

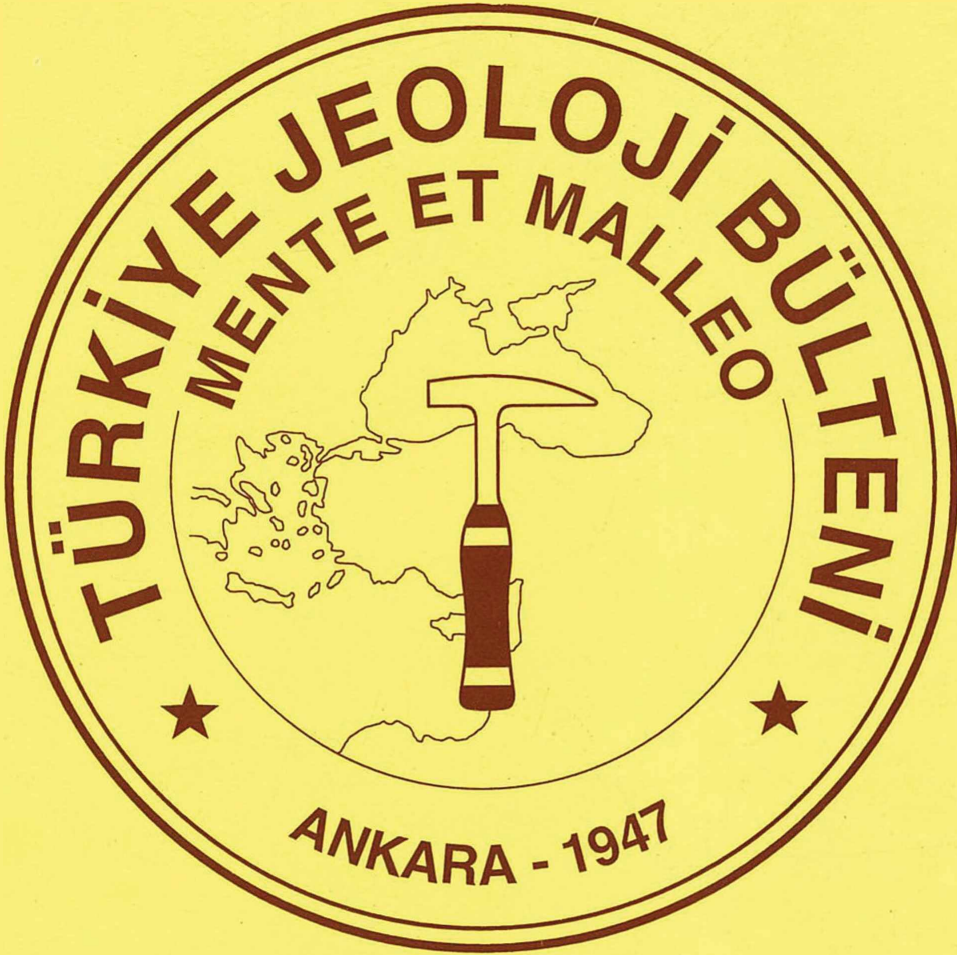
TÜRKİYE JEOLojİ BÜLTENİ

Geological Bulletin of Turkey

Ağustos 1992 Cilt 35 Sayı 2

August 1992 Volume 35 Number 2

ISSN 1016-9164



TMMOB JEOLojİ MÜHENDİSLERİ ODASI
Chamber of Geological Engineers of Turkey

TMMOB
JEOLJİ MÜHENDİSLERİ ODASI
Chamber of Geological Engineers of Turkey

YÖNETİM KURULU (Executive Board)

Behiç ÇONGAR	Başkan (President)
Hikmet TÜMER	İkinci Başkan (Vice President)
Yılmaz SOYSAL	Yazman (Secretary)
İsmail YİĞİTEL	Sayman (Treasurer)
Ethem ATASOY	Mesleki Uygulamalar ve Yayın Üyesi (Member of Professional Activities and Publications)
Mesude AYDAN	Sosyal İlişkiler Üyesi (Member of Social Affairs)
Hayrettin KADIOĞLU	Üye (Member)

TÜRKİYE JEOLJİ BÜLTENİ
Geological Bulletin of Turkey

YAYIM KURULU (Publication Board)

Yayın Kurulu Yazmanı (Admission Secretary)
Halil TURKMEN (MTA)

Editörler (Editors)
Doç. Dr. Yavuz OKAN (AÜFF) - Doç. Dr. Baki VAROL (AÜFF)

Teknik Yönetmenler (Technical Editors)
Hilmi YAĞCI (MTA) - Kuddusi KARAKUŞ (AÜFF)

Makaleleri İnceleyenler (Editorial Board)

Prof. Dr. Erol AKYOL (DEÜMF) — Dr. Tuncay ERCAN (MTA) — Prof. Dr. Ayhan ERLER (ODTÜ)
Doç. Dr. Ergüzer BİNGÖL (MTA) — Prof. Dr. Cavit DEMİRKOL (ÇÜMF) — Prof. Dr. Eran NAKOMAN (DEÜMF)
Dr. Neşat KONAK (MTA) Prof. Dr. Engin MERİÇ (İÜMF) — Doç. Dr. Yavuz OKAN (AÜFF)
Dr. Mustafa ŞENEL (MTA) — Prof. Dr. Vedia TOKER (AÜFF) — Doç. Dr. Taner ÜNLÜ (AÜFF)
Doç. Dr. Baki VAROL (AÜFF) — Doç. Dr. Fuzuli YAĞMURLU (AÜMMF) — Dr. Necati AKDENİZ (MTA)

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

Bülten TMMOB Jeoloji Mühendisleri Odası üyelerine ücretsiz gönderilir. Bülten'in mevcut sayıları yazışma adresinden ücreti karşılığı sağlanabilir.

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

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

Yazışma adresi

TMMOB
JEOLJİ MÜHENDİSLERİ ODASI
Posta Kutusu 507 - Kızılay, 06424 ANKARA
Tlf: (4) 434 36 01 - 432 30 85
Fax: (4) 434 23 88

Correspondence address

TMMOB
JEOLJİ MÜHENDİSLERİ ODASI
Chamber of Geological Engineers of Turkey
Posta Kutusu 464 - Kızılay, 06424 ANKARA/TURKEY
Phone : (90-4) 434 36 01 - 432 30 85
Fax : (90-4) 434 23 88

TÜRKİYE JEOLojİ BÜLTEN

Ağustos, 1992 Cilt 35 Sayı2
August, 1992 Vol. 35 No 2

Geological Bulletin of Turk
ISSN 1016 - 91

İÇİNDEKİLER (CONTENTS)

İç Anadolu Üst Maestrihtiyen'inde yeni Mr cins (Foranümfür) ve türü : Postomphalocyclus meriçi Postomphalocyclus meriçi (Foraminifera)* a new genus and species from the Upper Maastrichtian of Central Anatolia

NURDAN İNAN 1

Dirmil (Burdur) ve güneyindeki tektonik ve neo* otokton birimlerin stratigrafisi ve ortamsal yorumu Stratigraphy and environmental interpretation of the tectonic and neotectonic units around Dirmil, Burdur and its southern side

..... ŞÜKRÜ ERSOY 9

Kütahya Turanocağı ve Öртаocak Manyezit Bölgeleri sondaj verilerinin jeostatistiksel yöntemlerle değerlendirilmesi Evaluation of Drill«Log Data from Kütahya Turanocağı and Öртаocak Magnesite Regions by geostatistical methods

..... GÜRKAN YERSEL - CAN AYDAY 25

Zile (Tqjcat) Yöresinin Stratigrafisi Stratigraphy of Zile (Tokat) Region

..... MEHMET AKYAZI - MAMMUTTUNÇ 35

Şerefköy (Muğla-Yatağan) Geç Miyosenine ait bir FeHs cf eatus (Carnivora, Mammalia) buluntusu FeHs cf. eatus (Carnivora - Mammalia) from the Late Miocene of Şerefköy (Muğla - Yatağan)

..... FIRAL ARSLAN 47

Rahmanlar (Selendi; - Manisa) Cu-Pb-Zn yatağının çevresindeki volkanitlerin petrojenetik incelenmesi Petrogenetic investigation of volcanites in around of Rahmanlar (Selendi-ljtanisa) Cu-Pb-Zn deposit

..... İLYAS NUHÖĞLU 51

Pertek-Demürek (Tunceli) Skarn tipi manyetit ve ilişkili bakır cevherleşmeleri Pertek-Demürek (Tunceli) skarn type magnetite and associated copper mineralizations

..... AHMETSAGIROĞLU 63

Ulukışla-Çamardı (Niğde) Magmatitlerin petrografisi ve jeokimyası Petrography and geochemistry of the Ulukışla-Çamardı (Niğde) magmatites

..... HALİL BAŞ - NİJDET POYRAZ
DIEIERJUNG'71

Ankara güneyindeki Eymir Gölü'nün batımetresi ve taban sedimanları Bathymetry and Bottom Sediments of Lake Eymir, South of Ankara

..... T, KEMAL TÜRELİ - TEOMAN NORMAN 91

Bolkardağı yöresi (Ulukışla/Niğde) çinko-kurşun yataklarının jeokimyasal incelemesi Geochemical investigation of the zinc-lead deposits in the Bolkardağı (Ulukışla/Niğde-Turkey) district

..... SEDATTEMUR 101

Avnik (Bingöl) metamorfik manyetit oluşuklarının jeokimyası, jeostatistiksel incelenmesi ve köken« lerij î n irdelenmesi

Geochemistry and geostatistical investigation of the magnetites from metamorphic deposits of Avnik / Bingo* and interpretation of their genesis

..... HÜSEYİN ÇELEBİ 115

İ* ay bint ve Kop Dağları (KB Erzurum) yöresindeki Calpionellid biyozonları (Üst jurasik - Alt Kretase) Calpionellid Biozonation in Bayburt and Kop Mountains (NW Erzurum) area (Upper Jurassic - Lower Cretaceous)

..... AŞKIN BURŞUK 127

Ordu - Ünye - Fatsa - Aybastı yöresindeki altın aramalarına çok değişkenli istatistik yöntemlerinin uygulanması ve jeokimyasal yorumu

Utilization of multivariate statistical techniques in gold exploration: A case study for the evaluation of geochemical data from the region of Ordu-Ünye-Fatsa-Aybastı

..... NECATİ TÜYSÜZ 141

İÇ ANADOLU ÜST MAESTRIHTİYENİNDE YENİ BİR CİNS (FORAMİNİFER) VE TÜRÜ: POSTOMPHALOCYCLUS MERİÇİ

Postomphalocyclus meriçi (Foraminifera). a new genus and species from the Upper Maastrichtian of Central Anatolia

NURDAN İNAN C.Ü.MJFJeoloji Mühendisliği Bölümü, SİVAS

ÖZ : İç Anadolu Üst Maestrihtiyen'inde (Malatya, Sivas, Niksar), Postomphalocyclus yeni cinsi (Foraminifer) tanımlanmıştır. Yeni cins, kavkısının sadece bir tarafında bulunan lateral locaları nedeniyle, Omphalocyclus evouisyonunda bir basamak olarak düşünülmüştür.

ABSTRACT: A new genus, of Maastrichtian» Postomphalocyclus, is described from the Central Anatolia (Malatya, Sivas, Niksar). This new genus is thought to be established as an evolution of Omphalocyclus according to its lateral chamber which is located impartial of the shell

GİRİŞ

Omphalocyclus» cinsi, ilk kez 1816'da Lamarck tarafından, kavkısının lateral locadan yoksun oluşu vurgulanarak, Orbulites maeropora olarak tanımlanmış; 1853'de, Bronn tarafından yeni bir cins olduğu tesbit edilmiştir. Bu form, değişik araştırmacıların, küçük farklılıklarla değişik adlamalarına konu olmuştur,

Orbulites maeropora Lamarck, 1816

Orbitulites maeropora var, erassa Quenstedt, 1879

Orbitulites maeropora var, tenuis Quenstedt, 1879

Orbitolites disculus Leymerie, 1851

Omphalocyclus maeroporus var, schlumbergeri Silvestri, 1908

Omphalocyclus maeroporus (Lamarck) olarak bilinen tek türü (Vredenburg, 1908, Douville, 1920, Galoway, 1928, Cushman, 1933, Küpper, 1954, Renz, 1955» Neumann, 1958, Mëfiç, 1964, 1967a, 1967b, Hottinger, 1981, İnan, 1988a) Akdeniz kuşağının Üst Maestrihtiyen yaşlı yüzleklerinde bol olarak bulunur (Levha I, şekil 1).

1980'de Meriç tarafından tanımlanan Pseudomphalocyclus cinsi, tüm genel karakterlerinin Omphalocyclus benzemesine karşın, kavkısının her iki yanında yer alan lateral loca ve pilyeleriyle ayırdedilir. Pseudomphalocyclus blumenthali Meriç olarak, bilinen tek türü (Levha I., şekil 2), ülkemizin Üst Maestrihtiyen yaşlı yüzleklerinde bol olarak bulunur (Sirel, 1986, Meriç, 1987, Meriç ve diğr., 1987, İnan 1988a, 1988b)

Bu çalışmada, Pseudomphalocyclus yeni cinsi, Tecer Formasyonunun (İnan ve İnan, 1987,1990) Tecer dağları kesiminde, Koyulhisar'da (Sivas) İğdir Formasyonunun (İnan ve diğr., 1992), Niksar'da Erencik Formasyonunun (İnan ve Temiz, 1992) alt seviyelerinde ve Hekimhan'da (Malatya) Güzelyurt Formasyonunda (Bozkaya, 1991) Üst Maestrihtiyen yaşlı Orbitoides médius (d'Archiac), Orbitoides apiculatus Schlumberger, Omphalocyclus maeroporus (Lamarck), Pseudomphalocyclus blumenthali Meriç, Loftusia minor Cox, Hellenocyclina beotica Reiche!, Siderolites calcitrapoides Lamarck, Sirtina orbitoidiformis Brönnimann, Smoutina cruysi Drooger, Laffiteina marsicana Farinacci benük foraminifer topluluğunda tesbit edilmiştir (Şekil 1),

SİSTEMATİK TANIMLAMA

Familya ORBITOİDİDAE Schwager, 1876

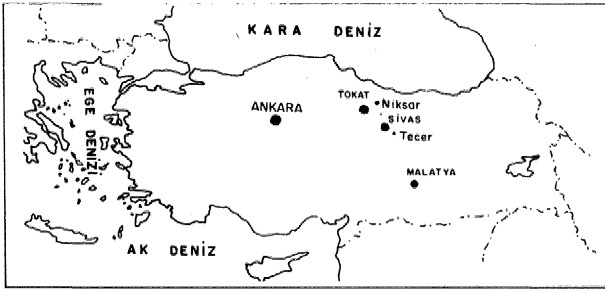
Alt Familya ORBITOİDİNAE, Schwager, 1876

Cins Postomphalocyclus n.gen.

Tip tür Postomphalocyclus meriçi n.gen.n.sp,

İsim kökeni: Lateral loca gelişimi nedeniyle, Omphalocyclus'dan sonra anlamına gelmek üzere* Postomphalocyclus adı verilmiştir.

Ayırtman özellikler: Kavkı bikonkav, papyon şeklinde ve hyalin kalker yapıdadır. Unilo-bilo ya da trikoküier olan ilk loca, daima kaim bir çeperle çevrilidir. Kavkı merkezinde orbitoidal localar bulunur. Bunların tüm



Şekil 1 Bulduru haritası,
Figure 1 Location map.

özellikleri, Neumann (1958)'m *Ömphalocyclus* tam mma aynen uygundur, *Ömphalocyclus* ve *Pseudomphalocyclus*'a çok benzer. Ancak, kavkısının sadece tek tarafında yer alan lateral locaları nedeniyle, kolayca ayırdedilir,

Pseudomphalocyclus meriçi n.gen.sp
(Levha I, şekil 3-5, Levha II, şekü 1-8)

İsmin kökeni; Paleontoloji ve Stratigrafi bilimlerine yaptığı değerli katkıları dolayısıyla, Prof. Dr. Engin NfirİÇ'e atfedilmiştir.

Holotip: Eksenel kesit, Levha I, şekü 3.

Depo: Holotip ve Pratipler, Prof. Luc HOTTINGER, Basel Üniversitesi, Paleontoloji-Jeoloji Enstitüsünde; diğer kesitler, Cumhuriyet Üniversitesi, Mühendislik Fakültesinde (Sivas) bulunmaktadır.

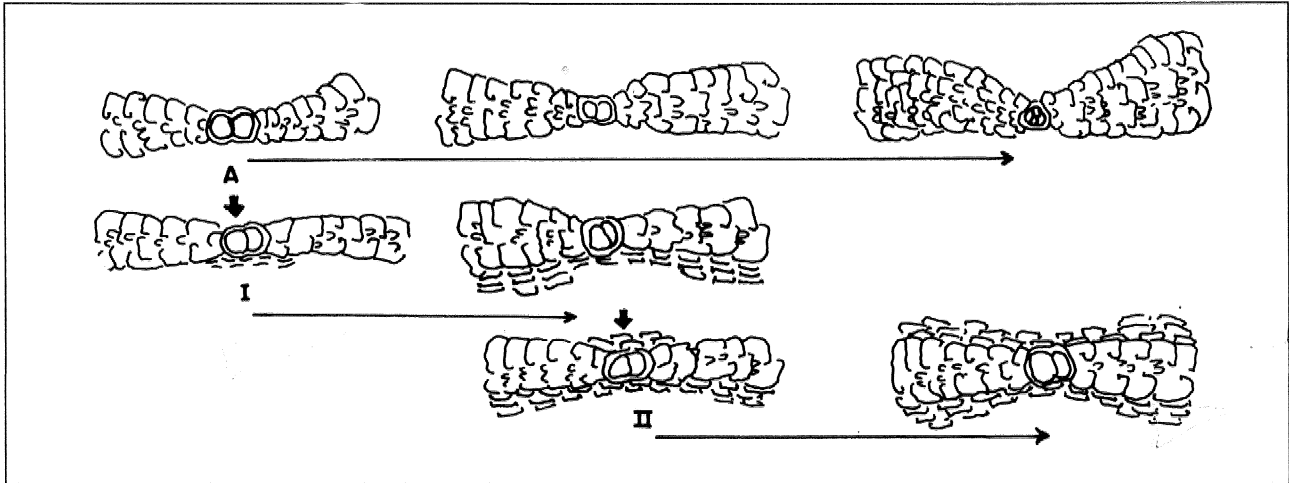
Tip yer: Teer Dağlanm (Sivas) güney cephesi,

Tip seviye: Üst Maestrihtiyen.

Tanımlama: Papyon-kelebek şeklindeki kavkı, lameii hyalin kalker yapıdadır, Eksenel kesitleriyle karakteristiktir. 50-300 mikron genişliğinde ve 75-250 mikron yüksekliğindeki ilk loca, genellikle bilokülerdk. Etrafı, yaklaşık 20 mikron kalınlığında bir çeperle çevrilidir. Merkezde, yan dairesel şeklindeki orbitoidal localar, çevreye doğru, genişliklerinin arup, yüksekliklerinin azalmasıyla dikdörtgenimsi kesit verirler. Lateral localar, kavkının sadece tek bir tarafında, merkezde 2-3 ve çevrede 1-2 sıra olacak şekilde bulunurlar. Genişlikleri 60-160 mikron, yükseklikleri 20-60 mikron olacak şekilde dikdörtgenimsi kesit verirler. 26 tam bireyden alınan ölçülere göre, ekseneli çap 1,25-4 mm ve kalınlık 0,25-0,6 mm ölçülmüştür*

Benzerlik ve farklar: Yeni tür, kavkısının şekli, boyutları ve ekvatoryal orbitoidal locaları bakımından *Ömphalocyclus macroporus* (Lamarck) ve *Pseudomphalocyclus blumenthali* Meriç türlerine çok benzer.

	Eksenel çap	Kalınlık
<i>Ömphalocyclus macroporus</i>	1,2-4 mm	0,2-0,6 mm
<i>Pseudomphalocyclus blumenthali</i>	1,4-2,8 mm	0,22-0,7 mm
<i>Postomphalocyclus meriçi</i>	1,25-4 mm	0,25-0,6 mm



Şekil 2 *Ömphalocyclus* (Lamarck)'da gelişim evrelerinin yorumu.

A-*Ömphalocyclus* (Lamarck)'da bireysel büyüme dönemi.

I- Evolusyonda L basamak:

Postomphalocyclus n.gen,n.sp.

II-Evolusyonda II basamak: *Pseudomphalocyclus* Meriç.

Figure 2 The interpretation of development stages in *Ömphalocyclus* (Lamarck),

A-Ontogenetic growth period in *Ömphalocyclus* (Lamarck).

I- First step of evolution: *Postomphalocyclus* n.gen.n.sp.

II-Second step of evolution: *Pseudomphalocyclus* Meriç,

YENİ BİR FORAMİNİFER

Aynı stratigrafik seviyede (Üst Maestrihtiyen) ve genellikle aynı toplulukta bulunan bu türleri, lateral localalarıyla kolaylıkla ayırdedebiliriz.

« YORUM

Hottinger (1981), Örbitoïdes'de merkezde orbitoidal, yanlarda lateral localaların yer almasıyla oluşmuş temel bir yapı varken, Omphalocyclus'da, localaların ardışıklı düzeninde eşik ve orbitoidal olarak M tip yapının aynı zamanda gerçekleştiğini, orbitoidal localaların hem merkezde (ekvatoryal orbitoidal localalar) hem de kavkının lateral iki yüzeyinde, iki katman oluşturacak şekilde düzenlendiğini (lateral orbitoidal localalar), böylece, bireysel büyüme döneminde diskin kenar kalınlığının, diskin ekvatoryal kısmında ilave localaların oluşturarak arttığını ileri sürüyor. Dolayısıyla Omphalocyclus cinsinde ilk kez, lateral katman kavramına varmış oluruz (Levha I, şekil 1), Ancak, Pseudomphalocyclus ve Postomphalocyclus yeni cinsindeki lateral localalar, Hottinger'in (1981), Omphalocyclus cinsinde belirttiği bireysel büyüme sonucu oluşan lateral orbitoidal localardan olmayıp, farklı bir morfolojik özelliğidir.

