yataкта zenginleşmediklerini ve ne bakırla, ne de kendi aralarında belirgin bir jeokimyasal uyumlu ilişkinin bulunmadığını ortaya koymaktadır.

Abstract

In the present paper the Bi, La, Ce, Th and U minor elements of Ergani-Maden copper ore deposit, are studied and their relations to Cu and to each other are investigated. The results show that the studied elements are not enriched in ore deposit and have not any significant geochemical relationship to Cu and to each other.

GİRİŞ

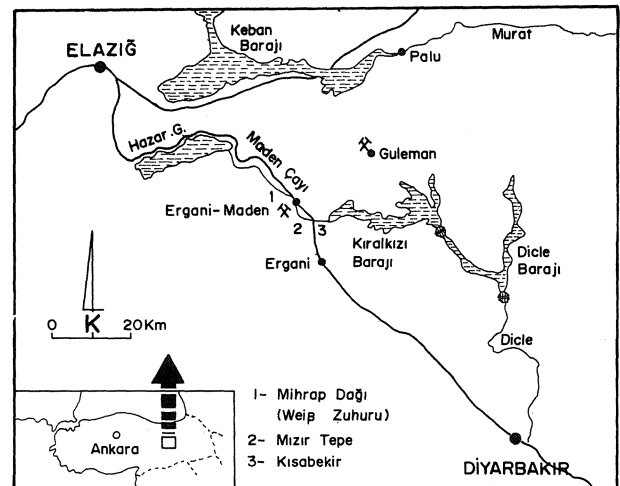
Ergani-Maden bakır yatağı Doğu Anadolu'da, Elazığ'ın yaklaşık 80 km güneydoğusunda, adını aldığı Maden Üçesi'nin hemen batısında bulunmaktadır (Şekil 1). Yatağa Elazığ-Diyarbakır demiryolu ve karayolu ile ulaşılmaktadır.

Ergani-Maden bakır yatağı Türkiye'nin en önemli ve tarihi maden yatağıdır (Şekil 2). 4000 yıldan beri madencilik yapıldığı yatak, 19. yüzyılın ortalarından beri düzenli olarak işletilmektedir (Seeliger ve diğ., 1985; Tızlak, 1991). Yatağın ekonomik rezervlerinin tükenmesi ve tesislerin de eskimesi nedeniyle Etibank tarafından işletmenin 1998 yılına kadar kapatılmasına karar verilmiş bulunmaktadır (Çelik, 1993). Daha sonra bu kapatma karar, 5 nisan 1994 tasarruf önlemleri kapsamında, 1995'e alınmıştır.

Yatak, uzun işletme tarihi, ekonomik ve jeolojik önemi nedeniyle çok yönlü incelenmiştir. Ancak yapılan araştırmalar genel olarak jeoloji (Sirel, 1950; Griffiths ve diğ. 1972; Bamba, 1976; Erler, 1983 ve Yazgan, 1987) ve mineraloji (Çağatay, 1968, 1977; Göymen-Aslaner, 1969 ve Erdoğan, 1977) ile madencilik (Wyllie, 1972; MMO, 1974 ve Bannert, 1986) ağırlıklıdır. Buna karşın jeokimyasal araştırmalar Erdoğan (1977) ve Göymen-Aslaner (1969) ile kısıtlıdır. Oysa jeokimyasal araştırmalar bir maden yatağındaki elementlerin dağılımlarının ve oluşum sürecindeki değişimlerinin incelenmesi bakımından oldukça önemlidir.

Özellikle oluşum ortamının fizikokimyasal koşullarına karşı duyarlı olduklarından, yataklarda çok düşük

derişimlerde bulunan eser elementlerin yataktaki dağılımları jeolojik ve kökensel nedenlere işaret edebilir ve birçok sorunun çözümünde veya örtülü yatakların bulunmasında yararlı olabilir. Dolayısıyla bu araştırmada bazen köken hakkında önemli ipuçları vermesi beklenen Bi, La, Ce, Th ve U gibi eser elementler incelenerek Ergani-Maden bakır yatağı cevherlerinde bu elementlerin jeokimyasal ilişkilerinin saptanması, cevherlerin makrokimyasasının desteklenmesi ve bu konuda yapılacak daha ayrıntılı araştırmalar için ön bilgilerin elde edilmesi amaçlanmaktadır.



Şekil 1. Coğrafi konum haritası.

Figure 1. Geographical location map.

Araştırmaya temel teşkil eden örnekler PSJ-2, PSJ-10 ve PSJ-13 numaralı sondajlardan çeşitli derinliklerini betimleyen karotlardan rastgele alınmıştır (Şekil 3). İncelenen örneklerin alındığı kayaç birimleri ağı ve saçınımlı cevher içeren siyah diyabaz (siyah cevher) olarak tanımlanan kayaçlardır (Çelik, 1993). 1991 yılında Etibank tarafından açılan bu sondajların karotlarında sadece Cu analizleri yapılmıştır (Etibank, 1991).