Sistematikte, kalkerli kabukların silisleşmesi, kristalleşmesi gibi, fosilleşme etkisiyle olan değişiklikler, ortamdaki tuz oranının artma ya da eksilmesiyle loca şekillerinin değişmesi, yaşlı (senile) formlarda düzensizleşmesi gibi büyüme tarzıyla ilişkili değişiklikler, ikiz fertler gibi anomaliler, aynı bir türün genç (juvenil), olgun (adult), yaşlı (senile) ferden arasındaki loca sayısı, genişliği, uzunluğu gibi, yaşama ortamı ve biyolojik fonksiyonların sonucu olan benzerlik ve farklar kullanılmaz. Sistematikte takson ayrımı, kabuk yapısı, kabuk şekli, kabuk süsleri, lam spiralin sarılımları, loca düzeni, loca şekli, ağız açıklıklarının şekil ve konumları gibi morfolojik özelliklere göre yapılır,

Locaların ombilikal kabuk kısmına doğru gelişmesi, büyümesi ve iç boşluklarının (vaküol) düzenlenmesiyle, lateral kavki kalınlaşır ve parçalara ayrılır. Bunun sonucunda, yanlarla ilişkili, konsantrik ya da dairesel localalar olarak düzenlenmiş lateral localalar meydana gelir. Bu lateral localalar, stolonlar aracılığıyla ekvatoryal localalarla bağlantılıdır, Bu anlamda, lateral loca ve stolonlar, morfolojik karakterler olup- takson aynında birer kriterdirler. Bunun örneğini Örbitoïdes Sivasella, Hellenocyclus'ta üçlüsünde de görüyoruz, Örbitoïdes, merkezde yarımay şeklinde ekvatoryal loca dizisi, kavkısının her iki yanında lateral loca ve stolonlar taşırken, Sivasella* merkezde yarımay şeklinde ekvatoryal loca dizisi, kavkısının yalnızca bir tarafında lateral loca ve stolonlar, diğer tarafında kalsit dolgu, Mellenocyclus ise, merkezde yarımay şeklinde ekva-

toral loca dizisi, kavkısının her iki yanında kalsit dolgu taşımakta, lateral loca ve stolon bulundurmamaktadır.

Omphalocyclus Pseudomphalocyclus ve Postomphalocyclus yeni cinsi üçlüsünde, şöyle bir yorum yapabiliriz. Bireysel büyüme döneminde (Sekile 2A) Omphalocyclus diskinin kenar kalınlığı, ekvatoryal kısmında ilave localaların oluşmasıyla artmaktadır (Levha I, şekil 1). Bir kısım Omphalocyclus'da kavkının ombilikal yan kısmının sadece tek tarafta parçalara ayrılmasıyla, önceleri merkezde (Levha II, şekil 3,5) lateral localalar meydana gelmekte (Postomphalocyclus devresi), bireysel büyüme döneminde bu lateral localar kavkının periferal kısmına yayılmakta (Levha I, şekil 3, Levha II, şekil 1) ve sayıları artmaktadır (Şekil 2, I), Kavkının, diğer ombilikal yan kısmında, önceleri merkezde lateral localaların başlamakta (Pseudomphalocyclus devresi), bunlar bireysel büyüme döneminde periferal kısma yayılmakta (Levha I, şekil 2) ve sayısını artırmaktadır (Şekil 2, II). Böylece, Omphalocyclus'da bireysel büyüme döneminde, localaların ardışıklı düzeninden farklı olarak, lateral localalarla belirlenen, I. evolüsyon basamağını Postomphalocyclus yeni cinsi, II. basamağını, Pseudomphalocyclus cinsi olarak ayırdedebiliriz,

DEĞİNİLEN BELGELER

- Bozkaya, Ö., 1991, Hekimhan güneyi (KB Malatya) Üst Kretase-Tersiyer yaşlı sedimanter istifin mineralojik-petrografik ve jeokimyasal incelenmesi: C.Ü. Fen Bilimleri Ens., Yüksek Linas Tezi, 227 s., Sivas
- Bronn, H.G., 1853, Lethae Geognosüca, vierte Periode. Kreide-Gebirge. Aufl, Stuttgart, Deutschland. E. Schweizerbart, Bd, 2, 1M15 (1851-52), p.95,
- Cushman, J.A., 1933, Cushman Lab, Foram. Res., Spec. Publ., Sharon, Mass., 4, 296-97.
- Hottinger, L., 1981, Fonctions de la Disposition alternante des loges chez foraminifères et la structure d'Omphalocyclus: Cahiers de Micropaléontologie, 4,45-54,
- İnan, N., 1988a, Sur la presence de Smoutina cruysi Drooger dans le Maastrichtien supérieur de Sivas (Est de la Turquie): Revue de Paléobiologie, 7/2,467-475.
- İnan, N., 1988b, Cuneolina ketini (Foraminifera) n.sp. du Maastrichtien d'Anatolie Gentile (Turquie); Revue de Paléobiologie, 7/2,327-333,
- İnan, N. ve İnan, S., 1990, Gürievik kireçtaşlarının (Sivas) özellikleri ve önerilen yeni isim: Tecer Formasyonu: Türkiye Jeoloji Bülteni, 33/1,51-56,
- İnan, N., Kurt, İ. ve Demirbaş, M., 1992, Kretase-Paleosen geçişinde yeni paleoitolojik bulgular: İğdir kireçtaşı

- (Koyulhisar-Sivas): 45. Türkiye Jeoloji Kurultayı Bildiri Özleri, 28.
- İnan, N. ve Temiz, H., 1992, Niksar (Tokat) yöresinde Kre-
tase/Tersiyer geçişinin litosratigrafik ve biyosfat-
igrafik özellikleri: Türkiye Jeoloji Bülteni, 35/1,
39-47.
- İnan S. ve İnan, N., 1987, Tecer kireçtaşı Formasyonunun
stratigrafik tanımlaması: G* Ü* Müh, Fak, Dergisi,
Yerbilimleri, 4/1,12-22,
- Küpper, K., 1954, Notes on Upper Cretaceous Larger R>
raminifera* İL Genera of the subfamily Örboidinae
with remarks on the microspheric generation of Orbi-
toides and Omphalocyclus: Cushman Found,
Foram, Res., Contr., 5/4,179-184,
- Lamarck, JJB, 1816, Histoire naturelle des animaux sans
vertèbres. Verdiere, Paris, France, tome % p. 197,
- Leymerie, A*, 1851, Mémoire sur un nouveau type Pyr-
néen. Soc. Géol France Mém», sér, 2, vol 4, p. 177-
202,
- Meriç, E., 1964, Qrboididaelerin çoğalması hakkında:
MTA Enstitüsü Dergisi, 63, 22-28.
- Meriç, E., 1967a, An aspect of ömphaiocyclus macropoms
(Lamarck): Micropaleontology, 13/6,369-380
- Meriç» E., 1967b, Sur quelques Loftusiidae et Orbitoididae
de la Turquie: Rev. Fae. Sei, Univ, 1st, Sér, B, 32 (1-
2), 1^58,
- Meriç, E., 1980» Pseudomphalocyclus blumenthali, a new
genus and species from the Upper Maastrichtian of
southern Turkey: Micropaleontology, 26/1,84-89
- Meriç, E., 1987 Adıyaman yöresinin biyostratigrafik
incelemesi: Türkiye 7, Petrol Kongresi: 141-153
- Meriç, E., Oktay, F.Y., Toker, V., Tansel i ve Duru, M.,
1987, Adıyaman yöresi Üst Kretase-Eosen istifinin
sedimanter jeolojisi ve biyostratigrafisi (foramini-
fer, nannoplankton, ostraeod): TJK Bült, 30/2,19-
33.
- Neumann, M», 1958, Révision des Orbitoidés de Crétaé et
de TEocene en Aquitaine occidentale: Soc. Géol
France, Mém., 83,1-174.
- Quenstedt, F.A., 1879, Petrefactenkunde Deutschlands.
Korallen (Röhren-und Sternkorallen). Leipzig:
Fues's Verlag, voL 6 (1881), 8,337-496.
- Renz, H.H. 1955, Some Upper Cretaceous and Lower Ter-
tiary foraminifera from Aragua and Guarico, Vene«
zuela: Micropaleontology, 1/1,52-71.
- Silvestri, A., 1908, Fossiii cretacei della contada Calsasae-
co presso Termini Imerese Palermo): Palaeontop.
Italica, 14,121-170.
- Sirel, E. Dağ, Z, ve Sözeri, B., 1986, Some biostrati-
graphic and paleogeographic observations on the
Cretaceous/Tertiary boundary in the Haymana-
Polatlı region (Central Turkey): Lecture Notes in
Earth Sciences Vol. 8, Global Bio-Events, 385-396.
- Temiz, H., 1989, Niksar (Tokat) güneydoğusunda Kuzey
Anadolu Fay Zonunun Jeolojik ve tektonik
özellikleri: C.Ü. Fen Bilimleri Ens., Yüksek Lisans
Tezi.
- Vredenburg, E.W., 1908, The Cretaceous Orbitoides of
India: Geol Survey, Rec., 36,171-213.

Levha I

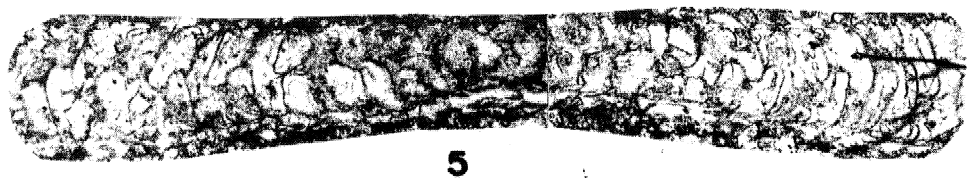
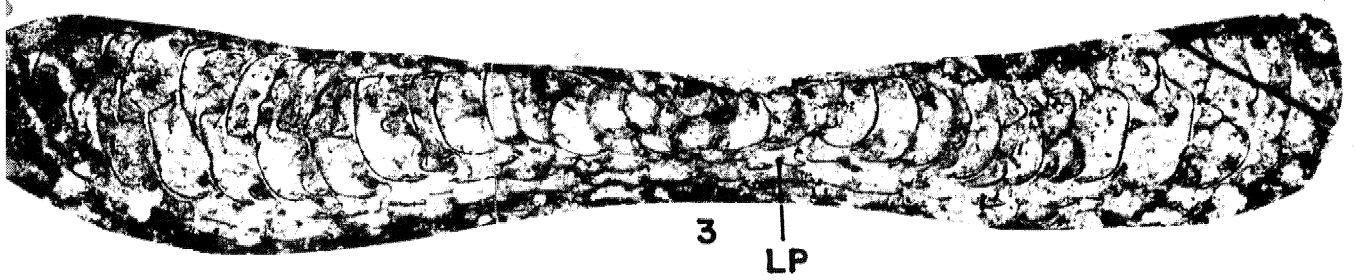
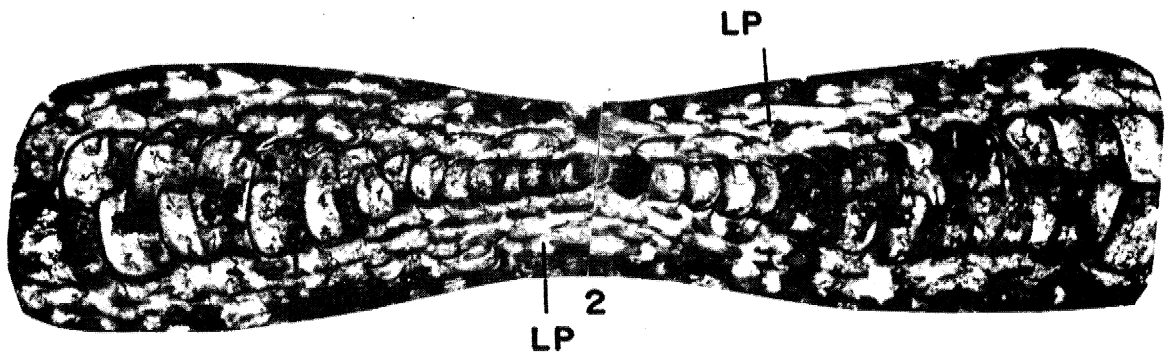
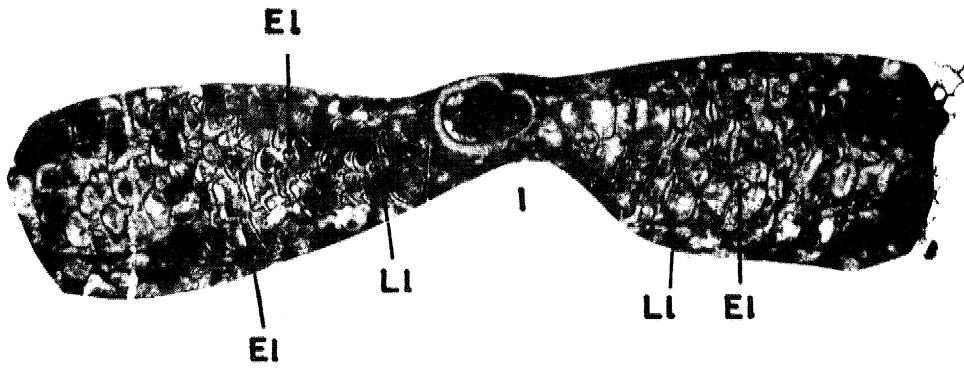
Omphalocyclus macroporus (Lamarck)
Benibaşı (Tecer Dağlan), B16, Üst Maestrihtiyen

- Şekil 1 Eksenel kesit, olgun birey.
El»Ekvatoryal orbitoidal locacıklar
LI-Lateral orbitoidal locacMar (Hottinger, 1981)
Pseudomphalocyclus blumenthali Meriç
Bentbaşı (Tecer Dağlan), B19, Üst Maestrihtiyen
- Şekil 2 Eksenel kesit.
LP-Lateral loca ve pilyeler
Postomphalocyclus meriçi n.gen.n.sp.
Ben&aşı ve güney yamaçlar (Tecer Dağlan), B6>
B6, N411, Üst Maestrihtiyen
- Şekil 3 Holotip, Eksenel kesit.
- Şekil 4 Paratip, Eksenel kesit*
- Şekil 5 Eksenel kesit

Plate I

- Omphalocyclus macroporus (Lamarck)
Bentbaşı (Tecer Dağlan), B16, Upper Maastrichtian
Figure 1 Axial section, Adulte individuate,
El-Equatorial orbitoidal little chambers
LI- Lateral orbitoidal little chambers (Hottinger, 1981)
Pseudomphalocyclus blumenthali Meriç
Bentbaşı (Tecer Dağlan), B19, Upper Maastricht
Figure 2 Axial section.
LP-Lateral chambers and pMars
Postomphalocyclus meriçi n.gen,n.sp,
Bentbaşı and southern slope (Tecer Dağlan), B6, B6, N411, ◀
Upper Maasttichtian
Figure 3 Holotype, Axial section.
Figure 4 Paratype, Axial section.
Figure 5 Axial section.

0.12mm.



Levha II

Postomphalocyclus meriçi n.gen.n.sp,

Bentbaşı ve güney yamaçlar (Tecer Dağlan), Üst Maestrihüyen

Şekil 1 Paratip, Eksenel kesit, B9.

Şekil 2 Oblik kesit, N411.

Şekil 3-4 Eğik kesitler, N411.

Şekü 5-8 Eksenel kesitler, N411, B9, N411, N411.

Plate II

Postomphalocyclus meriçi n.gen.n.sp.

Bengasi and southern slope (Tecer Dağlan), Upper Maasüichüan

Figure İ Paratype* Axial section, B9,

Figure 2 Oblique section, N411.

Figure 3-4 Transverse sections, N411»

Figure 5-S Axial sections, N411, B9» N411, N411.

Levha IH

Postomphalocyclus meriçi n,gen,n,sp,

Koyulhisar, 91/30, Üst Maestrihüyen

Şekil İ-S Eksenel kesitler,

Şekil 6 Eğik kesit.

Plate III

Postomphalocyclus meriçi n,gen*n,sp,

Koyulhisar, 91/30, Upper Maastrichtian

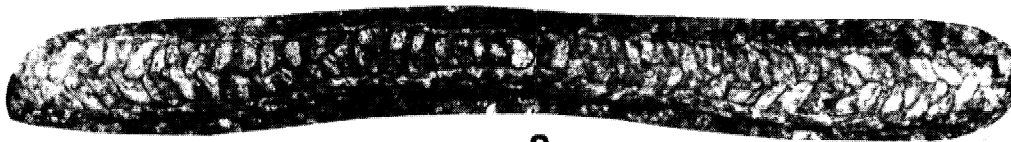
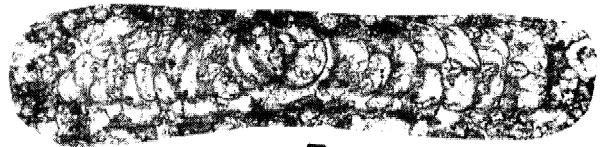
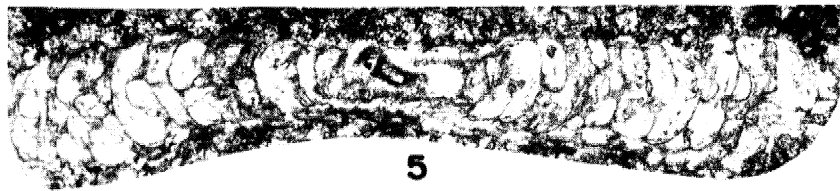
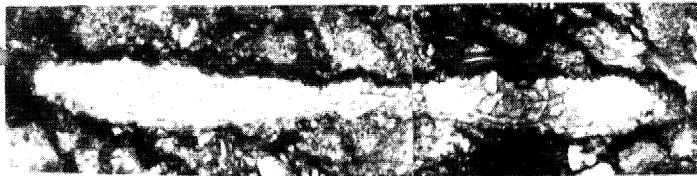
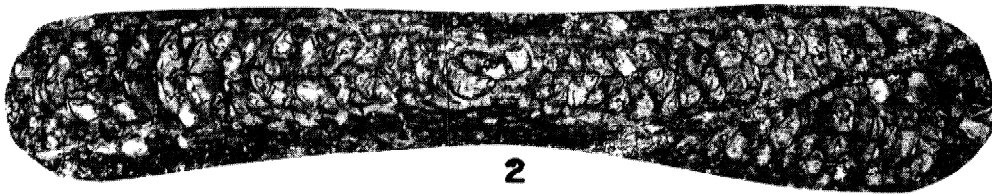
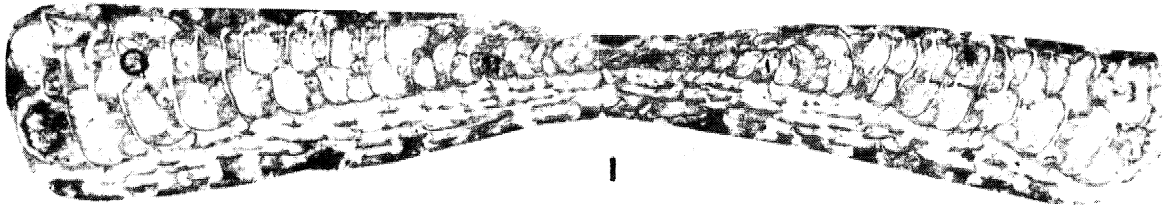
Figure 1-5 Axial sections*

Figure 6 Tmnverse section.

YENİ BİR FORAMİNİFER

0.12mm.

Levha II
Plate II



Levha III
Plate III

0.3 mm.



DIRMİL (BURDUR) VE GÜNEYİNDEKİ TEKTONİK VE NEOOTOKTON BİRİMLERİN STRATİGRAFİSİ VE ORTAMSAL YORUMU

Stratigraphy and environmental interpretation of the tectonic and neotectonic units around Dirmil, Burdur and its southern side

ŞÜKRÜ ERSOY İstanbul Üniversitesi Mühendislik Fak, Jeoloji Müh, Bölümü, Avcılar, İSTANBUL

ÖZ: Bu incelemede» Güneybatı Anadolu'da, Dirmil (Burdur) ve onun güneyinde yer alan 560 km²'lik bir alanın stratigrafisi incelenmiş ve tortullaşma ortamı ortaya konulmaya çalışılmıştır. Bölgedeki çökel kayaçlar, tektonik dilimler halinde bulunan yaşlı çökeller (Üst Triyas-Eosen) ile Neojen ve sonrası yaşlı genç çökeller olmak üzere iki gruba ayrılmıştır. Yaşlı çökeller ortamsal olarak kabaca Üst Triyas-Liyas döneminde neritik, Jura-Üst Kretase döneminde yarı pelajik ve pelajik, Üst Kretase sonundan itibaren kıvrıntı fasiyeslidir. Genç çökeller ise başta gösel olmak üzere çeşitli karasal fasiyeslerde temsil edilir,

ABSTRACT: The purpose of this study is to explain stratigraphy and depositional environment of the units around Dirmil (Burdur) on the SW Anatolia. The units are divided into the two groups, the young sediments of Neogene and post-Neogene age and older sediments of Upper Triassic-Eocene age. The older ones are technically situated at the present time, and dominated by neritic facies during the Upper Triassic-Lias time» hemi-pelagic facies during the Jurassic-Upper Cretaceous time, detritic facies after the Uppermost Cretaceous time concerning depositional environment. The young deposits are represented by continental deposits of lacustrine facies,

GİRİŞ

Güneybatı Anadolu'da Fethiye (Muğla) ile Gölhisar (Burdur) arasında kalan inceleme alanı (Şekil 1) Üst Kretase-Orta Miyosen kompresyonel fazlarında birbirini izleyen bindirmelerle Beydağkn önülkesi üzerine yerleşen tektonik dilimlerden oluşmuştur. Yaygın adıyla Likya napları (Brunn ve dig., 1970) ya da Bozkır napları (Özgül, 1976) olarak bilinen bu tektonik birimler yazar tarafından Batı Toros napları (Ersoy, 1989) olarak değiştirilmiştir.

Yaklaşık 560 km²'lik inceleme alanında yukarıda sözü edilen tektonik dilimlerden meydana gelen temel birimler» genç tektonik dönemde gerilmeli rejime bağlı olarak çökelmiş karasal tortullar tarafından uyumsuz olarak örtülür. İncelemede ilk olarak, bölgede çalışan önceki araştırmacıların görüşleri verilecek, bunu takiben tüm birimlerin stratigrafik özellikleri anlatılacaktır. En son bölümde ise bölgenin Triyas'tan başlayarak paleocografik evrimi İrdelenecektir,

ÖNCEKİ ÇALIŞMALAR

Bölgede yapılan ilk incelemeler gözlemler şeklindedir, Bunlardan, Phillipson (1915) "Küçük Asya'nın Batı Kısmında Gezi ve İncelemeler (Reisen und Forschungen im Westlichen Kleinasien)" adlı eserinde, bölgenin günümüz koşullarında bile ayrıntılı sayılabilecek jeoloji haritasını yapmıştır. İnceleme alanındaki Sekiçayı formas-

yonu, araştırmacı tarafından Cereme Formasyonu adı ile Orta Triyas'tan başlatılmıştır,

Colin (1962), Fethiye-Elmalı-Kaş-Finike ve dolayının jeolojisi adlı makalesinde bölgeyi stratigrafik ve tektonik yönden kısımlara ayırmıştır. İnceleme alanındaki Güney Dağı kısmında yüzeyleyen ofiyolitlerin Mesozoyik karbonatlarının üzerine geldiğini belirtmiştir. Araştırmacı, Elmalı Flişi adını verdiği kıvrıntıların Eosen-Alt Miyosen aralığında çökeldiğini belirtmiştir»

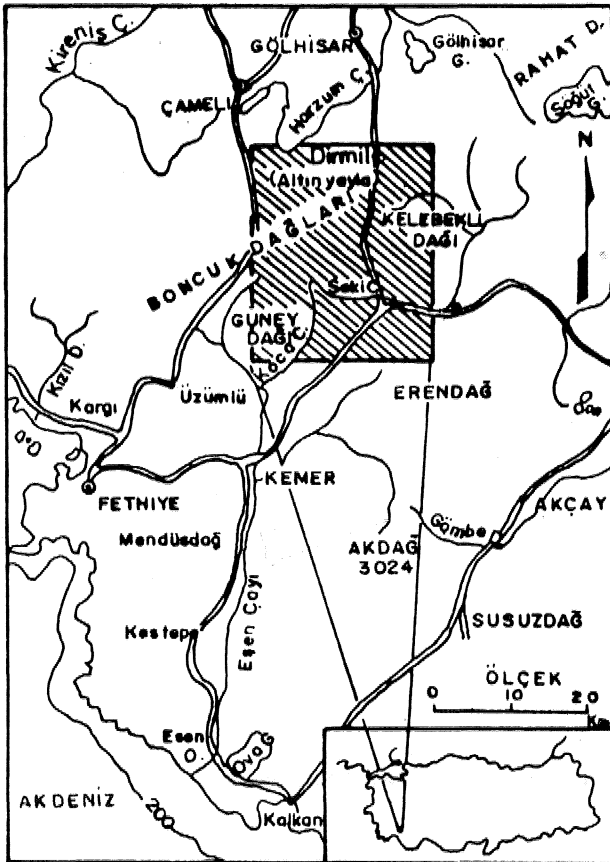
Richard (1967), Göçek tektonik penceresinde yaptığı stratigrafik incelemede otoktonda Paieosen?-Eosen yaşlı çökeUerin Üst Kretase karbonatları üzerine uyumsuz olarak geldiğini ve Miyosen karbonatlarının da aynı şekilde Eoseni uyumsuz olarak örttüğünü belirtir. Otokton istif, Burdigaliyen detritüderi ile son bulur,

Orombeili ve dig. (1967), Datça yarımadasında Üst Triyas-Liyas dolomitik karbonatları, Orta-Üst (?) Jura radyolaritleri, Tihoniyen-Alt Maastrichtiyen çörtlü kireçtaşları, Üst Maastrichtiyen'den başlayan flišimsi birimleri Eosen'e kadar aynı kesitte göremediklerinden bu iki dönem arasında kırıntılı çökeliminde olası bir straügrafik kesikliğin (gap) olduğunu düşünmüşlerdir,

Graciansky (1968), özellikle Batı Likya napları dolayında yaptığı incelemelerinde nap dilimlerini Karadağ, Haticeana dağ, Köyceğiz ve İnnice adlarıyla birkaç seriye

ayırmıştır. En üstte bunları tektonik olarak peridotit ve kristalin ekaylar üzerler. Alttaki otoktonun bu napları Miyosen yaşlı öüstostramal bir yastıkla taşıdığını belirten araştırmacı ayırtladığı serilerde Karbonifer'in pelitik çökeilerle, Permien'in dolomitik kireçtaşları, spilitli şeyil ve kumtaşlarıyla, Triyas'ın kırmızı kumtaşları ve neritik karbonatlarla, Jura'nın altta neritik, üstte pelajik karbonatlarla, Kretase'nin son dönemine kadar yine pelajiklerle Geç Üst Kretase-Paleosen'in kırıntılarla temsil edildiğini kaydetmiştir. Araştırmacı, peridotitlerin kökeninin güneyden çok, kuzeye Menderes Masifine doğru aranması gerektiğini vurgulamıştır.

Brunn ve diğ. (1970, 1974), Baü Toroslarda napların kökenini araştıran ayrıntılı çalışmalar yapmıştır* Özellikle otokton ile Likya, Antalya, Beyşehir-Hoyran-Hadım naplarının stratigrafisi ve tektoniği üzerine incelemelerde bulunan araştırmacılar Likya naplarının kuzeyden geldiğini, yerleşme yaşının Langiyen olduğunu, Beyşehir-Hoyran-Hadım naplarının yine kuzeyden geldiğini, fakat yerleşme yaşının Lütisiyen-Priaboniyen olduğunu ileri sürmüş; Antalya naplarının nereden geldiğinin tartışmalı olduğunu belirtmişlerdir. Ayrıca, Likya naplarının doğu ve batı olmak üzere ikiye ayrıldığını; Baü Likya naplarının Peridotit napı ile Haticeanadağ, Karadağ ve İnnice gibi sMtigrafik



Şekil 1 İnceleme alanının Yer Buldum Haritası.
Figure 1 The Location Map of the investigated Area.

istiflerden oluşan ara alloktondan, Doğu Likya naplarının ise Eosen flişten oluşan bir alt birlik ile 5 ayrı üiteden (Gümüşlü, Gülbahar, Domuzdağ, Yeleme ve Ofiyolit) olduğunu ifade etmişlerdir»

Bremmer (1971), Menderes Masifinin kuzey ve güneyindeki istiflerin farklılığına işaret etmiş ve Likya naplarının Menderes Masifinin kuzeyinden derlenmiş olabileceğini, ancak güneyden kökenlenmiş olabileceğini, çünkü yürüme miktarının sınırlı olduğunu ileri sürmüştür*

Özgül (1976), tüm Torosları içeren yayınında, Torosları birbiriyle tektonik dokanaklı ve geniş yayılım tektonik birliklere (Bolkardağ, Aladağ, Geyikdağ, Alanya, Bozkır ve Antalya) ayırmıştır. Araştırmacı, Likya naplarını da içeren Bozkır Birliği'nin kuzeyde Menderes Masifinin örtüsünü oluşturan Bolkardağ Birliği ile güneyde Beydağları Otoktonu'nu içeren Geyikdağ Birliği'ni tektonik olarak üzerlediğini kaydetmiştir.

Poisson (1977, 1984), Antalya-Burdur-Korkuteli-Isparta dolayında yaptığı detaylı araştırmalarda bölgeyi üç ana bölüme ele almıştır. Bunlar, Beydağları Otoktonu, Lütisiyen ve Antalya naplarıdır. Beydağları Otoktonu'nun Triyas (?) tan Pliyosen'e kadar devam eden bir istif olduğunu, Antalya naplarının üçe ayrıldığını, Likya naplarının ise Lütisiyen-Oligosen yaşlı Yavuz Ünitesi (en alt nap), Triyas yaşlı Domuzdağ Ünitesi, Üst Triyas-Üst Kretase yaşlı Gülbahar Ünitesi, AltLiyas-Üst Kretase yaşlı Gümüşlü Ünitesi'ne ayrıldığını ifade eden araştırmacı Likya naplarının Langiyen'de, Antalya naplarının ise Maastrichtiyen-Daniyen'de yerleştiğini belirtmiştir. Ona göre Likya naplarının kaynağı Menderes ile Beydağları arasında Üst Liyas'ta açılan Kızılca-Çorakgöl adını verdiği bir teknedir. Burası Antalya naplarının kaynağı olan basen ile ilişkilidir.

Gutnic ve diğ. (1979), Üst Kretase sonrası oluşan Wild fliş serilerinin çökelme mekanizmasını ve yayılımını, Heleno-Torid zinciri içindeki rolünü ortaya koymaya çalışmıştır*

Önalın (1979), Elmalı ile Kaş (Antalya) arasındaki bölgenin stratigrafisi ve jeolojisi adlı çalışmasında, Miyosen'e kadar çıkan otokton istif üzerinde Eosen yaşlı Elmalı Formasyonu ile Üst Paleosen-Eosen yaşlı Elmalı Türü'sü'nden oluşan allokton birimler ayırmıştır. Araştırmacı, napların kökeninin Menderes Masifinin güneyi olması gerektiğini de ifade eder,

Özkaya (1981,1990), Baü Toros naplarını çeşitli dilimlere ayırmış ve bunlar için Poisson ve tarafımızdan düşünülen modele yakın bir biçimde iki farklı paleo-coğrafik kuşak önermiştir. Ayrıca tarafımızdan adlanan genç çökeilerden Elmahyurt formasyonu araştırmacı tarafından Çameli formasyonu olarak adlandırılmış

İNCELEME ALANINDAKİ KAYAÇLARIN LİTOSTRATİGRAFİSİ, TEKTONİK STRATİGRAFİK SİRALANIMINDA (Şekil 2) değil de kronostratigrafik bir sırayla anlatılacaktır. Bunlar alttan üste doğru şu

DİRMİL GÜNEYİNDEKİ TEKTONİK BİRİMLER

birimlerden oluşur;

Güney Dağı grubu

- Sekiçayı formasyonu (Üst Triyas-Alt Jura)
- Karabel Formasyonu (Orta Jura-Üst Kretase)
- Çırkıcak bloklu flişi (Üst Kretase-Paleosen)

KelebekM Dağ grubu

- Dutdere kireçtaşı (Üst Triyas)
- Kaymaklı formasyonu (Alt Jura-Üst Kretase)

Dkmlil olistostromal melanjı (Üst Kretase-Paleosen)

İbrahimler formasyonu (Üst Paleosen)

Elmalı Formasyonu (Orta Eosen)

Genç Çökeller

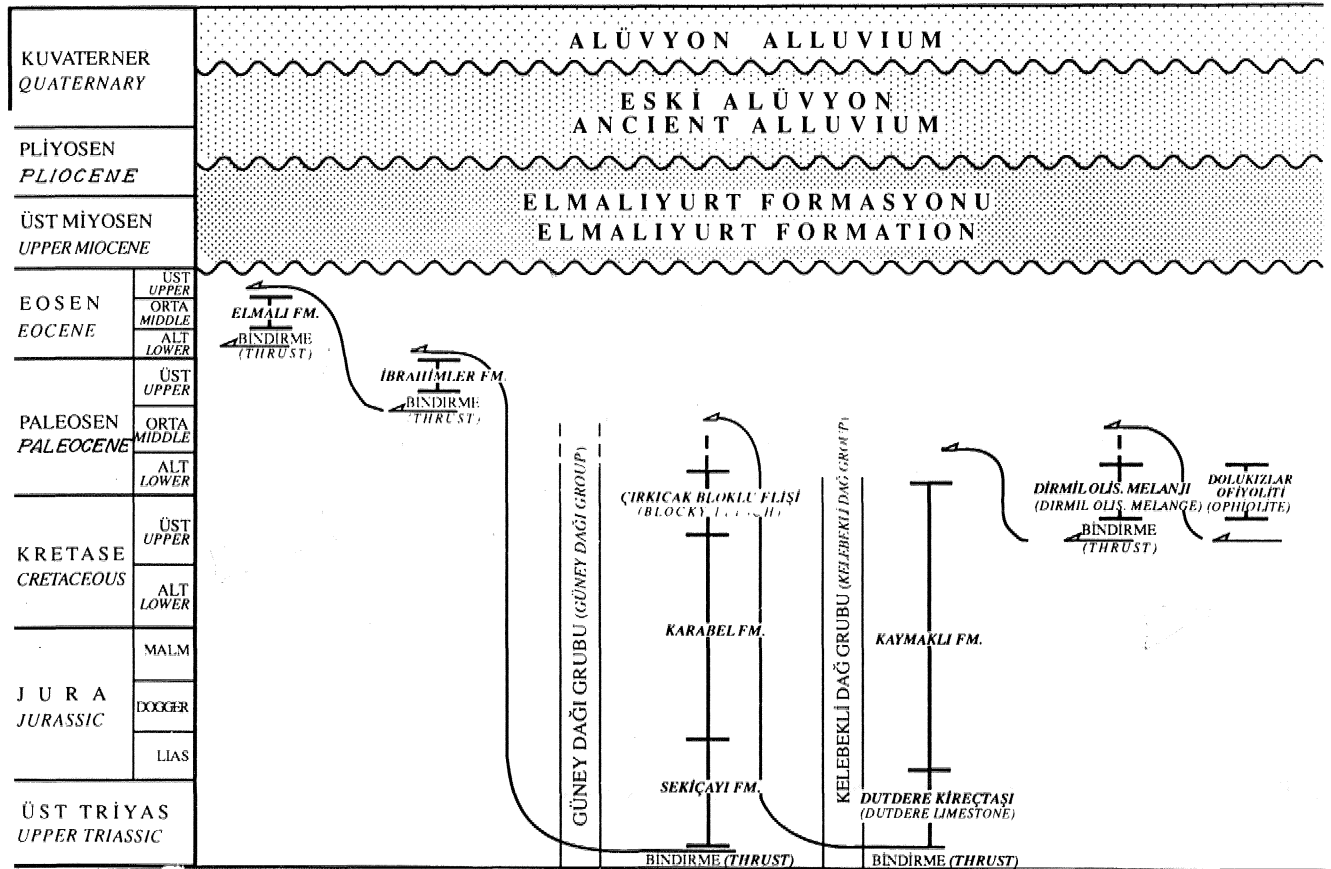
- Elmahyurt formasyonu (Üst Miyosen-Alt Pliyosen)
- Eski Alüvyon (Pliyo-Kuvaterner)
- Alüvyon (Kuvaterner)

Ayrıca, bu çökel istiflerin dışında inceleme alanında ofiyolitik kayalar da yer almaktadır. Bunlar magmatik kayalar başlığı altında ayrıca anlatılacaktır.

Güney Dağı grubu: Bu grubu ait kayalar inceleme alanının güneyinde Güney Dağı'na atfen Ersoy (1989) tarafından adlandırılmıştır (Şekil 3), Bu grub, Graciansky (1968)'in Haticeana dağ serisi, kısmen de Köyceğiz serisi

ile özdeşdir. Bölgede geniş bir alanda yüzeylenen grubun diğer birimler üe dokanağı tektonik iken, sadece neotokton çökeller tarafından uyumsuz olarak örtülür. Grubun en alt birimi olan Sekiçayı formasyonu üe onun üzerine gelen Karabel formasyonu arasındaki dokanak ilişkisi uyumlu iken; Karabel formasyonu ile Çırkıcak bloklu flişi arasındaki ilişki uyumsuz olmakla beraber, uyumlu gözükten yerler de vardır (Şekil 4).

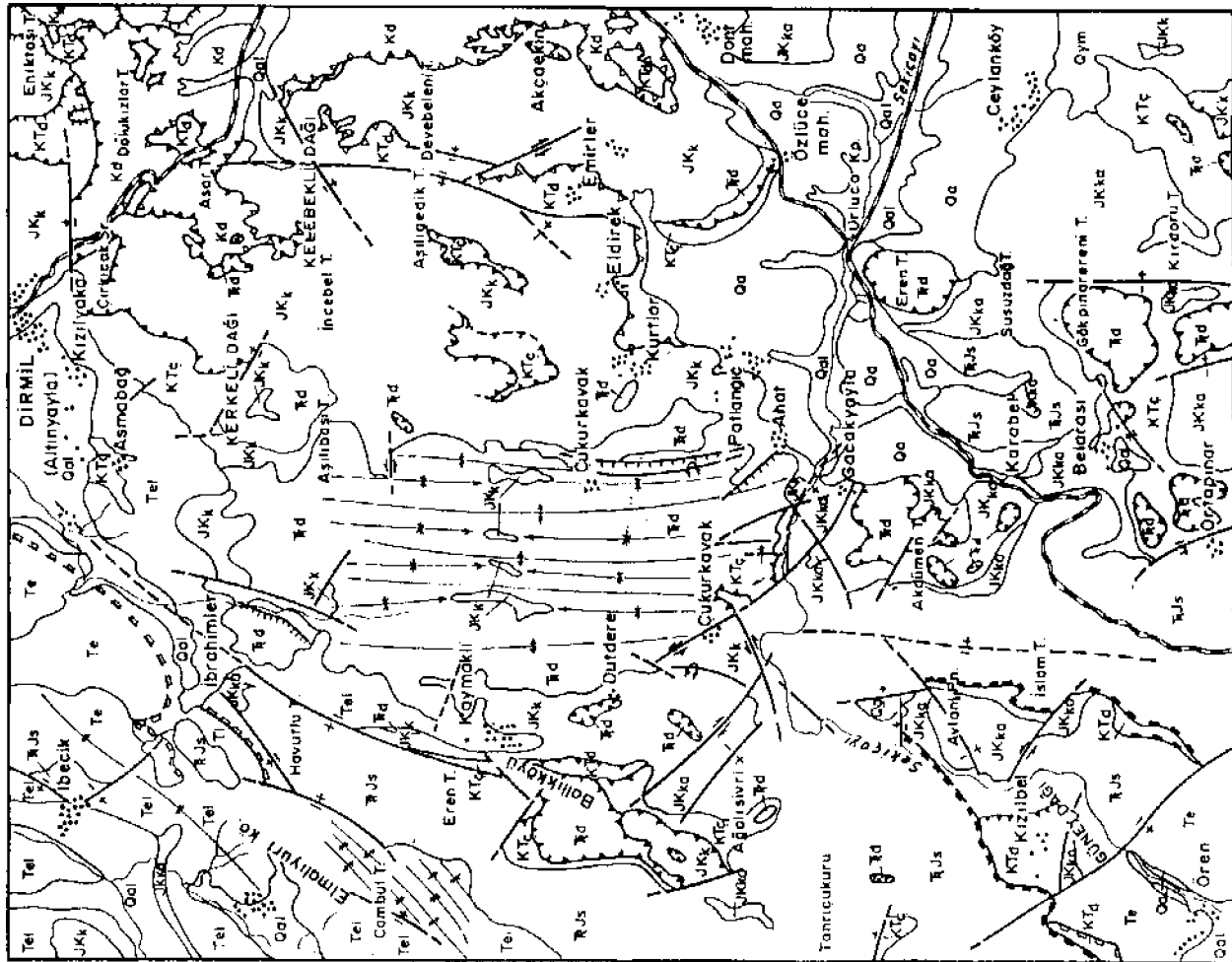
Sekiçayı formasyonu: Platform karbonatlarından oluşan bu birim Ersoy (1989) tarafından adlandırılmıştır. Fakat, bu formasyon hakkındaki ilk kayıtlar, Phillipson (1915)'in incelemesinde yer alır. Araştırmacı, Datça yarımadasındaki benzer karbonatlara Gereme Formasyonu adını vermiştir. Yine bu karbonatlar Ormbelli ve diğ. (1967) tarafından Yelimlik Kireçtaşı olarak adlandırılmıştır. Formasyon, Fethiye, Köyceğiz dolayında Haticeana Formasyonu (Graciansky, 1968), Bodrum yarımadasında Pazardâp Formasyonu (Ercan ve diğ., 1982) gibi dejişik adlar alır. Tüm bunların dışında Gutnic ve diğ. (1979)*'in adladıkları Gökçöl ve Denizpınar birimleri ile Poisson (1977)'in adladığı Gökçeovacık ve Kızılcak birimlerinin tabanındaki platform karbonatları söz konusu formasyonla benzerlikler gösterir.



Şekil 2 İnceleme alanında yer alan birimlerin tektonostratigrafik dizilimi.

Figure 2 Tectonostratigraphical order of the units in the investigated Area.

İNCELEME ALANININ JEOLUJİ HARİTASI
Geological map of the investigated area



Allokton	Para-otokton	Genç otokton
Allochthonous	Para-autochthonous	Neo-autochthonous
Kuvaterner Quaternary	Öal Gym	Güncel oluştuklar Recent deposits
Pliyö-Kuvatern Pliö-Quatern	Ca	Eski Alüvyon Ancient Alluvium
Ü.Miyö-Pliyö. Ü.Mio.-Plio.	Te1	Elmalıyurt Fm.
Ü. Kretase Ü. Cretaceous	Kd	Dolukızlar Oflyoliti Dolukizlar Ophiolite
Ü. Kre.-Paleo. Ü. Cre.-Paleo.?	KTd	Dirmil Onostromal Melanjli Dirmil Ostrorome Melange
A. Jura. Ü. Kre. L. Jura. Ü. Cre.	JKk	Kaymaklı Fm.
Ü. Triyas Ü. Triassic	Td	Dutdere Kireçtaşı
Ü. Kre.-Paleo. Ü. Cre.-Paleo.?	KTe	Çirkıcak Biokla Flisi
O. Jura. Ü. Kre. M. Jura. Ü. Cre.	JKka	Karabel Fm.
Ü. Triyas. A. Jura Ü. Trias.-L. Jura.	RJs	Sekiçarı Fm.
Ü. Paleosen Ü. Paleocene	Ti	İbrahim Fm.
Lüresiyen Lüresian	Te	Elmalı Fm.

GÜNEYDAĞI GRUBU KELEBEKLI DAĞ GR.
GÜNEYDAĞI GRUBU KELEBEKLI DAĞ GR.

ÖLÇEK - Scale
2 0 1 2 km

Blok
Block

Fay
Fault

Olası fay
Probable fault

Antiklinal eksen ve dalımı
Anticlinal axis and plunge

Bindirme
Overthrust

Ters fay
Reverse fault

Senkinal eksen ve dalımı
Synclinal axis and plunge

Devrik antiklinal
Recurrent anticlinal

ERSOY

Şekil 3 İnceleme alanının Jeoloji Haritası (Ersoy, 1989).
Figure 3 The Geological map of the Investigated Area (from Ersoy, 1989).

DİRMİL GÜNEYİTOEKİ TEKTONİK BİRİMLER

Genellikle İnceleme alanının güneybatı ve batı taraflarında yaygın olarak izlenen Sekiçayı formasyonu başlıca Güney Dağı, Eren Tepe, Tanrıçukuru, Avlanpınan, Kaymaklı, Karabel, Belarısı ve Gacak mahalleleri dolayında yüzeylenk.