Analizi yapılan 15 örneğin ana elementlerinin saptanmasında alev fotometresi (Na ve K için) ile atomik absorpsiyon (diğer elementler için) analiz yöntemleri kullanılmıştır. Fırat Üniversitesi Kimya Mühendisliği Bölümü laboratuvarlarında yapılan analizlerin sonuçları Çizelge 1'de verilmiştir. Bi, La, Ce, Th ve U analizleri Küçük Çekmece Nükleer Araştırmalar Merkezi'nde (İstanbul) yapılmıştır. Buraya gönderilen 15 örneğin ancak 12'sinde istenen elementler saptanabilmiştir (Çizelge 2).

JEOLÖJİK KONUM

Ergani-Maden bakır yalağının yakın çevresi değişik kayaç birimlerinden meydana gelmektedir. Yazgan (1987) tarafından bölgede kuzeyden güneye doğru Yüksekova kompleksi, Mobil birimler ve Kenar kıvrımları olmak üzere üç ana kayaç serisi ayırdedilmektedir.

Yüksekova kompleksi, sahanın kuzey kısmında görülen bazaltik ve dasitik volkanitlerden oluşmaktadır. Maestrihtiyen yaşlı bu seri, yer yer konglomera, kireçtaşı ve kumtaşı da içermektedir.

Mobil kuşak, Paleozoyik yaşlı Bitlis ve Potürge metamorfileri, Jura-Kretase yaşlı Guleman ofiyolitleri (peridotit ve serpantin) ve Maden karmaşığından (konglomera, volkanit ve çamurtaşı) oluşmaktadır.

Kenar kıvrımlar, Üst Jura-Alt Kretase yaşlı Koçali karmaşığı (aktarılmış ofiyolitler), Senoniyen-



Şekil 2. Ergani-Maden açık işletmesinin genel görünümü.
Figure 2. General view of Ergani-Maden open pit mine.

Türoniyen yaşlı Karadul kompleksi (kireçtaşı, kiltası, marn ve şeyl), Alt Eosen yaşlı Gercüş formasyonu (konglomera) ile Orta Eosen yaşlı Midyat kireçtaşı ve Miyosen yaşlı Lice formasyonundan (konglomera, kumtaşı, sutaşı, marn ve kireçtaşı ardalıması) meydana gelmektedir.

Ergani-Maden anayataktaki en yaşlı yankayaç birimi, geniş bir alana yayılmış olan yeşilimsi serpantinittir (Şekil 3). Bunları daha genç, iri taneli ve kısmen kloritleşmiş gabrolar kesmektedir. Bu birimlerin dokunakları keskin ve faylıdır (Karul ve diğ., 1990).

Yataкта gözlenen diğer önemli bir kayaç birimi de kuzeydoğuda bulunan, yer yer tüfit özelliği sunan ve alt kısımlarında ağı veya saçınımlı cevher içeren çamurtaşlarıdır.

Yatağı oluşturan cevherleşmeler Guleman ultrabazitleri (gabrö ve serpantin) ile denizaltı volkanizması ürünü Maden formasyonu (çamurtaşı ve diyabaz) kayaç birimlerinin içinde bulunmaktadır (Şekil 3). Esas cevher taşıyıcı kayaçlar, ileri derecede hidrotermal alterasyona uğrayarak kısmen kaolinleşmiş Eosen yaşlı diyabazlardır.

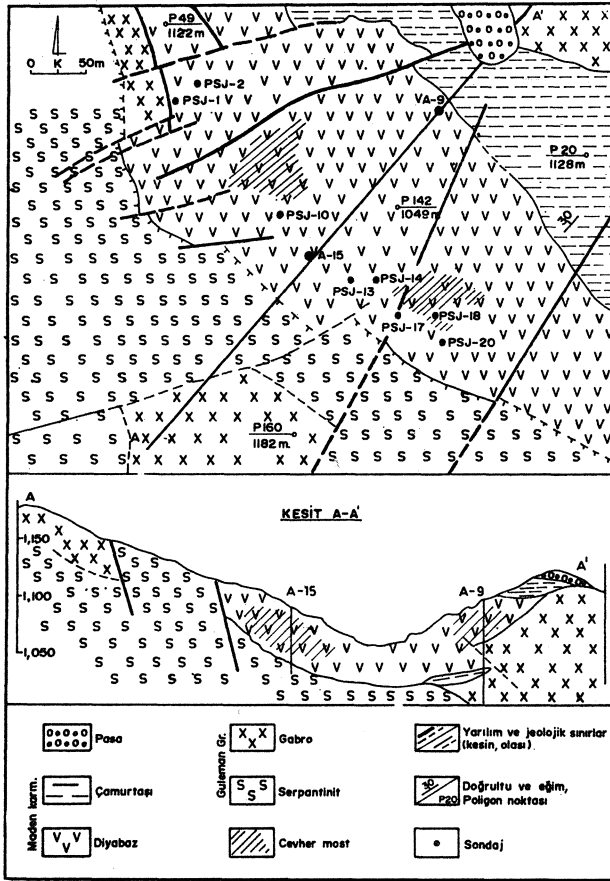
Karul ve diğ. (1990), kuzey-güney doğrultulu sıkışmaya bağlı olarak yataкта çok sayıda doğu-batı doğrultulu bindirme ve bunlara dik kırık zonlarının oluştuğunu ve tüm bu kırık sistemlerinin yatağın tektonik yapısını oluşturduğunu belirtmektedirler (Şekil 3).