Formasyon genel olarak üç farklı düzeyden oluşur. Bunlardan birincisi en alttaki keskin kötü kokulu» iri kristalli genellikle dağılgan, intraformasyonel breş oluşuklu, gri, kirli beyaz renkli dolomitlerdir. Belirgin olmayan katmanlanmaya sahip dolomitlerin kalınlığı birkaç metreyi geçmez, Bazen içlerinde silisifiye olmuş oolit ve pizolit oluşukları içerir. İkinci düzey ise genellikle koyu gri, siyahımsı renkli, bazen kirli sarı renkli, yer yer silisifiye dolomitik kireçtaşlardan oluşur, Bazen kırılınca kötü koku veren bu birim alttakilere göre daha belirgin katmanlıdır. Silisifiye kısımlar yanal olarak devamsızdır. En üst düzey ise kalın katmanlı bej-beyazımtırak renkli, kristalize kireçtaşlardan oluşur. Bazen saha gözlemlerinde Dutdere kireçtaşı ile karışır. Formasyona ait örneklerin mikroskop tayinleri mikrit, dolomitik mikrit, pelsparit» pelmikrit ve oospariti vermiştir.

Birimin üstteki Karabel formasyonu ile olan dokanağı uyumlu olup, ani geçişlidir. Formasyonun alt sınırında izlenmez. Graciansky (1968), benzer karbonatlardan oluşan Haticeana Formasyonu'nun tabanında uyumlu bir dokanak boyunca Üst Triyas yaşlı kumtaşlarından oluşan Çenger Formasyonu ayırtlamıştır. Formasyonun yaklaşık kalınlığı 7504000 metre olmakla birlikte bu kalınlık Güney Dağı'nda 1500 metreye varır.

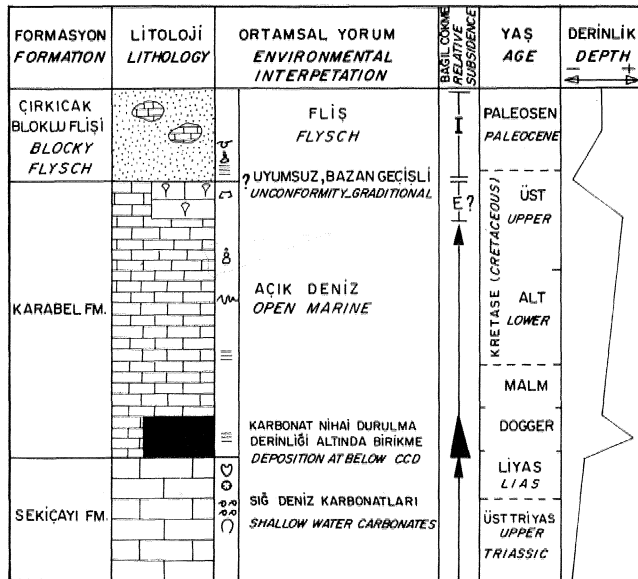
Bu birimin içinde oolit ve pizolit gibi oluşukların yanında alg, calsispongia, mercan gibi sığ su organizma-

lan ortamının oldukça sığ olduğunun kanıtlarıdır (Şekil 5). Genel olarak kıta platformunu karakterize eder. Söz konusu bu neritik ortamın fosil bulgularıyla Liyas'a kadar çıktığı söylenebilir» Fakat bu nerikleşmenin yersel de olsa Alt Kretase'ye kadar çıktığı kesitler tarafından gözlenmiştir. Eretepe ve dolayındaki biyointramikritlerin fosil bulguları bunu destekler niteliktedir.

Bu formasyondan çok sayıda örnek alınmasına rağmen ayrıntılı yaş verebilecek fosiller bulunamamıştır. İlk kez, Phillipson (1915), Datça yarımadasında mercan fosili *Dipiopora herculea* (Stopper) bularak Orta Triyas yaşını vermiştir. Graciansky (1968), bu birimde Üst Triyas yaşlı *Oligoporella* ve *Teutoporella* gibi *Dasycladaceae* türü alg fosilleri yanında Alp tipi dolomitler için karakteristik olan Liyas yaşlı *Paleodasycladus mediterraneus* (Pia) adlı alg fosili bularak Üst Triyas-Liyas yaşını vermiştir. Çağlayan ve diğ. (1980) Menderes Masifi güneyindeki karbonatlarda *Maendrospira sp.*, *Involutina sp.*, *Glomospirella sp.*, *Duostominidae* gibi üst Triyas fosilleri bulmuşlardır.

Bölgesel olarak, Üst Triyas-Alt Jura yaşı tarafımdan da kabul edilmesine rağmen bu formasyonun Alt Kretase'ye kadar çıkan kesitlerinin olduğu daha önce ifade edilmiştir, Bu tür kesitlerden alman örneklerin mikroskop tayinlerinde *Trochoïma alpina* (Leupold), *T. elongate* (Leupold), *T. cf. conica* (Schlumberger)? *T. cf. palatiniensis* (Menson)? fosilleri bulunmuştur.

Karabel formasyonu: Formasyona inceleme alanının güneyinde yer alan Karabel mahallesindeki radyolarit-çört ve çörtlü kireçtaşları yüzeylenmelerine atfen bu ad Ersoy (1989) tarafından verilmiştir. Bu birime ait bilgiler

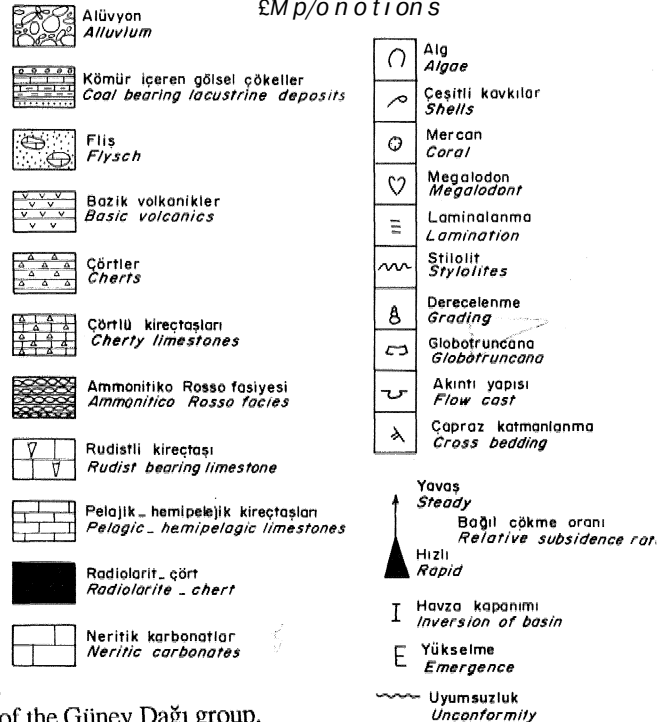


Şekil 4 Güney Dağı grubu'nun özet stratigrafisi sütun kesiti.

Figure 4 Column showing the summary of the stratigraphy of the Güney Dağı group.

AÇIKLAMALAR

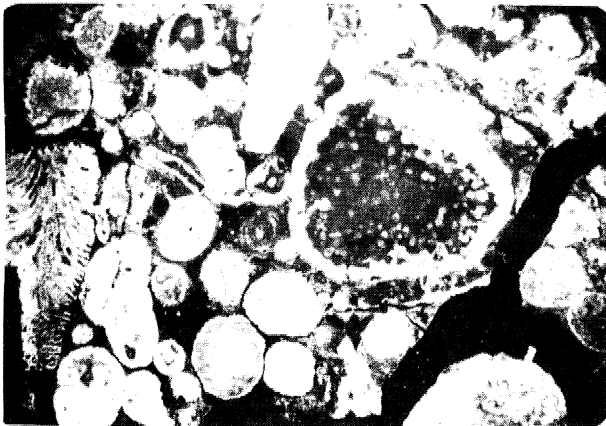
£mp/o n o t i o n s



Philippson (1915), Orombelli ve diğ. (1967), Graciansky (1968), Poisson (1977), Gutnic ve diğ. (1979) in incele»melerinde yer almaktadır*

Yaygın olarak bölgenin güney ve güneybatısında yüzeylenen formasyona ait kayaçların en iyi gözleendiği yerler Belansı, Gacak ve Ballık mahalleleri» Avlanpman, Akdümen tepe, Kırdoru tepe, Ziyaret tepedir.

Formasyon, tabanda Sekiçayı formasyonuna ait neri-tik kireçtaşıyla geçişlidir. Bu geçiş, Karabel mahallesi kuzeybatısında Akdümen tepe batı yamaçlarında ve Belansı mahallesi dolayında görülebilir. Yaklaşık 30-40 metre kalınlığındaki bu geçiş zonu kirlili beyaz renkli, yer yer kristalize, çört katmanlı ya da nodüllü biyomikrit ve biyosparitlerden oluşur (Şekil 6). Bu geçiş zonu üzerine 30-35 metre kalınlıkta gayet ince (1-3 cm) ve belirgin katmanlanmalı bej, sarımsı yeşil renkli radyolaritler ve çörtler gelir (Şekil 7). Bazı kesitlerde, örneğin yine Belansı mahallesi dolaylarında, yukarıda sözü edilen radyolaritler ve çörtler ince (birkaç metre) bir geçiş zonu ile hatta bazen o da olmaksızın alttaki neriük kireçtaşı üzerine oturur» Bu silisli katmanların üzerine oldukça kaim olarak biyomikrit, killi mikrit ve biyopelmikritlerden oluşan çörtlü kireçtaşı yer alır ve bunlar kirlili beyaz, pimsi beyaz renkli ve ince orta katmanlıdır. Bu çörtü kireçtaşı ender olarak yanal yönde mercanlı kireçtaşına geçmektedir (Belansı mahallesi dolay). Colin (1962), inceleme alanının güneyinde, Akdağ yöresinde Üst Kretase yaşlı rudistli kireçtaşıdan sözeder. Güney Dağı dolayında birim, Globotruncanidae familyasına ait pelajik fosiller içeren kırmızı renkli killi kireçtaşı, mam ve radyolarialı çörtler ile son bulur. Bunların kalınlıkları 20-30 metreyi geçmez.



Şekil 5 Sekiçayı Kireçtaşı içindeki sıg su ortamını karakterize eden alg ve oolitlerin mikroskop-taki görünüşü.

Figure 5 Microspheric view of algae and oolites of the SeMçayı Limestones, which characterise the shallow water environment

İnceleme alanında formasyonun toplam kalınlığı 500-600 metreyi geçmez. Bu kalınlık, Dümenli tepe dolayında 200-250 metreye, Güney Dağı'nda ise daha azdır. Formasyonun alt sınırın hemen her yerde uyumlu olmakla beraber sadece Güney Dağı'nda Sekiçayı formasyonu ile olan dokanagmda olası bir uyumsuzluk saptanmıştır. Çırkıcak bloku fliši ile olan üst sınırı ise inceleme alanında her yerde genellikle uyumsuzdur. Bununla beraber Belansı mahallesi, Akdümen tepe kesitlerinde iki birim arasında katman doğrultu ve eğimi açısından hiçbir uyumsuzluk olmadığı gibi ara-larındaki dokanak ilişkisinin geçişli olduğu saptanmıştır.

Litolojik ve paleontolojik verilere dayalı olarak formasyonun derin deniz, en azından açık şelf ürünü olduğu söylenebilir» Bu arada Üst Kretase sonunda ritmik dalgalanmalara bağli olarak ortamda zaman zaman sığlaşma görülür»

Birimden çok sayıda örnek alınmasına rağmen iyi korunmuş fosiller bulunamamıştır, Akdümen tepedeki çörtü kireçtaşıyla asitle ayrıştırılması sonucu *Mirifusus mediüdüatus* (Oksfordiyen-Hottriviyen), *Archeodictyomitra aspıdrum?* (Kimmeriyen-Barremiyen), *Praeconocaryomma magaimamma* (Kimmeriyen-Tithoniyen) gibi Üst Jura-Alt Kretase radiolariaları saptanmıştır (tayinler Avusturya'dan Helfried Mostler tarafından yapılmıştır), Diğer fosil bulguları ise şu şekildedir. *Margınotrımcana raarginata* (Reuss), *Heivetoglobotrımcana helvetica* (Boili), *Dicarnelia* sp, pelajik foramları ile Türoniyen; *Globotrucana lapparentı* (Brotzen), *Gansserina* cf. *ganseri* (Bolli) fosilleriyle Orta Maastrichtiyen yaşlı alınmıştır, Diğer bulgular ise *Globotruncanidae*, *Hedbergella* sp., *Verneullidae*, *Trocholina* sp., *Radiolaria*, *Tintinidae*



Şekil 6 Karabel Formasyonu'na ait çörtü kireçtaşı arasındaki çört katman ve yumruları.

Figure 6 Chert layer and nodules between cherty limestones of the Karabel Formation*

DİRMİL GÜNEYİNDEKİ TEKTONİK BİRİMLER

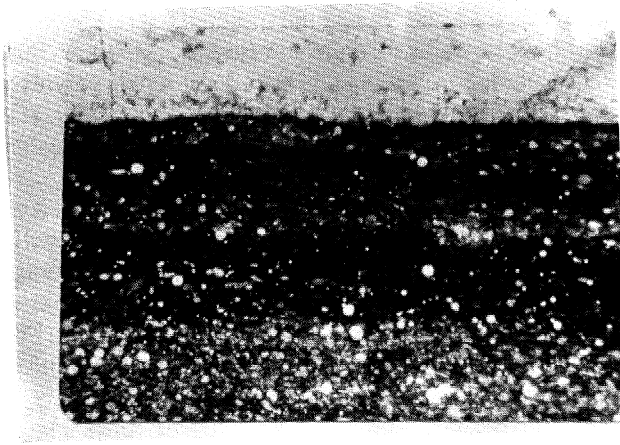
parçalan, foraminifer parçaları, ostraed ve sünger spikülleridir. Gerek önceki ve gerekse şimdiki bulguların sonuçları formasyonun Dogger-Senoniyen (Orta Maastrih» üyen) yaşlı olduğunu gösterir»

Graciansky (1968), Nif ve Haticeana Dağı dolaylarında yaptığı incelemelerde benzer birimlerde ortam derinleşmesini Üst Liyas'ta başlatır, Bremmer (1971), Nif yakınında ilk radiolariaların Orta Jura'da koyu renkli ooliüü kireçtaşları ile arakatlı olarak bulunduğunu belirtmiştir. Araştırmacı, bu derinleşmenin Senomaniyen'e kadar devam ettiğini, daha sonra bu derin deniz karbonatlarının dereceli olarak rıdist parçalan içeren masif sıg su biyokalkarenitlere geçtiğini ileri sürer. Her ne kadar Orombelli ve diğ., (1967) Datça yarımadasında yaptıkları araştırmalarda benzer birim içindeki radyolarit, marn ve çörtlü kkeçtaşların ayrı formasyonlar halinde incelemişlerse de bu incelemede yazar sözkonusu bu litolojilerin çok kesin stratigrafik pozisyonları olmadığından bundan özellikle kaçınmıştır. Çünkü litolojiye dayalı bu sıralanım bir başka bölgede terslenebilir.

Bu formasyon tüm Batı Toroslarda yaygın olarak izlenir,

Çırkıcak bloklu İlişi: Bu birim, Güney Dağı grubunun en üst formasyonu olup, Ersoy (1989) tarafından Dirmil batısındaki Çırkıcak sırtı yüzeylenmelerine atfen verilmiştir. Bu tür kırıntılılan Kaaden ve Mete (1954) Karabörtlen şistleri, Orombelli ve diğ., (1967) Datça flişi, Ercan ve diğ. (1982) Bodrum Formasyonu olarak adlandırmışlardır,

Eldilek, Özlüce, Gacak, Karabel, Belarısı, Ballık, Çukurkavak malıalleleri Avlan Pınarı, Kerkeli Dağı ve dolayı birimin en iyi yüzeylendiği yerlerdir.



Şekil 7 Karabel Formasyonu'na ait radyolaritlerin mikroskopik görünüşü, Radiolaria yoğunluğuna bağlı olarak laminalanma gelişmiştir (2,5x2,5x12,5).

Figure 7 Microspheric view of radiolarites of the Karabel Foundation. It can be seen a lamination occurred by means of the concentration of radiolarian (2,5x2,5x12,5),

Formasyon üç düzeyden oluşur. En altta genellikle breşlerle başlayan düzenli bir fliš istifi, onun üzerine olistostromal bir kesim, en üstte de kaotik görünümüne tektonik bir düzey gelir. Çırkıcak bloklu fliši gerek litolojik ve gerekse paleontolojik olarak oldukça çeşitlilik gösterir. Altta breş» kumtaşı, sütteaşı, marn, çört. detritik kireçtaşı ve volkanit ardalanmasmdan düzenli bir fliš istifi ile başlar. Volkanikler bazik bileşimli, yeşil gri, kızıl ya da mor renkli, genellikle amigdoloidal dokulu spilitik bazaltlardan oluşur, Tektonizma nedeniyle çok karışık durumda olduklarından kalınlıkları konusunda birşey söylemek zordur. Bu volkanizmanın görüldüğü yerler Belarısı mahallesi, Dirmil dolay» Avlan Pınarı mevki ve çevresidir. Birimin üst kısımları Özellikle çok bloklandır. İçindeki blokların yaşlan Permiyen'den Paleosen'e kadar geniş bir zaman aralığında dağılım gösterirken, blok boylan da büyük bir değişkenlik gösterir ve genellikle killi bir matris üe tutturulmuş olan blok boyları birkaç metreden yüzlerce metreye kadar değişebilir.

Bloklu fliš birimi altta Karabel Formasyonu'nun üzerinde genelde uyumsuzdur. Akdümen tepe gibi bazı kesitlerde ise alttaki formasyon ile geçişli görülür, Birimin üst dokanağı ise her yerde tektoniktir. Görünür kalınlığı ortalama 300-500 metredir.

Birim yanal ve düşey yönde önemli fasiyes değişimleri gösterir, Flişin alt kısımlarından da anlaşılacağı üzere sedimentasyon başlangıçta düzenlidir. Naplaşma hareketleri sırasında bazı yerlerde gravite kaymalarıyla olistostrom gelişirken, bazı yerlerde de napların ilerleme hareketine bağlı olarak tektonik melanj oluşmuştur. Batı Toroslarda yaygın olarak iki fliš sedimentasyonu vardır. Bunlardan birincisi Üst Kretase'de başlar, Oligosen'den önce son bulur, Diğeri ise Burdigaliyen'de başlar, en Üst Miyosen'de biter.

Flişin içindeki bloklardan alman örneklerde Megalodon sp. (Üst Triyas), Tintinidae, Tintinopsella sp., Trocholına cf. eiongata (Leupold) (Üst Jura - Alt Kretase), T.elongata (Leupold), T. cf. alpina (Leupold), Tintinopsella carpatıca (Murgeanu-Filipescu), Trilocolına sp., Nauticuİna sp., Involutina sinuosa^ Endothyna sp.» Reophax sp*, Ophthalmidium sp., Duostominidae (Alt Kretase), Globotruncana elevata (Brotzen), G. lapparenti (Brotzen), G. cf. tricarinata (Quareau) (Santoniyen-Alt Kampaniyen) gibi çok karakteristik fosillerin yanında Radiolaria, Alg, Bryozoa, -Gastropoda, Brachiopoda, Ammonid kavkısı ve Echinid plak kesitleri gibi karakteristik olmayan fosiller de bulunmuştur.

Bu kırıntılı seviyelere, Karabörtlen yöresinde Paleozoyik (Kaaden ve Metz, 1954), Köyceğiz yöresinde (Bernouilli ve diğ., 1974) ve Bodrum yarımadasında (Ercan ve diğ. 1982) Üst Kretase-Paleosen yaşı verilir. Yazar, bu formasyona gerek önceki araştırmacılara dayanarak ve gerekse kendi bulgularına dayalı olarak Üst Kretase (Senoniyen) - Paleosen (?) yaşı vermişfk

Kelebekli Dağ grubu: Çalışma alanı sınırları içinde bu grubun ilksel ilişkilerinin en iyi görüldüğü yer Kelebekli Dağ yöresidir. Bu ad, ilk kez Ersoy (1989) tarafından verilmiştir. Bu grub, Poisson (1971)ym Gülbahar Ünitesi ile oldukça benzerlik gösterir.

Alt ve üst sınırları tektonik olup, yaş konağı Üst Triyas ile Üst Kretase arasında değişen birimin Mreçtaşları bir önceki grupta olduğu gibi neritüder ile başlar, pelajikler ile son bulur (Şekil 8), İstifin genel kalınlığı 7504000 metredir. Alttan üste doğru İM formasyondan(Dutdere kireçtaşı ve Kaymaklı formasyonu) oluşur.

Dutdere kireçtaşı: En tipik kesidini Dutdere ma« halesinde verir. Formasyonun hemen hemen tüm yüzeylemeleri inceleme alanının merkezi kısmındadır. Dutdere, Kaymaklı, Çukurkavak, Ballık, Ahat ve Gacak mahalleleri dolaylı birimin en iyi görüldüğü yerlerdir»

Bu Mreçtaşları tabanda Megalodon sp. fosilli, sütli, kumlu, hatta çakıllı Mreçtaşları düzeyi ile başlar. Ayrışma rengi sarı, kırılma yüzeyi gri renkli oldukça sert, kalın katmanlı olan bu düzeyin kalınlığı 20-30 metredir. Bunun üzerine grimsi, beyaz renkli, kalın katmanlı olması nedeniyle masif görümlü, kıt fosilli, yer yer kristalize, dolomitize ve breşik olan Mreçtaşları gelir. Bunların mikroskopik tayinleri biyomikrit, biyopelmikrit ve kataMastik Mreçtaşları olduğunu gösterir.

Birimin alt sınırın tektonik iken, Kaymaklı formasyonu ile olan üst sınırın geçişlidir, Dutdere kireçtaşı formasyonuna ait kalın katmanlı Mreçtaşlarının üzerine bazen birkaç metre kalınlıktaki Liyas yaşlı kırmızı renkli cephalopoda fosilli küli kireçtaşları geli» Alp kuşağında çok yaygın görülen ve "calcare ammonitico rosso" adıyla bilinen bu fa« siyesin inceleme alanında görüldüğü yerler Erdevil mahal« leşi, Kelebekli Dağ yöresi, Dirmil güneyi, Aşılıbaşı tepe

FORMASYON FORMATION	LİTOLOJİ LITHOLOGY	ORTAMSAL YORUM ENVIRONMENTAL INTERPRETATION	BASIL ÇÖKME Relative Subsidence	YAŞ AGE	DERİNLİK DEPTH
KAYMAKLI FM.	▲▲▲▲▲▲▲▲▲▲ ▼▼▼▼▼▼▼▼▼▼ ▲▲▲▲▲▲▲▲▲▲ ▼▼▼▼▼▼▼▼▼▼ ▲▲▲▲▲▲▲▲▲▲	DERİN DENİZ (KARBONAT NİHAİ DÜZÜLME DERİNLİĞİ ALTI) Deep marine (Below CCD)	↑	MAASTRIHT. MAASTRICT.	↓
	▲▲▲▲▲▲▲▲▲▲ ▼▼▼▼▼▼▼▼▼▼ ▲▲▲▲▲▲▲▲▲▲ ▼▼▼▼▼▼▼▼▼▼ ▲▲▲▲▲▲▲▲▲▲	DERİN DENİZ (KARBONAT NİHAİ DÜZÜLME DERİNLİĞİNE ERİŞMEMİŞ) Deep marine (Above CCD)			
	▲▲▲▲▲▲▲▲▲▲ ▼▼▼▼▼▼▼▼▼▼ ▲▲▲▲▲▲▲▲▲▲ ▼▼▼▼▼▼▼▼▼▼ ▲▲▲▲▲▲▲▲▲▲	AMMONİTİKO ROSSO FAŞİYESİ DİŞ SELF, DALGA TABANINI ALTI Ammonitico Rosso facies Outer shelf, below wave base			
DUTDERE KİREÇTAŞI DUTDERE LIMESTONE		SİĞ DENİZ KİREÇTAŞI Shallow water limestone	↑	LİYAS LIAS	↑
				ÜST TRİYAS UPPER TRIASSIC	

Şekil 8 Kelebekli Dağ grubu'nun özet stratigrafisini gösterir sütun kesiti.

Figure 8 Column showing summary of the stratigraphy of the Kelebekli Dağ group.

güneyidir. Dutdere kireçtaşı birimine ait katmanlar daha çok çörtlü Mreçtaşları, ender olarak radyolaritler ve çörtlere tarafından uyumlu olarak örtülür, Çörtlü kireçtaşı ile tabandaki Dutdere neritüderi arasında geçiş en iyi KaymaMı, Ballık mahalleleri dolayında görülür. Görünür kalınlık 400-700 metredir.

Formasyon içinde Megalodon sp. gibi Üst Triyas için karakteristik makrofosiller yanında, yaş vermeyen Miliolidae, lamellibranch, gastropoda* mercan ve alg gibi sığ su fosilleri bulunmuştur. Çökeltme ortamı SeMçayı formasyonuna ait kireçtaşları olduğu gibi neritik olmakla beraber daha derindir.

Poisson (1977) m Gülbahar ünitesinin tabanında Üst Triyas yaşlı megalodonlu kireçtaşları bu formasyon ile oldukça benzerlik gösterir, Bu kireçtaşları Fethiye*Göhlisar i (Burdur) çizgisinin daha çok doğusunda yaygın iken, batısında izlenmezler.

Kaymaklı formasyonu: Bu formasyon, Dutdere kireçtaşı üzerinde M derin deniz çökellerini karakterize eder. Bu ad, ilk kez Ersoy (1989) tarafından verilmiştir,

Birim, Kaymaklı, Ballık, Çukurkavak, Dutdere, Ahat, Eldirek mahalleleri, Kelebekli Dağ, Dirmil ve dolaylarında yüzeylenir,

Kaymaklı formasyonu genellikle tabanda 5 metreyi geçmeyen, yanal olarak devamsız, her yerde görülmeyen kırmızı renkli ammonitli, yumrulu, killi kireçtaşları ve marllarla (ammonitico rosso fasiesi) başlar. Bazı alanlarda ise bu birim tabanda 5-10 metre kalınlığında çörtlü kireçtaşları ya da kırmızı çörtlere başlar. Bu katmanların üzerine ince-orta katmanlı, sık bü Mümümü (ondüleli), bazen som, genellikle grimsi, Mrli beyaz, bazen Mrmizi renkli, yer yer kristalize, Mt fosilli, bazı seviyeleri Mili çörtlü kireçtaşları yer alır. Bunlar müroskopta mikritik ve spartiktir. Ender olarak milonitik kireçtaşları şeklindedir. Bunlar üstte doğru yeşilimsi, grimsi, kızıl renkli radyolarit çörtlere ile hem yanal, hem de düşey yönde geçişlidir. Formasyonun en üst seviyelerinde kızıl renkli spiliük bazaltlar arakatMlar halinde bulunur,

Formasyonun neriti Mer ile olan alt sınırı geçişli iken, üst sınırı tektoniktir. Globotruncana lapparenti (Brotzen), G. cf. bulioides (Vogler), G. cf. ele vata % (Brotzen), Hedbergella sp., Spirilina sp., Radiolaria sp., Lagenidae, ostracoda ve spikülleri bulunmuştur. Formasyonun yaşı bu verilere göre Liyas - Orta Maastrichti huyen aralığında değişmektedir.

Litolojik ve paleontolojik verilere göre Kaymaklı formasyonun çökeltmesi sırasında ortamın yukarı doğru derinleşecek şekilde derin deniz olduğu söylenebilir. En üst düzeylerde M bazik volkanik arakatMlar ise Mtasal kabuğun bu dönemde hayli incelendiğinin işaretidir.

Dirmil olistostromal melanjı: Genellikle sedimenter karakterdeki bu birim Ersoy (1989) tarafından Dirmil yakınlarında M yüzeylenmetare atfen adlanmışür (Şekil 9),

DIRMIL GÜNEYİNDEKİ TEKTONİK BİRİMLER

Bu birimin en tipik kesitleri Dirmil yakınlarında görülmekle beraber Eldilek, Ballık mahalleleri, Güney Dağı ile Kelebekli Dağ diğer önemli yüzeylenmelerin olduğu yerlerdir. Bunların pek çoğu inceleme alanının kuzeydoğusunda yer alır. Tüm kayalardan parça ve bloklar içeren birim ofiyolitlerin, volkaniklerin ve kırıntılı seviyelerin bol olduğu sedimenter bir melanjdır, Matriks bazen kiltaş, bazen ofiyolit, bazen de volkaniktir. Bu matriksin en iyi görüldüğü yerlerden biri Dirmil yakınında Dolukızlar tepe güneyindeki yüzeylenmelerdir. Ofiyolit diliminin tektonik olarak üstlediği bu yerde matriks genel olarak kızıl renkli, manganoksitli radyolaritler ve çörtler, kiltaşları ve spilitik bazaltlar ile ender olarak türbiditik kireçtaşları mercerklerinin yer aldığı litolojilerden oluşur. Bu durum volkanik etkinliğin olduğu bir havzaya blokların olistostromlar ile yerleştiği şeklinde yorumlanabilir.

Birimin görünür kalınlığı, çoğu yerde birkaç metreyi geçmez iken bazı yerlerde 250-300 metreyi bulur.

Bilindiği gibi melanjın gerçek yaşı matrikse dayalı olmalıdır. Sedimenter kökenli matrikslerden alman yıkama örnekleri fosil açısından sterildir. İçindeki birimlerden alman örneklerin fosil bulguları Permiyen, Triyas, Üst Kretase ve Paleosen'i vermiştir. Fosiller sırasıyla şöyledir: *Shwagerina* sp., *Neohindeodella triassica*» *Meto** *polyganathus communist!*, *Ozarkodina* sp., *Gondoleüidae*, *Gümbelitrinae* ve balık dişi, ammonid kavkısı, gastropoda ve radyolarla dikenleridir (konodont tاینleri Berlin Freie Üniversitesi'nden Dr, Hans Giorg Herbig tarafından yapılmıştır). Bu paleontolojik verilere göre formasyona Üst Kretase (Senoniyen) - Paleosen bağlı yaşı verilmiştir.

İbrahimler Formasyonu: Bu ad ilk kez inceleme alanının kuzeyinde İbrahimler mahallesindeki yüzeylen-^{*}melere atfen Ersoy (1989) tarafından verilmiştir. Bu formasyon Önalın (1979) in Elmalı Türüsü, Gutnic ve diğ. (1979) nin Yeleme melanjı, Şenel ve diğ. (1986) nin Yavuz formasyonu ile Özdeş olabilir. Ayrıca, Poisson (1977) m Yeleme Olistostromu ile kısmen benzerlik gösterir.

Formasyon tipik kesitini dar bir alanda özellikle Dirmil-Ballık köyü otoyolu boyunca verir.

Alta kumtaşı, siittaşı, kiltaş, mam, killi kireçtaşı araldanmasmdan oluşan ilksel özellikleri oldukça korunmuş düzenli flišimsi bir düzeyle başlayan formasyon üste doğru kiltaş, çakıllı kireçtaşı, bazalt, karbonat, çimentolu breş ve metamorfik kesimlerden oluşan ikinci bir düzey ve nihayet en üstte çok tektonize bloklı, oldukça kaotik bir düzeyle son bulur. Matriks genellikle kiltaşdır. Üst kısımlarda yer alan konglomeralar polijenik olup, spilitik bazalt, serpantini t, gabro, diyabaz, çört ve kireçtaşı çakıllarından meydana gelir, Kiltaşları kızıl renkli, manganoksitli ve şistidir. Kireçtaşı genellikle çakıllı olup, bazı beyaz renkli, kristalize, kahn katmanlı kireçtaşılarında mercan fosilleri bulunmuştur.

Birimin alt ve üst sınırı tektonik olduğundan gerçek kalınlığı hakkında bir şey söylemek zordur, Görünür kalınlığı 250-300 metredir. Birim genç çökeller tarafından açısız uyumsuzlukla örtülür.

İbrahimler Formasyonu'na ait mostralar inceleme alanının kuzeyinde Sekiçayı formasyonu ile Elmalı formasyonu arasında bir dilim şeklinde yer alırken, aynı durum Güneyde Ören mahallesi çevresinde görülmez. Formasyon ortamına başlangıçta düzenli ince malzeme gelimi sözkonusu iken sonraları tektonik hareketlerin paroksizmal döneminde napların ön cephesi yükselmiş ve havzaya gravite kaymaları ile bloklar yuvarlanmaya başlamıştır* Bunun en iyi kanıtı istifin üst kısımlarına doğru daha kaotik oluşudur,

İbrahimler mahallesi dolayında şekerimsi dokulu, gri renkli, oldukça sert kireçtaşı yüzeylenmelerinden alman örneklerde Üst Paleosen yaşlı *Morozovella* cf. *vêlas-coensis* (Cushman) fosili bulunmuştur.

Poisson (1977), Yeleme olistostromu adını verdiği benzer birime Üst Kretase yaşını verir, Gutnic ve diğ. (1979), Yeleme Olistostromu adını Yeleme Melanjı olarak değiştirmişlerdir ve birimi bazı stratigrafik kesiklikler ile Eosen'e kadar çıkarmışlardır.

Elmalı formasyonu: Fliš karakterindeki bu istif Önalın (1979) tarafından adlandırılmıştır. Birim, Elmalı Filisi (Colin, 1962) ya da Yavuz Ünitesi (Poisson, 1977) adlarıyla da bilinir*

Formasyon inceleme alanının güneybatısında Sekiçayı (Esençay), kuzeybatısında ise İbrahimler mahallesi dolayında yüzeylenir, Bu birim Bau Toroslar genelinde daha çok napların ön cephesinde yüzeylenir,

Genellikle kiltaşları, şeyil, siittaşı, kumtaşı, çakıllı kumtaşı, marn ve kireçtaşı araldanmasmdan meydana gelir. Siittaşı ve kumtaşı yüzeylerinde yük kalıbı, kaval yapısı, alet izi, dereceli katmanlanma gibi inorganik yapılarla; iz



Şekil 9 Dirmil yakınında, Dirmil olistostromal melanjı'nın içindeki kireçtaşı olistolitleri.

Figure 9 Limestone olistoliths in the Dirmil olistostrome melange around Dirmil.

fosillere ait yatay eşleme izlerinin görüldüğü biyojenik sedimenter yapılara rastlanmıştır. Ayrıca bazı yerlerde algal pizolit (onkolit) İere rastlanmıştır. Katmanlar genellikle kalın ve orta kalındır,

Tektonostratigrafik bakımdan en alt birim olduğu için gerçek kalınlığını saptamak olanaksızdır. Görünür kalınlığı 350-400 metredir. Kalınlığın güneye doğru artması beklenir» Nitekim, Göçek tektonik penceresinde kalınlık 5Ö-15Ö m., Elmalı dolayında 650 m., Fethiye'nin Kemer kasabası dolayında 1500 metredir (Önalın, 1979)*

İbrahimler mahallesi dolayında, formasyonun üst sınırı İbrahimler Formasyonu tarafından tektonik olarak üzerlendiği kabul edilmişse de bu sınır net bir şekilde izlenmez. Yazar, küçük de olsa bu sınırın normal olabileceği kuşkusuz taşır. Alt sınırı inceleme alanının az kuzeyinde, komşu alanda Selçuk ve diğ. (1985) in Keller Tektonik Penceresi adını verdikleri alanda görülür. Burada Elmalı Formasyonu Alt Miyosen yaşlı kalkarenit arakatlı kumtaşı, silttaşı ve kilaşlanm tektonik olarak örtmüştür.

Elmalı Formasyonu Beydağlan'na yakın bir havzada çökelmiştir. Bu havzada özellikle kınnuluar birikirken yanal devamlılıklarında Beydağları'nın sığıklarında da karbonatlar çökelmiştir. Bu havzanın kuzey ya da kuzeybatı kısımlarında daha iri kırıntılı malzeme çökelmiştir.

Formasyon içinde *Discosyclina* sp., *Assuıma* sp., *Amphistegina* sp., *Operculina* sp., *Lithopyllum* sp., *Nummulitidae*, *Rotaliidae*, *Globigerinidae*, *Globorotaliidae*, *Miliolidae*, *Bryozoa* ve Alg fosilleri bulunarak Lütesiyen yaşı verilmiştir.

FORMASYON FORMATION	LİTOLOJİ LITHOLOGY	ORTAMSAL YORUM ENVIRONMENTAL INTERPRETATION	BABİLCÖNME RELATIVE SUBSIDENCE	YAŞ AGE	DERİNLİK DEPTH
ALÜVYON ALLUVIUM		ALÜVYON ALLUVIUM	↑	KUVATERNER QUATERNARY	
ESKİ ALÜVYON ANCIENT ALLUVIUM		UYUMSUZLUK (Uncertainty?) ALÜVYON ALLUVIUM	↑	PLİYO- KUVATERNER PLIO- QUATERNARY	
ELMALIYURT F. M.		UYUMSUZLUK (Uncertainty) BAŞLICA AKARSU VE GÖL ÇÖKELLERİNDEN OLUŞAN REGRESSİF İSTİF REGRESSIVE SEQUENCE CONSISTING MAINLY OF FLUVIO-LACUSTRINE DEPOSITS	↑	ALT PLİYOSEN LOWER PLIOCENE	
		DIYAJENETİK KARST FASİYESİ DIAGENETIC KARST FACIES OF SUBAERIAL EXPOSURE SURFACES	↑	ÜST MİYOSEN UPPER MIOCENE	

Şekil 10 Genç çökellerin özet stratigrafisini gösterir sütun kesiti.

Figure 10 Column showing the stratigraphy of the Young deposits,

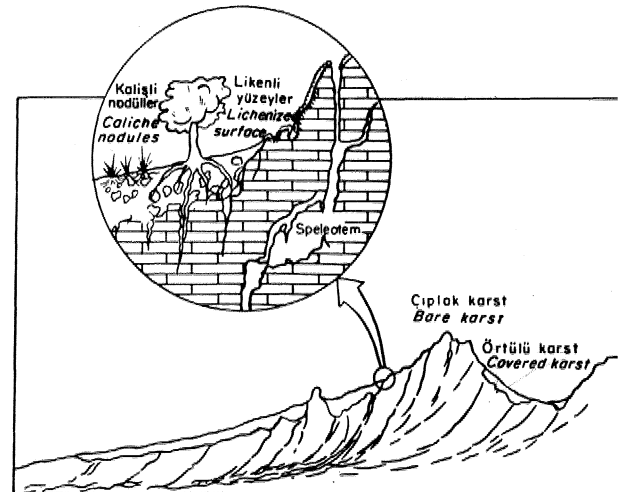
Önceki araştırmacıardan Colin (1962) formasyona Orta Eosen-Miyosen, Poisson (1977) Korkuteli dolayında Eosen, Önalın (1979), Elmalı-Kaş dolayında Lütesiyen, Selçuk ve diğ. (1985), Dirmil batısında Orta-Üst Eosen, Şenel ve diğ. (1986), Gömbe Akdağ dolayında ise Üst Lütesiyen-Priaboniyen yaşı verirler, İstifin yaşı bölgesel olarak olası bazı kesikliklerle Alt Langiyen'e kadar çıkıyorsa da inceleme alanında Lütesiyen kesimi yüzeylenir*

Genç çökellen Bu çökeller, Batı Toros naplarının Lançiyen'de Beydağlan önülkesi üzerine yerleşmesinden sonra onlar üzerine açılal uyumsuzlukla çökelmişlerdir (Ersoy, 1989), Bu birimlerin çökmesinde Üst Miyosen'den sonra bölgede egemen olan tansiyon kuvvetlerinin rolü olmuştur! ve bu birimler çöküntü alanları içerisine depolanmıştır. Bu çekim kuvvetleri Güneybatı Türkiye'de (Burdur, Gölhisar vd. gibi) geniş bir alanı etkilemiştir. Genç çökeller, Üst Miyosen-Pliyosen yaşlı Elmalıyurt Formasyonu» Pliyo-Kuvaterner yaşlı eski alüvyon ile günümüz çökellerinden oluşur (Şekil 10),

Elmalıyurt formasyonu: Bu ad, inceleme alanının kuzeybatısında Elmalıyurt mahallesindeki yüzeylenmelere atfen verilmiştir. Ayrıca, Colin (1962), Graciansk (1968), Poisson (1977), Gutnic ve diğ. (1979), Erakman ve Alkan (1968) in bölgede yaptıkları jeolojik incelemelerde benzer birimlerden söz edilir.

İnceleme alanında da, Kaymaklı, İbecik mahalleler başta olmak üzere en çok kuzeybatıda yüzeylenirler.

Formasyon litolojilerine göre alttan üste doğru birkaç birime ayrılır, En altta üzerinde bulunduğu litolojileri!



Şekil 11 Subaerial ortamlarda gelişen karst ve kalış fasieslerinin birlikte bulunuşu. Büyütülmüş alan, speleotem denilen mağara oluşuklarının gelişimini göstermektedir.

Figure 11 Co-existence of Karst and Caliche facies developed Subaerial environment* Magnificent area shows the occurrence of speleothem

DİRMİL GÜNEYİNDEKİ TEKTONİK BİRİMLER

çakıllarını ve bloklarını içeren konglomeralar yer alır. Bu çakıllar genelde kireçtaşı ve dolomitlerden oluşur. Karbonat çimento ile tutturulan çakıl ve blokların arasındaki boşluklarda sekonder aragonit dolgularına sıkça rastlanır. Konglomeraların alt kısmı oldukça breşiktir. Bu kısım büyük olasılıkla karstik mağara tavanının göçmesiyle oluşmuş köşeli çakıltaşlarıdır. Bunlar yerin üstünde ve altında birikebilmişlerdir. Bulunuşundan, tektonizma ya da çökeün akımla taşınması değil de, karbonatların derinde eritmesi veya hidrolik aşındırmasıyla uzaklaştırma sorumludur. Bu köşeli çakıltaşlarında değişik tipten mağara çökelleri (kil, kum, mil), speleotem parçaları ile toprak karışık olarak bulunabilir. Konglomeraların içindeki özellikle kireçtaşı ve benzeri çakılları karbonat çimento ile güzel tutturulmuşlardır ki bunları ilk bakışta sahadaki bazı formasyonlardan ayırmak zordur. Masif görünümüne rağmen dikkatlice bakıldığında katmanlanma bulunabilir. Bu kireçtaşı konglomeraları ve birimin üzerindeki kireçtaşlarında karstik olaylar sonucunda speleotem, mağara çökmesiyle oluşmuş köşeli çakıtaşı, laminalı karbonat kabukları, mağara incileri ve oolite benzer şekiller oluşmuştur. Bunlardan speleotemler (sarkıt, dikit, mağara incisi v.d.) genelde çok yenic bir kısmı killi mitorit ile ornatılmıştır. Buna, yukarı su tabakası kuşağının salınımları, bir başka deyişle karst profilinde tekrarlanan %avada kalışlar neden olmaktadır (Şekil 11), Bunların mikro ölçekte olanları (Şekil 12) yanında makro ölçekte olanları vardır. Speleotemlerin en iyi görüldüğü yerler inceleme alanının kuzeybatısında Cambul tepenin güneydoğu etekleridir. Bunların boyları ortalama 2 milimetre olup, kon-santrik laminalı küreciklerden oluşmuşlardır, Bunlar klasik anlamdaki sığ deniz oolitleri olmayıp, karşılaşmanın rol oynadığı benzer şekillerdir. Bilindiği gibi oolit ya da pizolit benzeri yapılara sadece sığ deniz ortasında değil, derin deniz, gel git, göl, mağara ve hatta kalış ortamlarında rastlanır. Formasyonun alt kısımlarındaki konglomeraların İeterojenitesi yukarı doğru artar ve Üst Kretase yaşlı pembe renkli mücritier ile ofiyolitler görülmeye başlar. Bazen de çok iri kuvars çakılları ile kumtaşı bloklarına rastlanır.

Yukarıda anlatılan düzeyin üzerine iyi katmanlanmalı, Gastropod fosilli, yer yer çakıllı kalkarenitler gelir. Bu birim bej renkli olup, yer yer de açık yeşil renkli çakıtaşı ya da kıltaşı seviyeleri içerir. Bunlar en çok Cambul tepenin kuzeyindeki düzlüklerde görülür, Kalkarenitler arasındaki detritik düzeylerde mikro ve makro çapraz katmanlanmalar gözlenmiştir. Yapılan ölçümlerde akıntı yönünün peyden güneye doğru olduğu saptanmıştır. Kalkarenit düzeylerinin arasında kanal dolgulu kıltaşı, sığ ve marn ardalanmasından meydana gelen bir düzey yer alır. Bu düzeyin kalınlığı alttakilere göre oldukça fazladır. Bu düzey içinde kumtaşı ve kanal dolgulu kumtaşı gibi detritik kısımlar içerir. Ayrıca ekonomik öneme sahip linyit düzeyleri içerir.

Formasyon en üstte oldukça yuvarlak çakıllı, polijejik konglomeralarla son bulur Çakılların bazıları oldukça

iri olup (20-30 cm, kadar) genellikle kireçtaşı ofiyolit parçalarından oluşur.