Ergani-Maden bakır yatağının kökeni ile ilgili değişik görüşler ileri sürülmektedir. Bunlardan eş oluşumu savunanlar (Sirel, 1950; Borchert, 1952; Schneiderhöhn, 1954; Göymen-Aslaner, 1969 ve Bamba, 1976) yatağın cevher şekline ve kolloid cevherleşmeye dayanarak yatağın kökenini volkanik-eksalatif oluşuma bağlamaktadırlar. Buna karşın ard oluşumu savunanlar (Wijkerslooth, 1954; Helke, 1964; Erdoğan, 1977 ve Çağatay, 1977) da pirotinin bulunmasını, diyabazların piritleşmesini ve hidrotermal alterasyonu dayanak göstererek hidrotermal kökeni ön plana çıkarmaktadırlar.

Ergani-Maden bakır yatağının en zengin cevherleşmesini içeren anayatak, kuzeybatı-güneydoğu uzamıtlı, yaklaşık 700x300 m boyutlarında bir elips şeklindedir (Şekil 2). Bu yatağın cevherli zonu ortalama 45 m kalınlığındadır. Bundan başka yakın çevrede bulunan Kısabekir, Mızırtepe ve Mihrap Dağı yataklarının rezerv içerikleri daha küçük ve tenörleri daha düşüktür.

Anayatağın bakır cevherleşmeleri genellikle mercer şeklidir ve diyabazların içinde yer almaktadır. Bu mercerlerin etrafında her zaman ağı ve saçınımlı cevherleşmeler bulunmaktadır. Gözlemlere göre derine doğru masif cevherlerden ağı ve saçınımlı cevherlere

ERGANİ - MADEN BAKIR YATAĞI



Şekil 3. Ergani-Maden bakır yatağının jeoloji haritası (Karul ve diğ. 1990'dan, sadeleştirilmiştir).

Figure 3. Geological map of Ergani-Maden copper ore deposit {simplified from Karul et al., 1990}.

geçilmektedir (Kami ve diğ., 1990; Çağatay, 1977; Erdoğan, 1977 ve Bamba, 1976).

Yatağın en önemli cevher minerali kalkopirittir. Bunun yanında geniş yaygınlık gösteren pirit ve manyetit bulunmaktadır. Seyrek olarak sfalerit ve pirotine de rastlanmaktadır (Çağatay, 1968, 1977; Erdoğan, 1977; Göymen-Aslaner, 1969). Aynı araştırmacılar tarafından cevherler yapısal özellikleri ve manyetit içerikleri bakımından sarı, siyah ve kolloid cevher olarak sınıflandırılmaktadır.

70'li yıllara kadar işletilen cevherler ortalama % 9-12 Cu içerirken, şimdi % 1,2 Cu ile yetinilmektedir. Bakırın yanında değerlendirilen diğer önemli elementler sülfürik asit hammaddesi olarak kullanılan S ve çimento üretiminde yararlanılan Fe'dir. As, Co, Ni ve Cr gibi eser elementlerce zengin cevherlerden önceki yıllarda Ag ve Au'nun da kazanıldığı bilinmektedir (Çelik, 1993 ve Karul ve diğ., 1990).

ANALİZ SONUÇLARININ JEOKİMYASAL İRDELENMESİ

Ana Elementler

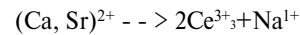
Ergani-Maden bakır yatağının incelenen örneklerinin ortalama Cu derişimi 5300 ppm'dir. örneklerde Fe, Mg, Al ve S ana elementleri ile Mn, Cr, Ni ve Co eser elementlerinin derişimleri nispeten yüksektir. Erdoğan (1977) ve Çelik'in (1993) analiz sonuçları da yatağın bazik yankayaçlarından kaynaklanan bu değerleri doğrulamaktadır. Buna karşın bu örneklerde Ca, Na, K, P ve Ti az bulunmaktadır. Çizelge 2'deki uç değerler elementlerin geniş dağılım alanlarını vermektedir. Bu da kısmen saçınımlı ve ağısı cevherleşmeden doğan heterojen bir cevher bileşimine işaret etmektedir.