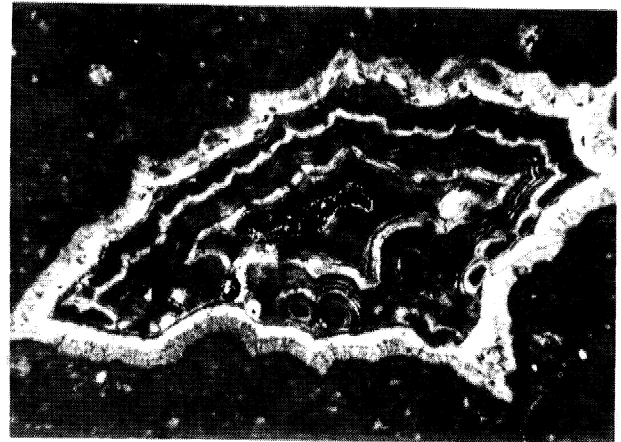
Birim kendisinden yaşlı tüm birimleri açısız uyumsuzlukla örter. Diğer taraftan kendisinden genç birimler tarafından da yine açısız uyumsuzlukla örtülür, İnceleme alanındaki görünür kalınlığın paleocoğrafya değişimlerinin olduğu yerlerde ve hepsinden önemlisi inceleme alanının dışında Gölhisar depresyonunun merkezine doğru artması beklenir.

Bu araştırmada alman örneklerde, özellikle kalkarenit içinde karakteristik olmayan gastropod fosilleri bulunmuştur. Bunun dışında fauna bakımından kıt olan birime eski incelemelere ve birimin diğer birimlerle olan saha ilişkilerine göre yaş verilmiştir. Colin (1962), Eşençay (Xanthos) vadisi, Elmalı ovası ve Kasaba bölgesinde çökellerin bazılarının en Üst Miyosen'de başladığını ifade eder. Özkaya (1981), ÇameM (Burdur) dolayında Üst Miyosen-Pliyosen yaşlı Çameli Formasyonunu ayırtlamıştır. Araştırmacı formasyonu, altta killi, gölsel kireçtaşı; üstte kömür damarlı yer yer killi kireçtaşı düzeylerini içeren kıltaşı olmak üzere aralarında açısız uyumsuzluk bulunan iki üyeye ayırır. Önceki araştırmacılar formasyonun yaşının Üst Miyosen-Pliyosen olması konusunda birleşmektedirler. Bu yaş tarafımızdan da kabul edilmektedir.

Bu birim, Gölhisar, Burdur, Denizli gibi çöküntü havzalarının bulunduğu geniş bir alanda yayılım gösterir.

Eski Alüvyon: Birim, inceleme alanının merkezi kısımlarında ve özellikle Sekiçayı boyunca yaygın bir biçimde izlenir. Ayrıca Avlan pınarı mevki de iyi görüldüğü yerlerdendir.

Kötü boylanmış, yuvarlaklaşmış, yarı yuvarlakmış, köşeli çakıl ve bloklardan oluşan bu alüvyon, yer yer tek-nemsi çapraz katmanlı kumtaşı içerir. Gevşek tutturulmuş kumtaşların bazı düzeyleri, yer yer de killi düzeyler içerir.



Şekil 12 Bir speleotemin mikroskopik görünüşü. Yer: Cambul Tepe dolay.

Figure 12 Microscopic view of a speleothem. Location; Around Cambul Tepe,

Eski alüvyon, çalışma alanında günümüz alüvyonu ile olasılıkla geçişlidir. Bu durum Seki ovasında izlenebilir.

Bu birime saha gözlemlerine dayalı olarak Pliyo-Kuvaterner yaşı verilmiştir.

Günümüz Çekelleri; Alüvyon, yamaç molozu, birkinü konisi, heyelan kütleleri ve yüksek dağların çukurlarında bulunan toprak örtüsünden ibarettir.

MAGMATİK KAYAÇLAR

Doğukızlar ofiyolit: Bu ad, ilk kez Ersoy, (1989) tarafından Dirmil yakınında Doğukızlar tepedeki yüzeylenmelere atfen verilmiştir.

En üst nap dilimi olup genellikle bölgenin kuzey-doğusunda yüzeylenirler. Ayrıca Güney Dağı dolayında Güney Dağı grubu'ndan oluşan iki tektonik dilim arasında görülür.

Doğukızlar ofiyoliti genellikle peridotitlerden oluşur. Bunlar çoğunlukla dunit ve harzburgit büşimlidir. Yer yer ince, bazen kalın (10 metre) diyabaz daykları ile kesilmiştir. Genellikle banüanma gösteren dunit ve harzburgitlerden oluşur. Bazen serpantinişemeye uğramışlardır. Alınan örneklerin mikroskopik sonuçları serpantini dunit, lertzolit, gabro amfibolit, uralitlemiş gabro» gabro-diyorit ve uralitlemiş diyabazı verir. Tektonik kesimlerde listvenit zonları gelişmiştir.

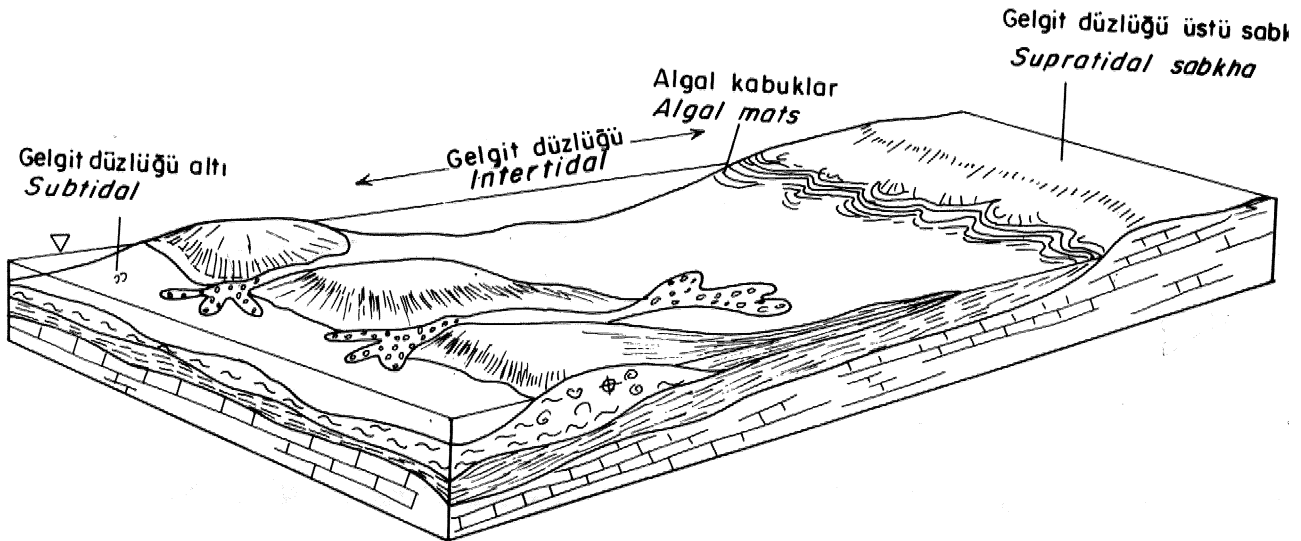
Güney dağı yüzeylenmeleri dışında tüm ofiyolit yüzeylenmeleri en üst nap dilimini oluştururlar. Sadece genç çökeller tarafından açılal uyumsuzlukla örtülürler. Kalınlığı konusunda bkşey söylemek oldukça zordur. Çok ender de olsa bazı yerlerde masif kkeçtaşları bunların içinde tektonik olarak yer alır. Bunlar Duldere kireçtaşına ait olabilir.

İnceleme alanındaki ofiyolit yüzeylenmeleri Üst Kre-tase-Paleosen yaşlı Dirmil olistostromal melanji üzerinde tektonik bk zon boyunca oturur. Bu ofiyolit napı **Gracian-sky** (1968) in Peridotit napı, Özkaya (1981) in Fethiye Peridotitleri, Şengör ve Yılmaz (1981) m Bozkır Ofiyolit Napı, Poisson (1977) in Kızılca Dağ masifindeki ofiyolitler ile eşdeğerdir.

Ofiyolitler Batı Toros teknesinin gerçek yabancı kayaçlardır. Toros ofiyolitlerin yaşı ve kök zonları konusunda çeşitli görüşler vardır. Ricou ve diğ. (1980) tüm Toros ofiyolitlerinin tek bk zondan (Menderes Masifinin kuzeyinden) türediğini savunurken, Şengör ve Yılmaz (1981) m ofiyolit **zonlanın** çok köklü olduğu bk modeli benimsemişlerdir. Diğer taraftan» Üşümezsoy (1987) tüm bu görüşlerin dışında bk bakış açısıyla Menderes Masifinin kuzeyindeki alanın (İzmk Zonu) tipik bk yayılma gösteren okyanus olamıyacağı, bu nedenle okyanus kabuğu oluşturamıyacağını ileri sürerek, Batı Toroslar'daki ofiyolit dilimlerinin Menderes Masifinin doğusundaki bk alandan (Eskişehk-Ankara Zonu) türeyebileceğini ifade **etmektedir**.

PALEOCOĞRAFYA VE JEOLJİK EVRİM

İnceleme alanı, Gondwana (Arab-Afrika) katısının kuzey devamı olan Torid Anatolid bloğu (Şengör ve Yılmaz 1981) üzerinde yer alır. Torid-Anatolid bloğunun mozayik hakkında çeşitli görüşler vardır ve bunlar halen güncelliğini korumaktadır. Biju Duval ve diğ. (1977), Torid platformunun Apulyo-Anadolu levhasının bk parçası olarak Afrika'dan Mesoje denilen bir okyanus ile **ayrıldığı** ileri sürerken; Ricou ve diğ. (1975), Arab-Afrika levhasıyla bağlantılı tek bk platformun (l'axe calcaire du Taurus,



Şekil 13 Neritik karbonatların çökme ortamını açıklayan blok diyagram. İstif yukarı doğru derinleşen ortamı karakterize eder.

Figure 13 Block diagram explaining deposition environment of the neritic carbonates. The sequence characterises the environment getting deeper upward.

DİRMİL GÜNEYİNDEKİ İEKTONİK BİRİMLER

varlığını savunur. Diğer taraftan Şengör ve Yılmaz (1981) biri Torid platformunun kuzeyinde, diğeri ise güneyinde olmak üzere iki Tetis okyanusundan sözederler* Son yıllarda bu konuda yapılan çalışmalar Torid-Anatolid bloğunun daha da parçalanmış olduğunu göstermektedir, iç Toros okyanusu (Şengör ve Yılmaz, 1981) ve Batı Toros Zonu (Ersoy, 1989) gibi Teüs'in yeni çökelme havzaları geçmişteki okyanus kollarının ikiden fazla olduğunu önemli kanıtlardır. Aşağıda, devirlere göre Batı Toroslar'm tarih* sel geçmişi özetle anlatılmıştır.

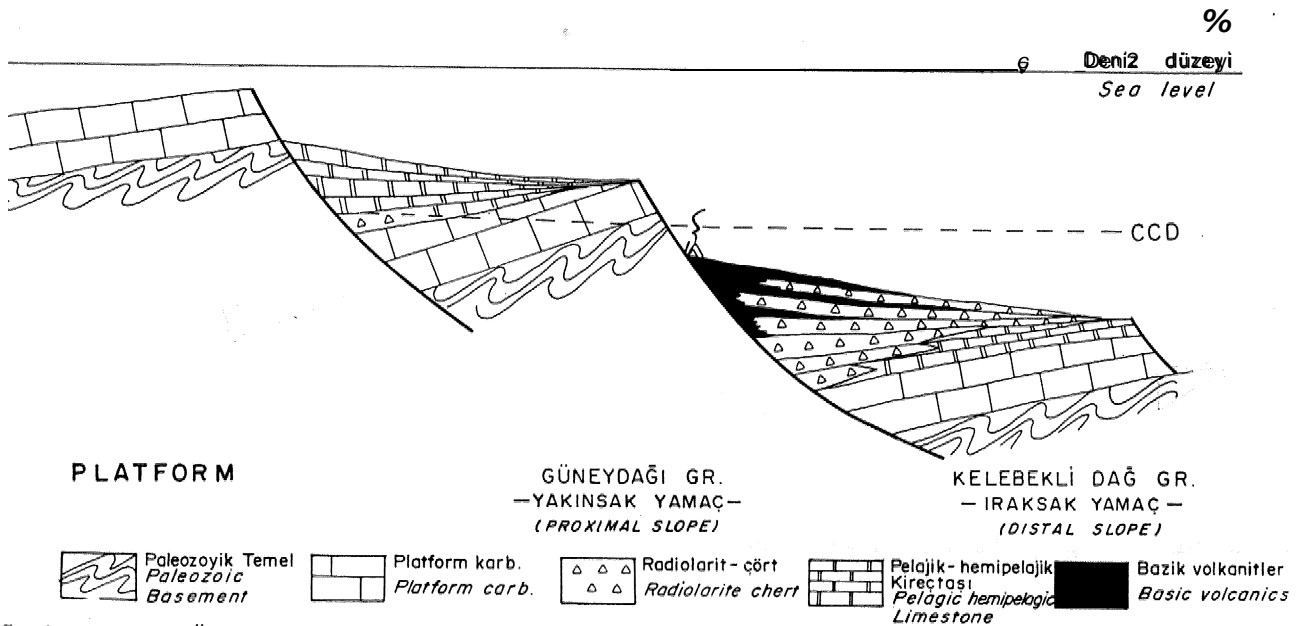
TRİYAS-LİYAS: İnceleme alanının en yaşlı kayaçları Üst Triyas yaşlıdır. Bunlar inceleme alanının dışında Nif ve Karadağ bölgesinde Paleozoyik birimlerin üzerine açılmalı uyumsuzlukla yerleşmişlerdir (Graciansky, 1968), Mesozoyik'teki ilk duraysızlaşma Alt Triyas'ta başlar (Erakman ve Alkan, 1986) ve Paleozoyik temel Üst Triyas yaşlı kmntülarla uyumsuz olarak örtülür. Bu da Üst Triyas öncesi bir bölgesel yükselme ve aşınma döneminin bir belirtisidir, Baü Toroslarda, Üst Triyas öncesi yükselme Monod (1977) lafından da kaydedilmiştir.

Bu sınırlarda (Orta-Üst Triyas'ta) Antalya naplarının kökenlendiği havzada (Pamfilya, Dumont ve diğ*, 1972) blok faylanmalar başlamış (Marcoux, 1978) ve giderek batıya doğru ilerlemiştir (Poisson, 1977). Antalya Teknesi'nin bir anlamda batıdaki devamı olan ve Menderes Masifi ile Beydağları platformları arasında kalan bu yer Poisson (1977) ve Poisson ve Sarp (1985) tarafından Kızılea-Çorakgöl teknesi olarak adlandırılmıştır. Araştıncılara göre her iki tekne Mesozoyik ve sonrasında bağlantılı olmuşlardır. Gerçekten Poisson (1977), Poisson ve Sarp (1985) in ileri sürdükleri bir Toros içi tekne var olmalıdır. Bu tekne,

büyük olasılıkla incelmış bir kıta kabuğudur. Bazı araştıncılara göre (Graeciansky, 1968; Bremmer, 1971; Önalın, 1979) Menderes Masifi güneyindeki bu alan Batı Toroslar'daki ofiyolit dilimlerinin kaynağıdır, Ersoy (1989) sözü edilen tekneye Kızılea-Çorakgöl adı yerine daha geniş anlamda Batı Toros Teknesi adını verir, Jeolojik verilere göre teknenin oluşum yaşı doğudan batıya doğru gençleşir. Doğuda Liyas başı iken batıda Üst Liyas'tır. Güney Dağı ve Kelebekli Dağ grubu, İbrahimler formasyonu, Elmalı formasyonu bu teknenin yerli birimleridir.

Tekne oluşumundan evvel (Üst Liyas öncesi) burada Üst Triyas-Liyas (daha doğuda Üst Triyas) megalodonlu, algi, mercanlı, oolit yapıları dolomit, dolomitik kireçtaşı ve kristalize kireçtaşı gibi sığ denizi karakterize eden litolojiler egemendi. Bu platform fasiyesi istif altta gelgit üstü (supratidal) ya da kıyasal sabka karakterli iken yukarı doğru gelgit düzlüğü» onun altı (subtidal) ve hatta açık deniz (open marine) çökelleriyle yukarı doğru derinleşen bir karakter gösterir (Şekil 13). Sekiçayı formasyonu'nun tabanındaki dolomitlerin dağıtım olmasının nedeni büyük olasılıkla sabka ortamında dolomitlerle birlikte olan evaporitik malzemenin daha sonraki evrelerde erimesidir, Yukarı doğru algi ve bol megalodonlu, mercanlı kısımları en üstte (üst formasyon sınırında) yer yer radiolaria fosilli katmanlar izler,

ÜST LİYAS-ÜST KRETASE: Teknenin oluşmaya başladığı Üst Liyas'tan itibaren ortam derinleşmeye başlamış ve Dogger-Üst Kretase döneminde hemipelajik ve pelajik (radyolarit-çört ve çörtlü kireçtaşları) çökelmiştir (Şekil 14). Derinleşme bazı alanda oldukça hızlı olmuş ve bunun sonucu derinlik kireçtaşı son durulma



Şekil 14 Geç Üst Kretase öncesi Anatolid-Torid platformunun parçalanmasıyla oluşmuş Toros içi teknedeki birimlerin ortamsal gelişimini gösterir enine kesit (ölçeksiz).

Figure 14 Sketch cross section showing environmental development of the units in the intra-Taurid Trough pre-Late Upper Cretaceous (not to scale).

derinliğine (GCD=carbonate compansation depth) erişmiştir. Karabel formasyonu tabanındaki radyolariah çörtler bu dönemde birikmişlerdir. Bu düzensiz hızlı derinleşme Üst Liyas-Üst Kretase döneminde daha kararlı olmuştur. Bu dönemde Kaymaklı formasyonuna ait çörüü kkeçtaşlardaki silis yüzdesi yukarı doğru dereceli olarak artış gösterir. Üst Kretase rifüesmenin maksimum olduğu bir dönemdir. Bu dönemdeki silis artışına spüüük volkanizma da eşlik etmiştir (bkz. Kaymaklı foimasyonu). Kaymaklı formasyonundaki bu bazik volkanizma artışı, Kelebekli Dağ grubuna ait tektonik dilimin Güney Dağ grubuna ait tektonik dilime göre teknenin daha derin bir kesidi oluşturduğunu gösterir (Şekil 14). Her ne kadar Bau Toros teknesindeki derinleşme Üst Liyas'ta başlamışsa da bazı yerler sığlığını Alt Kretase'ye kadar korumuşlardır (Ersoy, 1989), Bu sığlıklar ancak tekne içi yükselim alanlarıyla açıklanabilir. Bu alan kenarları büyük olasılıkla faylı olup bu şevlerde yamaç döküntüleri birikmişlerdir. Üst Kretase'nin en sonunda (Kampaniyen-Maastrichtiyen?) ortam sığlaşmış ve buna bağlı olarak rudistli, mercanlı kireçtaşları çökemiştir (Colin, 1962; Graciansky, 1968; Ersoy, 1989). Bunlar pelajiklerin üzerine uyumlu olup her yerde gözlenmezler. Geç Üst Kretase'deki bu sığlaşma, büyük olasılıkla ekstansiyonel rejimin kompresyonel rejim ile yer değiştirmeye başladığı döneme rastlar. Çünkü bu dönemden sonra bölgede, kırıntılı çökelmeye başlamıştır,

GEÇ ÜST KRETASE-PALEÖSEN : Üst Kretase'nin en son döneminde (Maastrichtiyen) Laramiyen orojenezinin kompresyonel fazları esnasında kıta kabuğu kısılmaya ve kalınlaşmaya başlamıştır. Yakınsayan bu hareketlere bağlı olarak bu döneme kadar süregelen karbonat çökeli mi sona ermiş, kırıntılı çökeli mi başlamıştır, Kırıntılıların çökeli mi sırasında gravite akıntıları büyük ölçüde etkili rol oynamıştır. Başlangıçta oldukça düzenli bir sedimantasyon gösteren bu flišimsi seriler tektonik hareketlerin paroksizmal dönemlerinde artan enerjiye bağlı olarak üstlere doğru daha kaotik bir görünüm kazanır. Çırkıcak bloklu fliši, Dirmil olistostromal melanji, İbrahimler formasyonu ve Elmalı formasyonu yukarıda açıklanan mekanizma ile gelişmiştir. Bunlardan Dirmil olistostromal melanji ofiyolitlerin cephe naplarının önündeki basenlerde çökelerken, Çırkıcak Bloklu fliši Batı Toros teknesinin kuzeyinde, İbrahimler ve Elmalı formasyonu ise güneyinde çökelmişlerdir, Çırkıcak bloklu flišinin altta Karabel formasyonu ile dokanağı inceleme alanı sınırları içinde genellikle açısız uyumsuz olmakla beraber geçişli olduğu yerler de vardır. Bu fliš, kırıntılılar yanında bazik bileşimi! volkanik ve karbonatlı düzeyler içerir. Genellikle yalonsak ve ortaç türbiditik karakterdedir. Dirmil olistostromal melanji ise ofiyolitlerin önünde geliştiklerinden oldukça bol ofiyolitik kayaçlar içerirler, Elmalı formasyonuma ait flišimsi seriler Batı Toros napıarım son yerleşme döneminde (Geç Eosen-Miyosen)

teknenin Bey dağlarına en yakın yerinde çökelmişlerdir* Bu kırıntılıların tekne de çökeli mi sırasında Beydağlan alanında da karbonatlı birimler çökelmekteydi.

Erakman ve Alkan (1986) Batı Toros teknesinin Tersiyer yaşlı olduğunu ileri sürerek teknenin genellikle karbonatlardan oluşan birimlerini Menderes Masifi'nin kuzeyinden taşırken, kırıntılı birimleri de Yavuz baseni adını verdikleri başka bir alanda çökeldiğini ifade ederler,

NEOJEN-KUVATERNER : Langiyen fazıyla Beydağlan önülkesi üzerine yerleşen tektonik birimler Batı Toroslarda kompresyonel hareketlerin bittiğinin habercileridir, Bu dönemden sonra bölge gerilmeli kuvvetlerin etkisinde kalmış ve inceleme alanının da içinde bulunduğu geniş bir alanda kabaca doğu-batı uzanım h grabenlerin oluşturduğu yeni depresyonel havzalar gelişmiştir. Bu havza oluşun tüm çökel toplulukları tektonik birimleri açısız uyumsuzlukla örter. Üst Miyosen-Pliyosen yaşlı Elmalıyurt formasyonu yukarıda sözü edilen tektonik kontrollü havzada biriken gösel oluşuklardır. Önce transgressif başlayan istif, regessif bir karakter ile son bulur. Pliyo-Kuvaterner yaşlı Eski Alüvyon ise Sekiçayı'nın ve kollarının eski kalıntılarını oluşturur, Yeni alüvyon çökelleri eskilerin üzerine akıntılarla kazanarak yerleşmişlerdir,

SONUÇLAR

1- İnceleme alanındaki çökeller, Neojen öncesi ve sonrası yaşlı olmak üzere iki gruba ayrılır, Neojen öncesi olanlar günümüzde alt ve üst sınırları bindirme düzlemleriyle ayrılan tektonik dilimler halindedir. Bu dilimlerin genellikle Üst Triyas-Liyas aralığı neritik, Jura-Üst Kretase aralığı yarı pelajik ve pelajik karakterli karbonatlar tarafından temsil edilirken, Maastrichtiyen-Paleosen aralığı gravite akıntılarının egemen olduğu kırıntılı olistostromal birimler ile temsil edilir, Neojen ve Kuvaterner yaşlı genç çökeller ise kendilerinden önceki bütün yaşlı birimleri uyumsuzlukla örterler, Bunlar karasal ortamda birikmişlerdir,

2- Neojen'den yaşlı çökel birimlerin çökeli me ortamı Menderes Masifi ile Beydağlan karbonat platformları arasında yer alan yaklaşık Geç Liyas'ta açılan Batı Toros Teknesi'dir, Bu tekne araştıracının önceki yayınlarında da sözü edildiği gibi incelenmiş kıtasal kabuk olup, okyanuslaşma evresine varamamıştır,

3- Ofiyoliüer bölgenin gerçek yabancı kayalaridir. Bunlar önceki araştıracıların da belirttikleri gibi Üst Kretase döneminde birbirini izleyen kompresyonel fazlarla güneye doğru ilerlemiş nap dilimleridir. Bu sürüklenimler sırasında ilerleyen napların ön çukurlarında Dirmil olislostromal melanji gelişmiştir*

4- Kelebekli Dağ grubu çökelleri Güney Dağı çökellerine göre teknenin daha derin bir kısmını oluşturmaktadır. Bunu, Kelebekli Dağ grubuna ait Kaymaklı formasyonu içindeki silis ve bazaltik volkanizma oranının yukarıya doğru artışı, açık şekilde gösterir.

DİRMİL GÜNEYFİTOEKİ TEKTONİK BİRİMLER

KATKI BELİRTME

Yazar, Doktora Tezi olarak hazırladığı bu çalışmasını denetleyen ve kabul eden Prof* Dr* Mehmet Akartuna'ya teşekkür eder. Bu çalışma, M.T.A. Genel Müdürlüğü'nün sağladığı olanaklar ile Jeoloji Etüdler Dairesi'nin "Teke Toroslan'ın Jeolojisi ve Harita Alımı" projesi kapsamında yürütülmüştür. Bu konuda sırasıyla öncelikle MTA, Genel Müdürü Sayın Sıtkı Sancar'a, Jeoloji Etüdler Daire Başkanı İ.Turan Çakmak'a, önceki koordinatörlerden Burhan Korkmaz'e, Jeoloji Mühendisleri Dr. Mustafa Şenel'e, Z.Rıfki Bilgin'e, Dr. Sefer Örcen'e ve T.P.A*O. Jeoloji mühendislerinden Beşir Erakman'a, paleontolojik tayanları yapan Doç. Dr. İzver Tansel'e ve Yard. Doç. Dr. Mehmet Sakıncı'ya, sedimenter petrografi tayanlarını yapan Yard. Doç. Dr. Semih Ulakoğlu'na, mineralojik tayanları yapan Yard. Doç. Dr. Okan Tüysüz'e, jeolojik çizimleri yapan ressamlardan Cazibe Hoşgören, Ferhan Yüksel'e ve Jeoloji Yük* Müh. eşim Ayla Ersoy'a yardımlarından dolayı en içten teşekkürlerimi sunarım.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Bernoulli, D., Graciansky, P. ch. de ve Monod, P (1974), The extension of the Lycian nappes (SW Turkey) in to the southeastern Aegean is Lands. *Eclogae Geol. Helv.* 67,39-90.
- Biju Duval, B., Dercourt, J. ve Le Pichon, X. (1977), From the Tethys ocean to the Mediterranean seas: a plate tectonic model of the evolution of the western alpine system: Ed. Technip. 143-64.
- Bremmer, H. (1971), Geology of the Coastal regions of SW Turkey: *Geology and History of Turkey: Angus S. Campbell, The Petr. Exp. Soc* of Libya Tripoli.* 257-73.
- Brinkmann, R. (1967), Die Südfanke des Menderes-Massivs bei Milas, Bodrum und Oren: *Fac. Sei. Ege Üniv., Sei. Rept. no. 4342 p.*
- Brunn, J.H., Graciansky, P. Ch, De., Gutnic, M., Juteau, Th., Lefèvre, R., Marcoux, J., Monod, O. ve Poisson, A. (1970), Structures majeures et correlations stratigraphiques dans les Taurides Occidentales: *Bull. Soc. Geol France (7), 12,3,515-24.*
- Brunn, J.J.L, Argyriadis, L, Marcoux, J., Monod, O.; Poisson, A. ve Ricou, L.E. (1975), Antalya'nın ofiyolit naplarının orijini lehinde ve aleyhindeki kanıtlar. Cumhuriyetin 50 yılı Yerbilimleri Kong. Özel Bası, MTA, 58-70,
- Colin, H.J. (1962), Fethiye-Antalya-Kaş-Finike (Güneybatı Anadolu) bölgesinde yapılan jeolojik etüdler. *MTA Enst. Derg.*, 59,19-61.
- Çağlayan, A.M., Öztürk, E.M., Öztürk, Z., Sav, A., Akat* U. (1980), Menderes Masifi güneyine ait bulgular ve yapısal yorum. *Jeol. Müh. Derg.*, 10,9-17.
- Dumont, J*E, Gutnic, M., Marcoux, J., Monod, O. ve Poisson, A. (1972), Le Trias des Taurides occidentales ("Turquie). *DefMon du basin pamphylien: un nouveau domaine a ophiolites a 1 marge externe de la chain taurique: Zeits. Deuti h, Geol Gesell,* 123,385-409,
- Erakman, B., Alkan, H. (1986), Kalkan-Elmah-Yeşilova-Acıpayam-Fethiye arasındaki jeoloji ve petrol olanakları. TPAO Raporu (yayınlanmamış),
- Ercan, T., Günay, E.; Türkecan, A. (1982), Bodrum yarımadasının jeolojisi, *MTA Enst. Derg.*, 97-98, 21-23.
- Ersoy, Ş. (1989), Fethiye (Muğla)-Göhlhisar (Burdur) arasında Güneydağı ile Kelebekli Dağ ve dolaylarının jeolojisi. Doktora Tezi (Yayınlanmamış). İÜ. Fen Bilimi Ens., 246 s.
- Graciansky, P. ch. de, (1968), Teke Yarımadası (Likya) Toroslarının üst üste gelmiş ünitelerinin stratigrafisi ve Dinaro-Toroslar'daki yeri. *MTA Enst, Derg.*, 71, 73-93,
- Gutnic, M., Monod, O, Poisson, A., Dumont, J.F, (1979), *Geologie Des Taurides Occidentales (Turquie) Mem. Soc, Geol Fr., N. Ser., 58437.*
- Kaaden, G. v.d ve Metz, K. (1954), Datça-Muğla-Dalaman Çayı "SW Anadolu" arasındaki bölgenin jeolojisi. *TJKBülL, V, 1-2,77-170.*
- Marcoux, J, (1978), A scenario for the both of a new ocean realm. *The Alpine Neo-Tethys 10th. Long, of Sedim. Abstracts, II, 419-420.*
- Monod, O. (1977), *Recherches géologiques dans les Taurus Occidental au Sud de Beyşehir: These DocL. d'Etat, Orsay, 432 s. (yayınlanmamış).*
- Orombelli, G., Lozej, O.P. ve Rossi, L.A. (1967), Preliminary notes on the Datça peninsula (SW Turkey), *Lincei-Rend, Se, Fis. Mat. e. nat. XLII, 830-841.*
- Önaian, M. (1979), Elmalı-Kaş (Antalya) arasındaki bölgenin jeolojisi. Doktora Tezi, İÜFF Monop*afileri29,
- Özgül, N. (1976), Torosların bazı temel özellikleri, *TJK Bült. 19,65-78.*
- Özkaya, N. (1981), Fethiye Yöresi Jeolojisi ve Petrol olanaktan. TPAO Raporu no. 1564,80 s.
- Özkaya, N. (1990), Origin of the allochthons in the Lycian belt, Southwest Turkey, *Tectonophysics, 177, .. 367-379.*
- Philippson, A, (1915), *Reisen und Forschungen im Westlichen Kleinasien S; Karlen Sudlichdes maander und das Westlichen Lykien Erg. Heft, 183, zu petermanns mitteilungeft, Gotha, 135 s.*

- Poisson, A, (1977), Recherches Géologiques dans les Taurides occidentales (Turquie). These dock d'etat, Université Paris, XI-Örsay, 795.
- Poisson A. ve Sarp, H* (1985), La zone De Kızılca-Çorakgöl un exemple de Sillon intra-platfomie A la Marge Externe Du Massif Du Menderes, Sixth colloquim on Geology of the Aegean Region, İZMİR, 555-564.
- Poisson, A, (1985), The extension of the Ionian trough in to southwestern Turkey, In: Dixon, J.E, and Robertson, A.HJF. (eds,)* The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean no. 17, Blackwell Seien. Pub. Oxford, 241-249.
- Richard, F, (1967), Découverte d'un horizon a Microcode um dans la série carbonate Crétacé-Tertiaire de Göçek (province de Muğla, Turquie) CR*Acad, ScL, Paris, 264,1133-36.
- Ricou, L,E,, Argyriadis, L ve Marcoux, J, (1975), L'Axe calcaire du Taurus un dignement de fenêtres arabo-africains sous des nappes radiolaritiques, ophiolites et métamorphiques; Bull. Soc. Geol Fr. Ser. 7,17,1024-1044
- Ricou, LEL ve Marcoux, J. (1980), Organisation générale et rôle structural des radiolarites et ophiolites du système alpino-méditerranéen, Bull. Soc. Geol. Fr. 22, 1-14,
- Selçuk, HL, Örcen, S*, Bilgin, Z.R., Şenel, M. ve Durukan, E. (1985), Keller (Burdur-Dirmil) Tektonik Penceresi. Türkiye Jeo, Kurult (Tebliğ Özetleri), 9.
- Şenel, M., Arbas, A., Bilgi, C, Bilgin, Z.R., Dinçel, M,A,, Durukan, E., Erkan, M., Karaman, T., Kaymakçi, H., Örcen, S, Selçuk ve Şen, M,A, (1986), Gömbe Akdağı'nın stratigrafisi ve yapısal özellikleri. Kaş-Antalya. Türkiye Jeoloji Kurultayı, (Bildiri Özetler), 5 L
- Şengör, AM.C. ve Yılmaz, Y, (1981), Teüyan evolution of Turkey. A plate tectonic approach. Tectonophysics, 75,181-241.
- Üşümezsoy, Ş. (1987), Kuzeybatı Anadolu Yiğışımı Orojeni: Paleotetisln bati kenet kuşağı. Türkiye Jeol KurultBüİL, 30,53-62.

KÜTAHYA TURANOÇAĞI VE ORTAOCAK MANYEZİT BÖLGELERİ SONDAJ VERİLERİNİN JEOİSTATİSTİKSEL YÖNTEMLERLE DEĞERLENDİRİLMESİ

*Evaluation of Drill-Log Data from Kütahya Turanocağı and Öртаocak Magnesite
Regions by geostatistical methods*

GÜRKAN YERSEL Anadolu Ü. Müh. Mim. Fakültesi Maden Mühendisliği Bölümü, ESKİŞEHİR
CAN AYDAY Anadolu Ü, Müh. Mim» Fakültesi Maden Mühendisliği Bölümü, ESKİŞEHİR

ÖZ : Kümaş'a ait 2 adet manyezit sahasında yapılan sondajların jeokimyasal verilerinin istatistiksel açıdan değerlendirilmesi yapılmıştır. Manyezit sahaslarına özgü veriler istatistiksel açıdan birbirleriyle karşılaştırılmıştır. Kullanılan değişkenler MgO, SiO₂, CaO, Fe₂O₃ ve Al₂O₃'tür, Bu tip çalışmalarda verilerin çokluğu gözönünde bulundurularak bilgisayar programları ile jeostatistiksel yorumlamalar yapılmaktadır. Sahalarda elde edilen verilerin aritmetik ortalama, standart sapma, değişim katsayısı bulunmuş ve değişkenler arasındaki ilişkinin ortaya konmasına çalışılmıştır, Otokorelasyon analizi ile sondajlarda ve kroskorelasyon analizi ile sondajlar arasında kimyasal veriler yönünden benzerlik bulunup bulunmadığı araştırılmıştır. Sahalara özgü veriler f-test ve t-test analizleri ile sahasların aynı topluma ait olup olmadıkları kullanılarak saptanmıştır.

ABSTRACT: Geochemical parameters of the drilling-logs from two magnetic mines of Kumaş have been evaluated statistically. Each magnesite mine was analyzed on statistical base within and between each other by using geochemical parameters. The parameters which were used in this study MgO, SiO₂, CaO, Fe₂O₃ and Al₂O₃, Computer programs were used in this geostatistical study due to excessive number of data. Mean standard deviation coefficient of variation of the variables from these two mines were found and correlation of variables were determined by correlation coefficient. Cyclicity of the variables within each drilling and similarity of the same sequence between drillings has been analyzed by autocorrelation and cross-correlation respectively. F-test and t-test analysis has been used for determining whether these geochemical parameters from each magnesite fields belong to the same population,

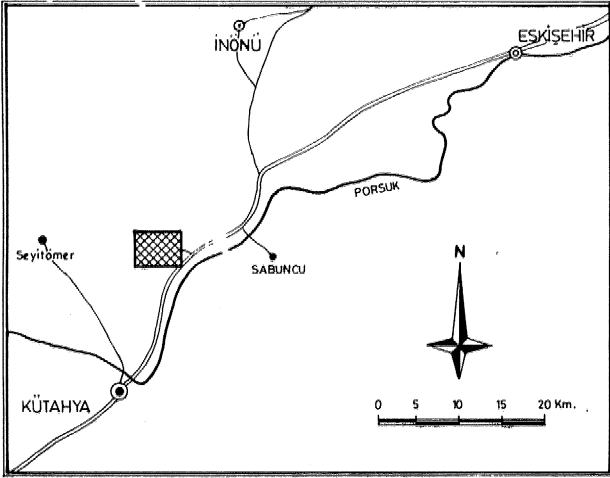
GİRİŞ

Bu çalışma Kütahya ilinin KD'sunda Kümaş'a ait manyezit sahaslarından elde edilen sondaj verilerine dayanmaktadır (Şekil 1), Çalışmada kullanılan verilerin MTA tarafından yapılmış sondajlardan elde edilmiştir. Çalışmada Turanocağı ve Öртаocak gibi M sahadan elde edilen sondajlara özgü jeokimyasal analiz sonuçları istatistiksel olarak yorumlanmıştır. Her sondajdan, ayrıca tüm sahadan elde edilen verilerinin aritmetik ortalaması, standart sapması ve değişim katsayısı (DK) değerleri saptanmıştır. Veri olarak MgO, SiO₂, CaO, Fe₂O₃ ve Al₂O₃ değerleri kullanılmıştır. Sondaj verilerinin kendi içlerinde ve aralarında oluşabilecek ilişkileri ortaya koyabilmek amacıyla otokorelasyon yöntemleri denenmiştir,

JEOLJİK KONUM

Eskişehir-Kütahya manyezit oluşumları yönünden zengin ve önemli bir bölgedir, Turanocağı ve Öртаocak manyezit yataklarının yer aldığı sahanın temelini Paleozoyik yaşlı rekristalize kireçtaşı blokları içeren şistler oluşturur. Bu birimler çalışılan sahanın kuzeyinde gözlenir (Şekil 2). Bu temel» yerleşme yaşı Üst Kretase-Paleosen olduğu kabul edilen serpantinleşmiş peridotitler tarafından tektonik olarak örtülür (Ökay, 1981).

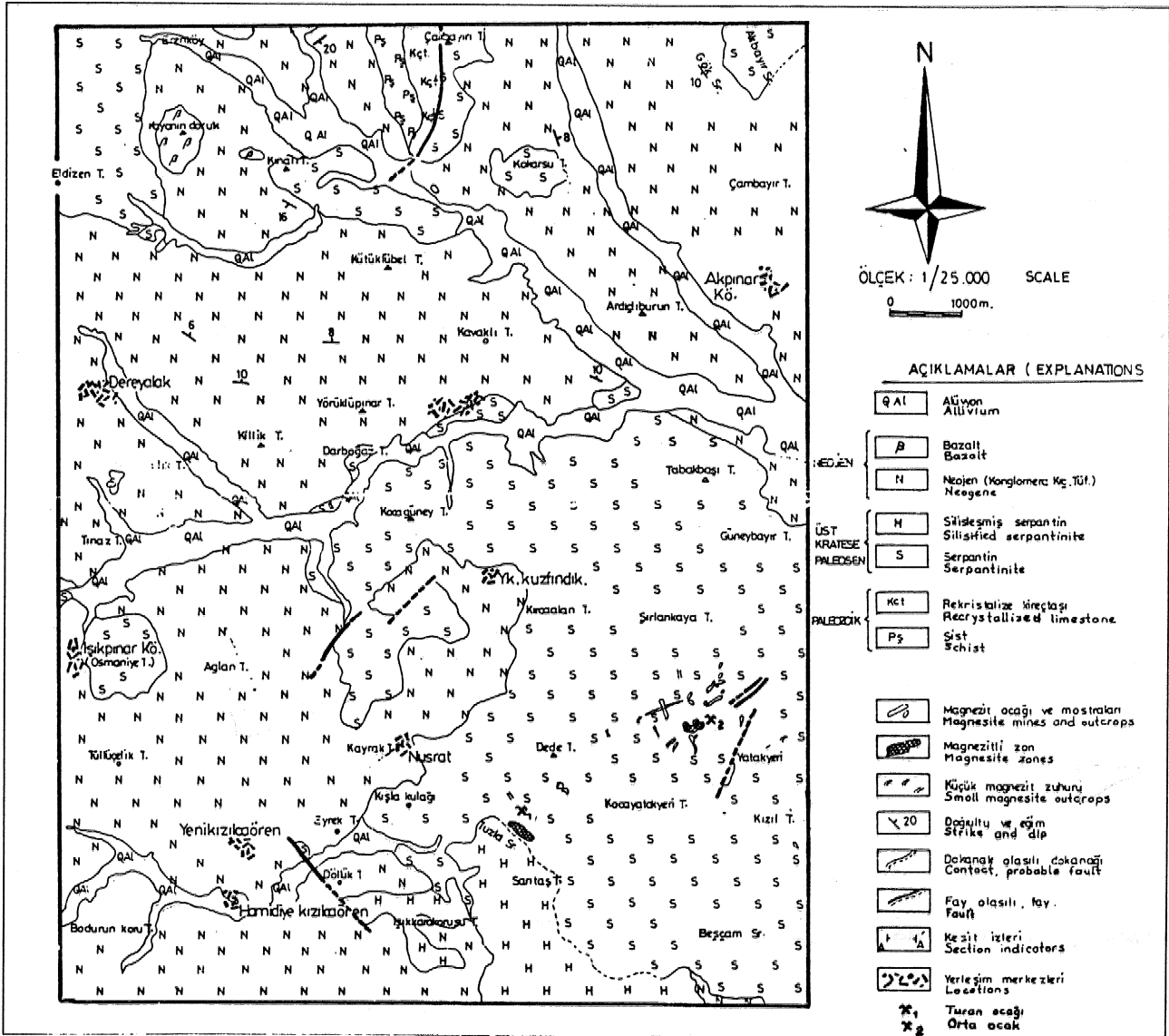
İnceleme sahasının doğu, güneydoğu ve kuzeybatısında yaygın olarak gözlenen serpantinleşmiş peridotitler, serpantinî ve silislenmiş serpantinî olarak ayırt edilebilmektedir. Serpantinîler peridotitin en alt bölümünü oluşturur. Öortaocak sahasının batı ve kuzey-



Şekil 1 Çalışma alanının bulduru haritası.
Figure 1 Location map of the studied area.

batısında gözlenir (Şekil 2). Serpantinler bol çatlaklı ve eklem sistemlerinin geliştiği bir yapıya sahiptirler, Serpantin Mn üst seviyeleri ileri derecede bozunmuştur. Genellikle Öртаocak sahasının KB, GD ve GB'da mostra verirler. Üeri derecede bozunmuş seipantinitler ağıs ve kafes tipi yapıya sahiptirler, Manyezit oluşumları genellikle bu serpanitinitlerde bulunup haritada seipantinitler içinde manyezitli zon olarak tanımlanmıştır. Peridotitin üst kısmında ise seipantinitler genellikle siUsleşmiştir, Bu kısımda kafes tipi yapı egemendir.

Konglomera, kireçtaşı ve tüften oluşan Neojen, serpanititleri uyumsuzlukla örtmektedir, Bu serinin yaşı bazı araştırmacılar tarafından Üst Myosen-Pilosen olarak verilmiştir (Önçşl ve Denizci 1982),



Şekil 2 Çalışma alanı jeoloji haritası (Demirhan, 1974).

Figure 2 Geological map of this study area (Demirhan, 1974).

KÜTAHYA MANYEZİT BÖLGELERİ

İnceleme sahasındaki manyezit yatakları peridotitlere bağlı olarak oluşmuştur. Tektonik kuvvetlerin neden olduğu kırıklı bir yapıya sahip olan peridotitler, atmosferik suların ve volkanik faaliyetlerin son safhasında çıkan CO₂ içerikli sıcak suların etkisiyle serpantinleşmiştir. Bu sırada peridotitlerin bünyesinden ayrılarak serbest kalan Mg⁺² iyonları ile CO₂ ile kimyasal reaksiyona girerek serpantinleşmiş peridotitlerin kırık ve çatlaklarında genellikle yüzeye yakın yerlerde kriptomstalin manyezitleri oluşturmuşlardır (Petraschek ve Pohl, 1982)*

İnceleme sahasında ağ tipi (Stockwerk) manyezitler gözlenmiştir, Turanocağı ve Ortaoak doğusunda bulunan ve çalışılan sahanın dışında kalan Suludere ocağında ise damar tipi manyezit gözlenmiştir,

İSTATİSTİKSEL YÖNTEM

Sondajlardan elde edilen verilerin aritmetik ortalaması bulunmuştur. Standart sapma sonuçları ile değişkenlerin aritmetik ortalamadan sapma dereceleri öğrenilmeye çalışılmıştır.