Eser Elementler

İncelenen cevher örneklerinde saptanan Bi, La, Ce, Th ve U eser elementlerinin derişimleri çizelge 2'de verilmiştir. Görüldüğü gibi değerler oldukça düşük ve dardır. Düzenli Cu dağılımlarına karşın, bazı örneklerde özellikle Bi, La ve U elementlerinin derişimleri aygıtın duyarlılık sınırlarının altında kalmaktadır. Bu nedenle bu elementler için sağlıklı bir ortalama değer saptanamamaktadır. Buradan da daha duyarlı, örneğin nötron aktivasyon, analiz yöntemlerinin kullanılmasının gerektiği ortaya çıkmaktadır.

Analizi yapılan elementlerin dağılımları ve ortalama değerleri "Clarke" değerleriyle karşılaştırıldıklarında Cu'nun 110 katla en çok zenginleşen element olduğu ortaya çıkmaktadır (Çizelge 2). Bunun yanında Bi ancak bazı örneklerde 100, U 45 ve Th da 7 kat zenginleşebilmişlerdir. Buna karşın La, Ce, K, Pb ve Zn'nin de fakirleştikleri gözlenmektedir. Buna karşın Mn, Cr, Ni ve Co değerleri Clarke değerlerinin 4 katına varan belirgin bir zenginleşme göstermektedirler.

Lantanit grubu elementler jeokimyasal özellikleriyle Ca ve Sr'a çok benzemektedir (Morteani, 1991 ve Gerassimowski, 1960). İyon yarıçaplarının benzerliğinden dolayı Ca minerallerinden La^{3+} (0,113 nm, Whittaker ve Muntus, 1970) ve Ce^{3+} (0,109 nm) Ca^{2+} (108 nm) ile Sr^{2+} (0,112 nm) yerine geçebilmektedirler. Bu, K^{1+} (0,146 nm) ve Na^{1+} (0,110 nm) gibi iyonlarla:



denkleminde olduğu gibi gerçekleşmektedir. Th^{4+} (0,108 nm) ve U^{4+} (0,106 nm) ile yer değiştirmeler

şeklinde veya monsite geçmektedir:



eşitliği gibi daha karışık denklemlerle mümkün olmaktadır (Gerassimowski, 1960). Bu yüzden Th ve U elementleri hep lantanitleri içeren, örneğin ortit ve apatit gibi minerallerde bulunurlar (Borodin, 1967) ve onlar gibi kökensel olarak granitik magmalarda zenginleşirler. Bu nedenle incelenen elementler Ergani-Maden'in ultrabazik ve bazik kayaçlarında zenginleşmemişlerdir.

İncelenen eser elementlerin ne Cu (0,096 nm), ne büyük iyonik yarıçaplı K ve ne de birbirleri ile bariz bir ilişkileri görülmemektedir. Sadece U'nun Cu ile düşük pozitif bir korelasyonu gözlenmektedir (Çizelge 2).

SONUÇLAR

Ergani-Maden bakır yatağında kalkofil (Bi, Pb ve Zn), lantanit (La, Ce) ve aktinit (Th, U) elementlerinin zenginleşmedikleri saptanmıştır.

Çizelge 1. Ergani-Maden bakır yatağının incelenen bakır cevheri örneklerinin kimyasal bileşimi (% olarak, n= 15).

Table 1. Chemical composition of the studied ore samples from the copper ore deposit Ergani-Maden (in %, n=15).

Bileşen	Ortalama değer	Uç değerler
SiO ₂	33,90	17,03 - 44,68
TiO ₂	0,09	0,02 - 0,28
Al ₂ O ₃	10,50	0,55 - 19,26
FeO ¹⁾	20,23	3,59 - 53,01
MgO	14,32	1,25 - 26,06
CaO	0,27	0,03 - 0,98
Na ₂ O	0,16	0,03 - 0,28
K ₂ O	0,06	0,01 - 0,18
P ₂ O ₅	0,05	0,02 - 0,26
SO ₃	10,06	2,58 - 27,88
Cu	0,53	0,21 - 1,08
H ₂ O	0,20	0,12 - 0,25
Kızdırma kaybı	7,80	1,10 - 18,58
Toplam	98,04	

1) toplam demiroksit

Kükürde karşı sahip oldukları kuvvetli afinitelerinden dolayı Cu, Pb, Zn ve Bi elementleri çeşitli magmatik alanlarda beraber bulunurlar. İyonik özelliklerinin benzerliği nedeniyle bu elementler aynı zamanda birçok mineralde birbirlerinin yerini de alabilmektedirler. Buna dayanarak kalkofil elementlerden bilinin aranmasında, örneğin Cu ve Zn yatakları için Pb ve Bi'un kullanılması gibi, diğeri iz sürücü olarak kullanılmaktadır. Cevherin ana elementleriyle eser elementler arasında belirgin bir korelasyon olmadığından Ergani-Maden'de incelenen elementlerden bu amaç için yararlanmak olası değildir.

Lantanit (Nadir Toprak) elementlerinden Ce, ancak Clarke değerini (60 ppm) korurken, La oldukça fakirleşerek Clarke değerinin (30 ppm) çok altında kalmaktadır. Buna karşın Th ve U'nun Clarke değerlerine (7,2 ve 1,8 ppm) oranla az miktarda zenginleştikleri gözlenmektedir.

İncelenen Bi, La, Ce, Th ve U elementlerinin Cu ve büyük iyonik yarıçaplı K ile uyumlu belirgin bir ilişkileri bulunmaktadır. Genelde birbirine bağlı olarak bulunan bu elementler, kendi aralarında da bir korelasyon göstermemektedir.

Jeokimyasal özellikleri Ca'a çok benzeyen La, Ce, Th ve U elementlerinin gösterdikleri bu durum, Ca, Na ve K derişimlerinin düşüklüğünden dolayı bunları yapılarında toplayabilecek ortit ve epidot gibi Ca minerallerinin azlığından kaynaklanmaktadır. Analizi yapılan örneklerdeki Ca, Na ve K'un düşüklüğü, bunların ortalama değerlerinin ultrabazik kayaçlardaki ortalama değerleriyle karşılaştırılmasından açıkça anlaşılmaktadır. Bunların ultrabazik kayaçlardaki ortalama değerleri, Turekian ve Wedepohl'e (1961) göre sırasıyla % 2,50, % 0,42 ve % 0,004 iken, incelenen örneklerdeki ortalama değerleri yine sırasıyla % 0,19, % 0,12 ve %0,008'dir. Kanil ve diğ. (1990) tarafından Ca, Na ve K'un düşük derişimleri Ergani-Maden'deki cevherleşmelerin derin kökenli magmatizma ürünü oluşuna dayanak gösterilmektedir.

İncelenen elementlerden hangilerinin yaygın cevher minerallerinde (kalkopirit, pirit, manyetit) ve hangilerinin de yankayaç minerallerinde (hornblend, feldspat) tercihen yoğunlaştıkları ancak ayrıntılı mineral analizleri ile saptanabilir. Bu yönde yapılabilecek araştırmalardan elde edilecek veriler daha ilginç sonuçlar verebilir. Böyle bir incelemede, ön araştırma niteliğindeki bu çalışmanın sonuçları baz alınabilir.

Sonuç olarak bu araştırma, Ergani-Maden bakır yatağının oluşum koşullarının lantanit ve aktinit grubu

Çizelge 2. Ergani-Maden bakır yatağı cevher örneklerinin önemli eser elementlerinin derişimleri (ppm olarak).
Table 2. Important minor elements of the ore samples from the Ergani-Maden copper ore deposit (in ppm).

Element Örnek no.	K	Bi	La	Ce	Th	U	Cu	Pb	Zn	Mn	Cr	Ni	Co
1. M2/2	36	19	<10	--	40	<35	9.100	9	23	1900	290	120	70
2. M2/10	195	16	<10	26	49	45	4.200	7	22	2600	230	130	50
3. M2/13	60	<10	<10	50	50	80	10.800	10	22	2100	300	170	50
4. M2/17	<10	<10	--	--	50	<35	6.000	7	190	2100	160	120	54
5. M2/19	<10	24	<10	13	49	70	6.100	9	27	2200	240	40	65
6. M2/21	16	--	--	--	<35	<35	2.100	8	21	1500	300	120	270
7. M10/4	117	18	<10	58	39	<35	4.500	12	170	1400	230	102	190
8. M10/5	73	23	10	49	47	<35	3.300	11	25	1500	120	58	61
9. M10/8	--	<10	<10	30	39	50	3.000	10	74	2300	160	50	56
10. M10/9	--	--	<10	63	39	<35	2.900	9	30	1700	210	79	140
11. M13/4	27	18	--	--	43	<35	4.300	12	30	1700	240	100	73
12. M13/24	23	<10	--	--	<35	<35	4.100	9	26	2700	105	58	60
Ortalama	76	20	<10	41	45	<61	5.033	9	55	1975	215	95	95
Clarke ¹⁾	25900	0,2	30	60	7,2	1,8	55	13	70	950	100	75	25

Element Oranları

La/Ce	0,25
Th/U	0,73
Cu/Ni	52,00
Cr/Ni	2,26

¹⁾Mason ve Moore'den (1985) alınmıştır.

elementlerinin zenginleşmesine elverişli olmadığını ortaya çıkarmaktadır. Magmanın bileşimi ve kökeni yanında başka nedenler de önemli rol oynamış olabilir. Ergani-Maden'de, yatak tükenmek üzere de olsa, daha ayrıntılı araştırmalara, örneğin izotop ve sıvı kapanım çalışmalarına, gereksinim vardır. Bu tip araştırmalarla varılacak sonuçlar, genelde masif sülfid yatakların benzer sorunlarının çözümüne ışık tutacaktır.

KATKI BELİRTME

Araştırma için arazi çalışmaları ve örnek alımı sırasında ki yardımlarından dolayı Sayın B. Dereli ve N. Çelik'e (Ergani-Maden işletmeleri Müessesesi Müdürlüğü) ve eser element analizlerinin yapılmasını sağlayan Sayın Y. Özal'a (Küçükçekmece Nükleer Araştırma Merkezi) içten teşekkürlerimizi sunarız. Yazı metnini gözden geçirip düzeltme ve fikir önerilerinde bulunan sayın M. İnceöz'e (F.Ü.) teşekkür ederiz.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Bamba, T., 1976 Güneydoğu Anadolu Ergani-Maden Bölgesi ofiyolit ve ilgili bakır yatağı: MTA Dergisi 86, 35-49.
- Bannert, V., 1986, Der Grubenbetrieb des Kupferwerkes Ergani der Ergani Bakır işletmeleri Müessesesi in Maden, Provinz Elazığ (Türkei): Erzmetall 39/1,45/48.
- Borchert, H., 1952, Ergani bakır cevheri yataklarında yapılan jeolojik tatbikata ait rapor: MTA Genel Müd., rapor- No.:2083 (yayınlanmamış), 35 s., Ankara.

Borodin, L. S., 1967, Die Sekenen Erden als geochemische indikatoren bei der Lösung von Fragen der endogenen Mineralbildung: Zeitschrift f. Angew. Geologie 13/1, 9-16.

Çağatay, A., 1977, Güneydoğu Anadolu bakır yatak ve zuhurlarının jeolojik-mineralojik etüdü sonunda elde edilen genetik bulgular: MTA Dergisi 89, 46-70.

Çağatay, A., 1968, Erzmikroskopische Untersuchungen des Weib-Vorkommens bei Ergani-Maden, Türkei und genetische Deutung von Kupferlagerstaette Ergani-Maden: N. Jb. Min. Abh. 109, 1/2, 131-155.

Çelik, N., 1993, Etibank Ergani Bakır işletmesi, sağladığı yararlar ve kapatılmasının doğuracağı sonuçlar: Yüksek Lisans Semineri (yayınlanmamış), Fırat Üniversitesi, 72 s., Elazığ.

Erdoğan, B., 1977, Geology, geochemistry and genesis of the sulphide deposit of the Ergani-Maden region, SE Turkey: Doktora Tezi (yayınlanmamış), New Brunswick Univ., 249 s., New Brunswick/Kanada.

Erler, A., 1983, Tectonic setting of the massive sulphide deposit of the Southeast Anatolian thrust belt: Ed., Tekeli, O. ve Göncüoğlu, M.C., 1983, Geology of the Taurus Belt, MTA Matbaası, 309-316, Ankara.

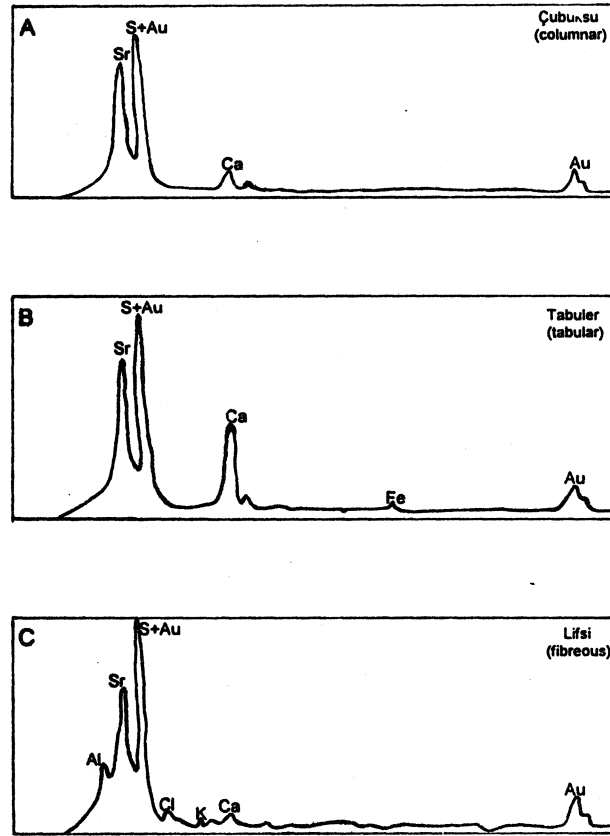
Etibank, 1991, Ergani Bakır işletmesi Müessesesi yıllık faaliyet raporu : Ergani Bakır işletmesi Müessesesi yıllık faaliyet raporu (yayınlanmamış), 53 s., Maden.

- Gerassimowski, W.I. 1960, Geochemie eter seltenen Erden: Zeitschrift f. angew. Geologic, H 2,53-58.
- Göymen-Arslaner. M.G., 1969, Ergani bakır yatağının maden mikroskopik incelenmesi: MTA Dergisi. 72,176-188.
- Griffitts, W.R., Albers, J.P. ve Öner, Ö., 1972, Massive sulfide copper deposit of the Ergani-Maden Area, South-Eastern Turkey: Econ. Geol. 67, 701-716.
- Helke, A., 1964, Die Kupferlagerstaette Ergani-Maden in der Türkei: N. Jhb. Miner. Abh. 101,233-270.
- Karul, B., Pehlivanoglu, H., Teşrekli, M., Demiray, B., Aydemir, T., özçiçek, H., Çevikbaş, A., Yıldırım, R., Oygür, V., Tüzün, D., Bingöl, N., Sarman, E., Cengiz, R. ve Zarahoglu, M., 1990., Ergani bakır arama projesi hedef sahaları jeoloji raporu (yayınlanmamış): Ergani Bakır İşletmesi Müessesesi. 228 s., Maden.
- Mason, B. ve Moore, C.B., 1985, Grundzüge der Geochemie: Enke Veril., 340 s., Stuttgart.
- MMO(Yayınliyan), 1974, Ergani Bakır işletmesi Müessesesi: Ergani bakır yatağının ve işletme tesislerinin tanıtımı. Madencilik, bakır özel sayısı, 163-178.
- Morteani, G., 1991, The rare earths: Their minerals, production and technical use. Eur. J. Mineral. 3,641-650.
- Schneiderhöhn, H., 1954, Ergani bakır yatağı: Etibank Genel Müd., rapor No. 812 (yayınlanmamış). 48 s., Ankara.
- Seeliger, T. C, Pernicka, E., Wagner. G. A., Begemann. F., Schmitt-Strecker. S., Eibner, C, Öztunalı, Ö. ve Baranyi. I., 1985. Archaeometallurgische untersuchungen in Nord- und Ost-anatolien: 32. Jahrbuch des Römisch-Germanischen Zentral-museums, 597-659, Mainz.
- Sirel, M.A., 1950, Die Kupferlagerstaette Ergani-Maden in der Türkei: N. Jhb. Miner. Abh. Abt A 80,36-95.
- Tızlak, F., 1991, Keban-Ergani yöresinde Madencilik (1780-1850): Doktora Tezi (yayınlanmamış), Fırat Üniversitesi, 402 s., Elazığ.
- Turekian, K. K. ve Wedepohl, K. H., 1961, Distribution of elements in some major unit of the earth's crust: Ed., Rosier, H. J. ve Lange, H., 1976. Geochemische Tabellen. Enke Verl., 675 s., Stuttgart.
- Whittaker, E. ve Muntus, R., R., 1970, Ionic radii for use in gechemistry: Ed., Rosier, H.J. ve Lange, H., 1976, Geochemische Tabellen. Enke Verl., 675 s., Stuttgart.
- Wijkerslooth, P., 1954, Über das Alter und die Genese de Kupferlagerstätte Ergani-Maden: Türkiye Jeol. Kurumu Bült. 5,190-198.
- Wyllie, R.J.M., 1972, Ergani mine, mill and smelter is Turkey's largest copper producer: World Min. 3,42-45.
- Yazgan, E., 1987, Malatya Güneydoğusunun jeolojisi ve Doğu Toroslann jeodinamik evrimi: MTA Gen. Müd., Rapor No. 297 (yayınlanmamış), 38 s., Ankara.

DÜZELTME
MISPRINT

Türkiye Jeoloji Bülteni, C. 37, Sayı 1, s. 65'de yer alan Şekil 3'ün yerine geçecek yeni Şekil 3.

Note that figure 3 provided for the misprinted figure 3 in the last issue (Geol. Bull. Turkey, V.37, No 1, p.65).

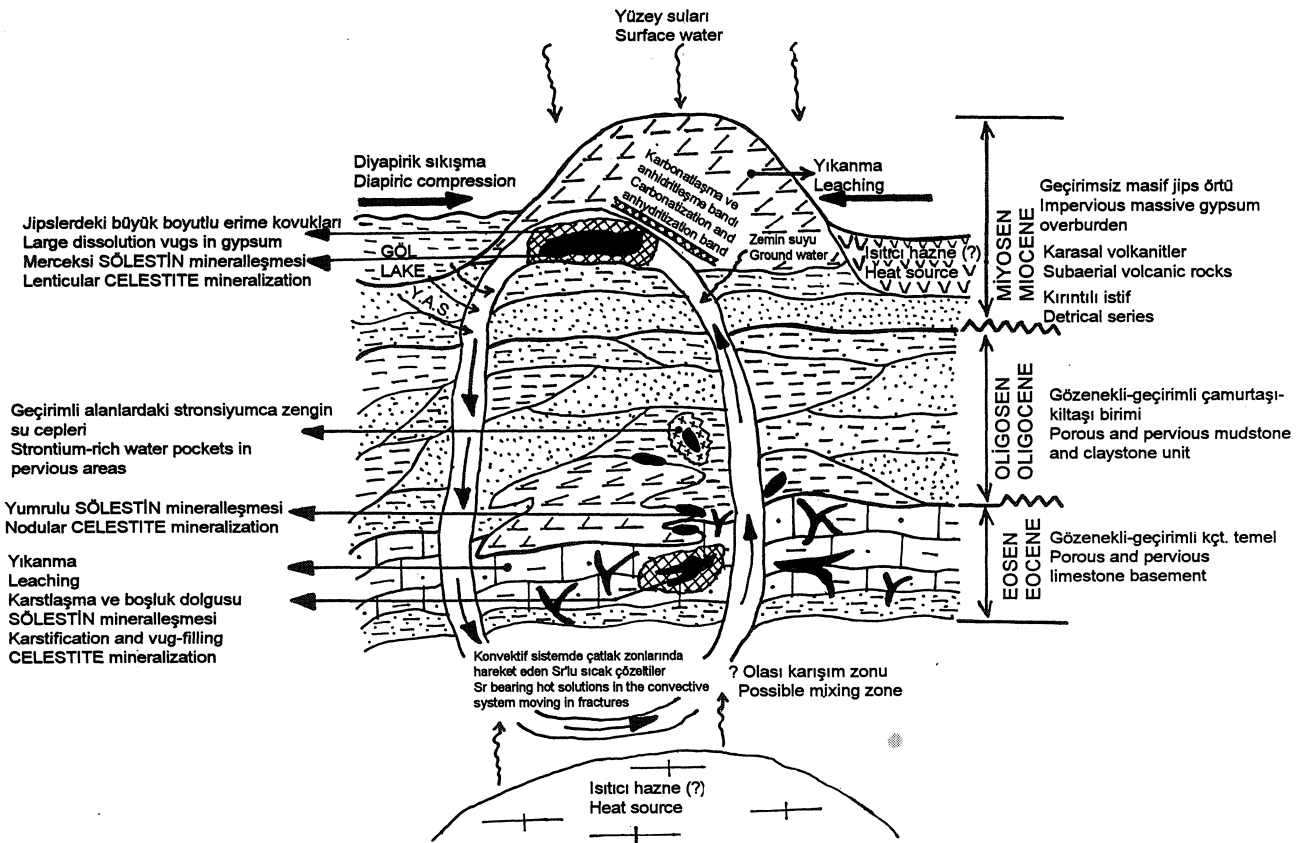


Şekil 3. Çalışmada tanımlanan petrografik tiplere ait yarı kantitatif kimyasal analiz (EDS) diyagramları.

Figure 3. Semi quantitative chemical analysis diagrams (EDS) of different petrographic types described in the study.

Türkiye Jeoloji Bülteni, C.37, Sayı 1'de yayınlanmış olan Tekin, E., Ayan, Z., Varol, B., 1994, Sivas-Ulaş sölestin oluşumlarının (Tersiyer) mikrodokusal özellikleri ve sıvı kapanım çalışmaları, s.61-76, makalesinde atf yapılan Şekil 7 basım aşamasında yapılan düzenleme sırasında metne girmemiştir. Eksik olan Şekil 7 aşağıda verilmiştir.

Please note that the figure 7 of Geol. Bull. Turkey, V.37, No 1, p.61-76, which was not printed in the last issue due to printing error.



Şekil 7. Çalışma alanındaki sölestin mineralleşmelerinin şematik modellenmesi.
Figure 7. Hypothetical model explaining the occurrence of celestite in the study area.