Ortalamaları farklı değişkenlerde bir karşılaştırma yapıldığında, standart sapmanın hangi değişkende daha büyük olduğunu anlamak için, sadece standart sapmaları karşılaştırmak yeterli olmamaktadır. Bu durumda boyutsuz

bir katsayı olan "Değişim Katsayısı" (DK) kullanmak gerekmektedir* Değişim Katsayısı iki rastgele değişkenin yayımlarının doğrudan karşılaştırılmasına olanak sağlar. DK'sı karşılaştırılan seri standart sapmaları, kendi grup-

TURAN OCAĞI

	x	s	D.K.
MgO	47.13	0.31	0.65
SiO ₂	0.31	1.13	124.17
CaO	0.76	0.37	47.43
Fe ₂ O ₃	0.66	0.22	32.35
Al ₂ O ₃	0.06	0.02	24.68

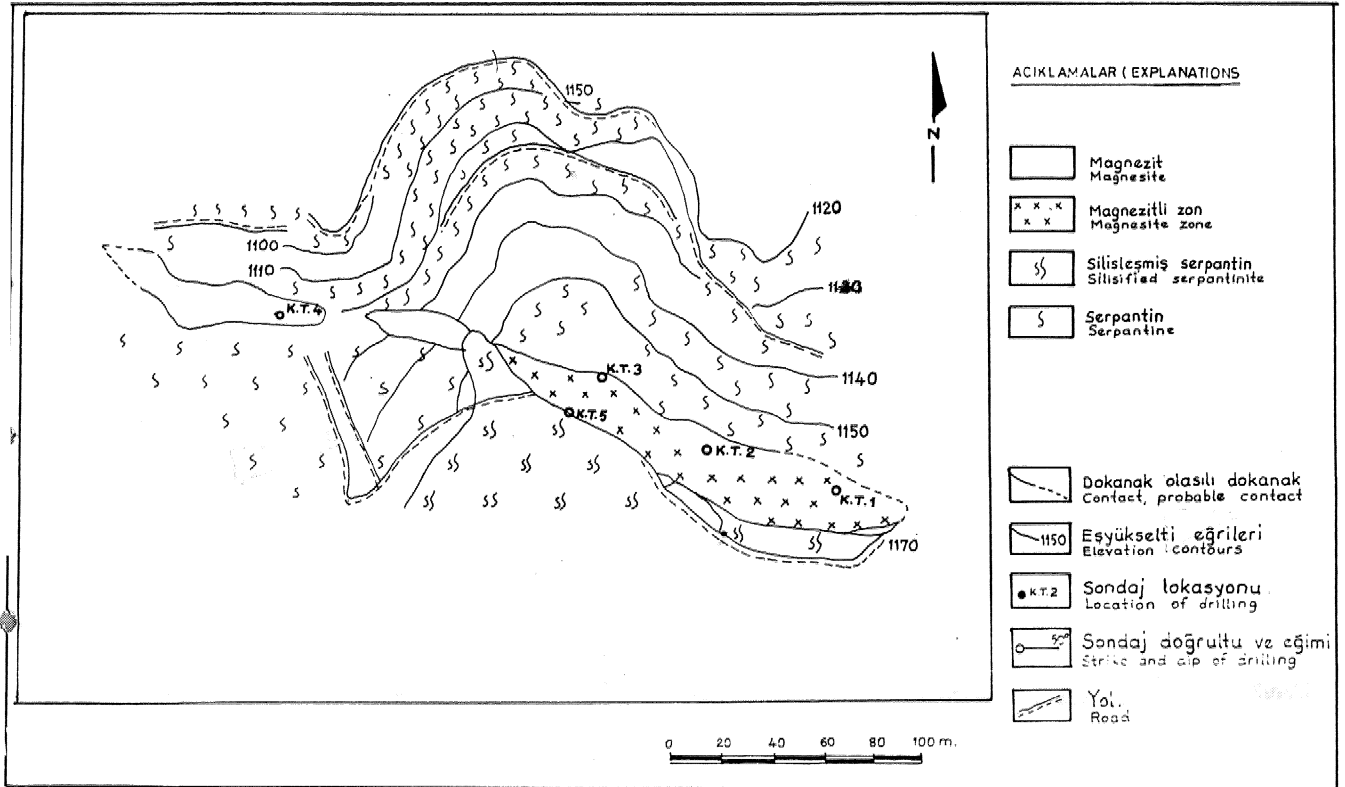
	x	s	D.K.
MgO	46.64	1.65	3.35
SiO ₂	1.99	2.32	116.53
CaO	0.94	0.25	26.73
Fe ₂ O ₃	0.56	0.28	50.00
Al ₂ O ₃	0.35	0.05	64.00

	x	s	D.K.
MgO	47.27	0.57	1.20
SiO ₂	0.32	0.32	100.00
CaO	1.00	0.38	38.09
Fe ₂ O ₃	0.52	0.30	57.53
Al ₂ O ₃	0.06	0.01	28.12

	x	s	D.K.
MgO	47.33	0.42	0.88
SiO ₂	0.56	0.56	113.75
CaO	1.03	0.23	22.53
Fe ₂ O ₃	0.26	0.11	42.30
Al ₂ O ₃	0.03	0.01	33.33

	x	s	D.K.
MgO	47.16	1.01	2.14
SiO ₂	1.34	1.42	137.33
CaO	0.99	0.30	30.30
Fe ₂ O ₃	0.44	0.27	61.36
Al ₂ O ₃	0.05	0.03	62.00

Çizelge 1 Turanocağı'na özgü jeoistatistik veriler.
Table 1 Statistical results of the geochemical data of Turanocağı.



Şekü 3 Turanocağı jeoloji haritası ve sondaj yerleri,
Figure 3 Geological map and drilling location of Turanocağı

larının ortalama değerinin bir yüzdesi olarak tanımlanır. Çalışmada serilerin DK'sı bulunmuş ve daha gerçekçi bir karşılaştırma olanağı elde edilmiştir,

Diziler arasında ilişki bulunup bulunmadığını saptamak amacıyla korelasyon mamksi oluşturulmuştur, Korelasyon matrisi elemanları dizeler arasındaki korelasyon katsayısını vermektedir. Burada unutulmaması gereken, korelasyon katsayısının iki seri arasında doğrusal bir ilişki olduğu zaman geçerli olduğu kuraldır. Korelasyon katsayısı +1 ile -1 arasında değişir ve genellikle 0.80'den büyük değerler aldığı zaman seriler arasında kuvvetli bir ilişkiden söz edilebilir. Bu çalışmada diziler arasında bulunan korelasyonun t-tesü ile kontrolü yapılmıştır. Elde edilen korelasyon katsayısının doğruluğu sulanmıştır.

Ötokorelasyon analizinde Turanocağı ve Ortaocak'ta yapılan sondajlar sırasında alınan örneklerin jeokimyasal analiz sonuçları kullanılmıştır. Değişkenler MgO, SiO₂ ve CaO'dur, Sondaj içindeki değişkenlerin derinliğe göre bir değişim veya benzeşim gösterip göstermediği araştırılmıştır* Sonuçta her sondaja ait jeokimyasal değişken dizisi ardışık pozisyonlarda kendisi ile karşılaştırılmış ve yüksek benzerlik gösteren noktaların saptanmasına çalışılmıştır. Bu değerler bulunduktan sonra her sondaj için koreiogram çizilmiştir,

Kroskorelasyon analizinde sondajlar arasındaki ilişkinin derecesi bulunmaya çalışılmıştır, Bu analizde sadece MgO» SiO₂ ve CaO değerleri ele alınmıştır. Sondajların çakışan noktalarının belirgin olarak saptanabilmesi için kroskorelogramları çizilmiştir.

	MgO	KT -1 SiO ₂	CaO	Fe ₂ O ₃
SiO ₂	-0.172			
CaO	-0.581	-0.640		
Fe ₂ O ₃	-0.244	0.081	-0.176	
Al ₂ O ₃	0.202	0.627	-0.439	-0.479
		KT - 2		
SiO ₂	-0.510			
CaO	-0.293	0.306		
Fe ₂ O ₃	-0.349	0.387	-0.050	
Al ₂ O ₃	-0.301	0.598	0.237	0.224
		KT - 4		
SiO ₂	-0.865			
CaO	0.115	-0.360		
Fe ₂ O ₃	-0.657	0.787	-0.650	
Al ₂ O ₃	-0.504	0.718	-0.633	0.813
		KT - 5		
SiO ₂	-0.515			
CaO	-0.260	-0.085		
Fe ₂ O ₃	-0.010	0.348	-0.389	
Al ₂ O ₃	-0.267	0.478	-0.071	0.766
		TUM SAHA		
SiO ₂	-0.590			
CaO	-0.086	-0.087		
Fe ₂ O ₃	-0.371	0.482	-0.432	
Al ₂ O ₃	-0.392	0.659	-0.160	0.413

Çizelge 2 Turanocağı jeokimyasal verilerinin korelasyon matrisi.

Table 2 Correlation matrix of Turanocağı geochemical data.

Bu çalışmada bilgisayar paket programları kullanılmıştır. Ötokorelasyon ve kroskorelasyon programları için (Erdem, 1987), diğer istatistiksel analizler ise "MINITAB" adlı genel amaçlı istatistiksel paket programından yararlanılmıştır. MINITAB, IBM 4341 tipi bilgisayar sisteminde değerlendirilmiştir.

İSTATİSTİKSEL ANALİZ

Turanocağı Sahası İstatistiksel Yorumu

Turanocağında doğu-batı yönünde uzanan bir hat üzerinde MTA tarafından sondajlar yapılmıştır (Şekil 3). Toplam sondaj sayısı 5 olup, 4 sondaja ait jeokimyasal veriler elde edildiğinden bunların yorumu yapılmıştır. Jeokimyasal veriler MgO, SiO₂, CaO, F₂O₃ ve Al₂O₃ olmak üzere 5 ayrı oksit element değerleri biçiminde ele alınmıştır.

Aritmetik Ortalama (x), Standart Sapma (s). Değişim Katsayısı (DK), Korelasyon Katsayısı (KK): Verilerin sondajlara göre bir yorumu yapıldığında belirgin bir fark gözlenmiştir, Sondajlar doğu-batı yönünden incelendiğinde, doğuda bulunan KT-1 sondajı SiO₂ değerinin ortalaması 0.91, CaO ise 0,78 olduğu, bu uçtaki KT4 sondajının SiO₂ değerinin 0.92, CaO 1.00 olduğu gözlenir (Çizelge 1).

Değişim katsayısı incelendiğinde SiO₂ DK'sının doğudan batıya azaldığı ortaya çıkmaktadır (Şekil 3). Aynı değişimi CaO için gözlemek mümkündür. Fe₂O₃ DK'sının doğudan batıya doğru arttığı belirlenmiştir (Çizelge 1).

	MgO	KT -1 SiO ₂	CaO	Fe ₂ O ₃
SiO ₂				
CaO	(-)	(-)		
Fe ₂ O ₃				
Al ₂ O ₃		(+)	(-)	(-)
		KT - 2		
SiO ₂	(-)			
CaO				
Fe ₂ O ₃		(+)		
Al ₂ O ₃		(+)		
		KT - 4		
SiO ₂	(-)			
CaO		(-)		
Fe ₂ O ₃	(-)	(+)	(-)	
Al ₂ O ₃	(-)	(+)	(-)	(+)
		KT - 5		
SiO ₂	(-)			
CaO				
Fe ₂ O ₃		(+)	(-)	
Al ₂ O ₃		(+)		(+)
		TUM SAHA		
SiO ₂	(-)			
CaO				
Fe ₂ O ₃	(-)	(+)	(-)	
Al ₂ O ₃	(-)	(+)		(+)

Çizelge 3 Turanocağı jeokimyasal verileri t-testi sonuçları.

Table 3 t-test results of Turanocağı geochemical data.

KÜTAHYA MANYEZİT BÖLGELERİ

Korelasyon katsayısı incelendiğinde (Çizelge 2) en yüksek ilişkilerin KT-1 sondajında SiO₂-CaO arasında (-) yönde ve SiO₂-Al₂O₃ arasında (+) yönde; KT-2 sondajında SiO₂-MgO arasında (-) yönde, SiO₂-Al₂O₃ arasında (+) yönde; KT-4 sondajında SiO₂-MgO arasında (-) yönde, Fe₂O₃-Al₂O₃ arasında (+) yönde yüksek ilişki görülür. KT5 sondajında ise Si²⁺-MgO arasında (-) yönde ilişki, Fe₂O₃ - Al₂O₃ arasında (+) yönde yüksek ilişki görülür. KT5 sondajında ise Si²⁺-MgO arasında (-) yönde ilişki, Fe₂O₃-Al₂O₃ arasında (+) yönde yüksek ilişki saptanmıştır. Tüm saha incelendiğinde Si²⁺-MgO arasında (-) yönde, SiO₂-Al₂O₃ arasında (+) yönde ilişki saptanmıştır. Turanocak sahasından elde edilen korelasyon katsayısı değerlerinin ne derece geçerli olduğu t-testi ile saptanmıştır. Bu test için anlam düzeyi %5 olarak seçilmiştir. Aralarında t-testine göre ilişki olduğu belirlenen değişkenler saptanmıştır (Çizelge 3),

Tüm Turanocağı sahası ele alındığında (Çizelge 1) SiO₂ değerlerinin aritmetik ortalamasının 134 ve CaO değerinin 0.99 olduğu anlaşılmıştır. MgO değerinin 47,16 olduğu saptandığında tüm bu değerlerin manyezit kalitesinin yüksek olduğuna işaret edebilir. Sitenin DK değerinin oldukça yüksek olması sahada SiO₂ değerine dikkat edilme« si gerçeğini ortaya koymuştur.

Otokorelasyon Otokorelasyon analizi Turanocağı KT-2» KT-4 ve KT-5 sondajları için uygulanmıştır (Şekil 3). Değişken olarak MgO, SiO₂ ve CaO ele alınmıştır.

Belirtilen sondajlar için yapılan otokorelasyon sonucunda MgO, SiO₂ ve CaO değerlerinin Turanocağı içinde rastgele dağıldığı anlaşılmıştır (Şekil 4),

Kroskorelasyon: Turanocağmda birbirlerine yakın sondajlar (Şekil 3) arasında kroskorelasyon analizi sonucunda sadece KT-1 ve KT-2 sondajları arasında SiO₂ ve CaO parametreleri ele alındığında, 15. ve 13. durumlarda belirgin benzerlik görülmüştür (Şekil 5).

Ortaocak Sahası İstatistiksel Yorumu: Ortaocak Turanocağına göre daha geniş bir alan kaplamaktadır. Sahadan toplam 10 adet sondaj verisi elde edilmiştir. Bir sondajda veri sayısı az olduğu için değerlendirmelere katılmamıştır.

Aritmetik Ortalama (x), Standart Sapma(s), Değişim Katsayısı (DK) ve Korelasyon Katsayısı (KK): Ortaocak sahasının SiO₂ değerlerinin aritmetik ortalamaları incelendiğinde KO-3 ve KO-4'de OJO'nin altında KO-2, KO-8 ve KO40'da 1.00'in üstünde olduğu gözlenir (Çizelge 4). MgO değerlerinde bir değişiklik gözlemlenmemektedir, MgO 47.00 ve CaO LOG değerleri çevresinde değişmektedir. Değişim katsayısının m yüksek olduğu değişken SiO₂ olmaktadır.

Ortaocak sahasının verileri arasında yapılan korelasyon analizi sonucunda SiO₂-MgO arasında KO-1, KO-2, KO-6 ve KO-8 sondajlarında KO2-34-9 sondajları dışında OJO'den yüksek (-) ilişki; SiO₂-CaO arasında KO-2 sondajı hariç pek ilişki bulunmadığı; SiO₂-Fe₂O₃ arasında, KO-2,3,4 ve 9 sondajları dışında 0,80'den yüksek (+) yönde ilişki saptanmıştır (Çizelge 5), Bu saha için elde edilen korelasyon katsayısı değerleri t-testi ile saptanmıştır. Aralarında teste göre geçerli ilişki bulunan değişkenler belirlenmiştir (Çizelge 6),

Otokorelasyon*: Otokorelasyon analizi sonucunda değişkenlerin Ortaocak sahası sondajlarında rastgele dağıldıkları ve belli bir ardakıma göstermedikleri anlaşılmıştır.

Kroskorelasyonu Ortaocak sahasında açılan sondajlar arasındaki ilişki MgO, SiO₂, ve CaO açısından ele alındığında aşağıdaki bulgular elde edilmiştir.

MgO değişkeni kroskorelasyon analizinde incelendiğinde 4 nolu sondaj (KO-4) ile 3 nolu sondaj (KO-3)

ORTA OCAK							
KO-1 Sondaj	n=9		KO-2 Sondaj	n=11			
	n	s	D.K.				
MgO	47.06	0.58	1.24	MgO	47.06	1.42	3.00
SiO ₂	0.65	0.67	103.27	SiO ₂	1.34	2.28	188.00
CaO	1.38	0.24	17.72	CaO	1.26	0.34	28.92
Fe ₂ O ₃	0.59	0.23	37.95	Fe ₂ O ₃	0.33	0.13	41.18
Al ₂ O ₃	0.07	0.02	33.54	Al ₂ O ₃	0.05	0.02	44.77
KO-3 Sondaj	n=7		KO-4 Sondaj	n=12			
	n	s	D.K.				
MgO	47.00	0.76	1.62	MgO	47.66	0.58	1.21
SiO ₂	0.31	0.41	133.03	SiO ₂	0.44	0.40	93.09
CaO	1.37	0.64	46.68	CaO	1.19	0.26	21.53
Fe ₂ O ₃	0.29	0.19	63.74	Fe ₂ O ₃	0.36	0.17	49.48
Al ₂ O ₃	0.04	0.01	27.78	Al ₂ O ₃	0.05	0.01	16.63
KO-6 Sondaj	n=13		KO-8 Sondaj	n=25			
	n	s	D.K.				
MgO	47.13	0.77	1.63	MgO	46.88	2.11	4.50
SiO ₂	0.36	1.30	134.77	SiO ₂	1.88	4.67	251.10
CaO	1.31	0.48	36.89	CaO	0.93	0.26	27.83
Fe ₂ O ₃	0.39	0.31	85.77	Fe ₂ O ₃	0.53	0.70	13.23
Al ₂ O ₃	0.05	0.02	39.27	Al ₂ O ₃	0.05	0.03	56.83
KO-9 Sondaj	n=18		KO-10 Sondaj	n=10			
	n	s	D.K.				
MgO	47.30	0.70	1.48	MgO	46.71	0.61	1.31
SiO ₂	1.19	0.93	77.43	SiO ₂	1.02	1.17	114.66
CaO	1.11	0.36	32.65	CaO	0.58	0.20	9.39
Fe ₂ O ₃	0.39	0.21	63.62	Fe ₂ O ₃	1.11	0.21	19.28
Al ₂ O ₃	0.06	0.02	38.25	Al ₂ O ₃	0.06	0.02	33.64
Tüm Saha	n=105						
	n	s	D.K.				
MgO	47.06	1.27	2.70				
SiO ₂	1.19	2.60	213.99				
CaO	1.16	0.37	31.56				
Fe ₂ O ₃	0.44	0.40	90.73				
Al ₂ O ₃	0.06	0.02	43.33				

Çizelge 4 Ortaocaka özgü jeoistatistik veriler.

Table 4 Statistical results of the geochemical data of Ortaocak.

arasında 6. durumda yüksek benzerlik ($r=Q.78$); SiO₂ değişkeni kullanıldığında KO-6 ile KQ-10 arasında 10, durumda; CaO değişkeni kullanıldığında KO-9 ile KO-6 arasında 18. durumda yüksek ilişki çıktığı belirlenmiştir (Şekil 6).

TURANOCAĞI VE ORTAOCUK SAHALARI SONDAJ VERİLERİNİN KARŞILAŞTIRILMASI

F-Test Uygulaması

Turanocağı ve Ortaocuk manyezit oluşumları masında jeokimyasal parametreler açısından benzerlik bulunup bu-

	MgO	KO - 1 SiO ₂	CaO	Fe ₂ O ₃
SiO ₂	(-)			
CaO	(-)			
Fe ₂ O ₃		(+)		
Al ₂ O ₃				(+)
		KO - 2		
SiO ₂	(-)			
CaO	(-)	(+)		
Fe ₂ O ₃	(-)			
Al ₂ O ₃	(-)	(+)	(+)	(+)
		KO - 3		
SiO ₂				
CaO	(-)			
Fe ₂ O ₃				
Al ₂ O ₃	(-)	(+)		
		KO - 4		
SiO ₂				
CaO				
Fe ₂ O ₃			(+)	
Al ₂ O ₃				(+)
		KO - 6		
SiO ₂	(-)			
CaO	(-)	(+)		
Fe ₂ O ₃	(-)	(+)	(+)	
Al ₂ O ₃	(-)	(+)	(+)	(+)
		KO - 8		
SiO ₂	(-)			
CaO				
Fe ₂ O ₃	(-)	(+)		
Al ₂ O ₃	(-)	(+)	(-)	(+)
		KO - 9		
SiO ₂	(-)			
CaO	(-)			
Fe ₂ O ₃	(-)			
Al ₂ O ₃	(-)	(+)		(+)
		KO - 10		
SiO ₂				
CaO				
Fe ₂ O ₃	(-)	(+)		
Al ₂ O ₃	(-)	(+)		(+)
		TUM SAHA		
SiO ₂	(-)			
CaO				
Fe ₂ O ₃	(-)	(+)		
Al ₂ O ₃	(-)	(+)		(+)

Çizelge 5 Ortaocak jeokimyasal verilerinin korelasyon matrisi.

Table 5 Correlation matrix of Ortaocak geochemical data.

lunmadığını saptamak istatistiksel hipotez testleri ile mümkündür, Ömek ortalamalarına dayanarak iki ana kütle arasındaki benzerlik için yapılan hipotez testinde ilk olarak f-test uygulanır* F-testinde ana küme varyanslarının birbirlerine eşit olup olmadığı hipotezi test edilmiştir (Çizelge 7).

Sonuçta %5 anlam düzeyinde F-kritik'in L60'a eşit olduğu MgO ve CaO değişkenleri dışında hipotez testinin varyans eşitliğini reddettiği görülür.

t-Test Uygulaması: Örnek ortalamaları arasındaki farka bağlı olarak yapılan t-testine %5 anlam düzeyinde t-kritik 1.98 olarak saptanmıştır (Çizelge 7), Bu testte

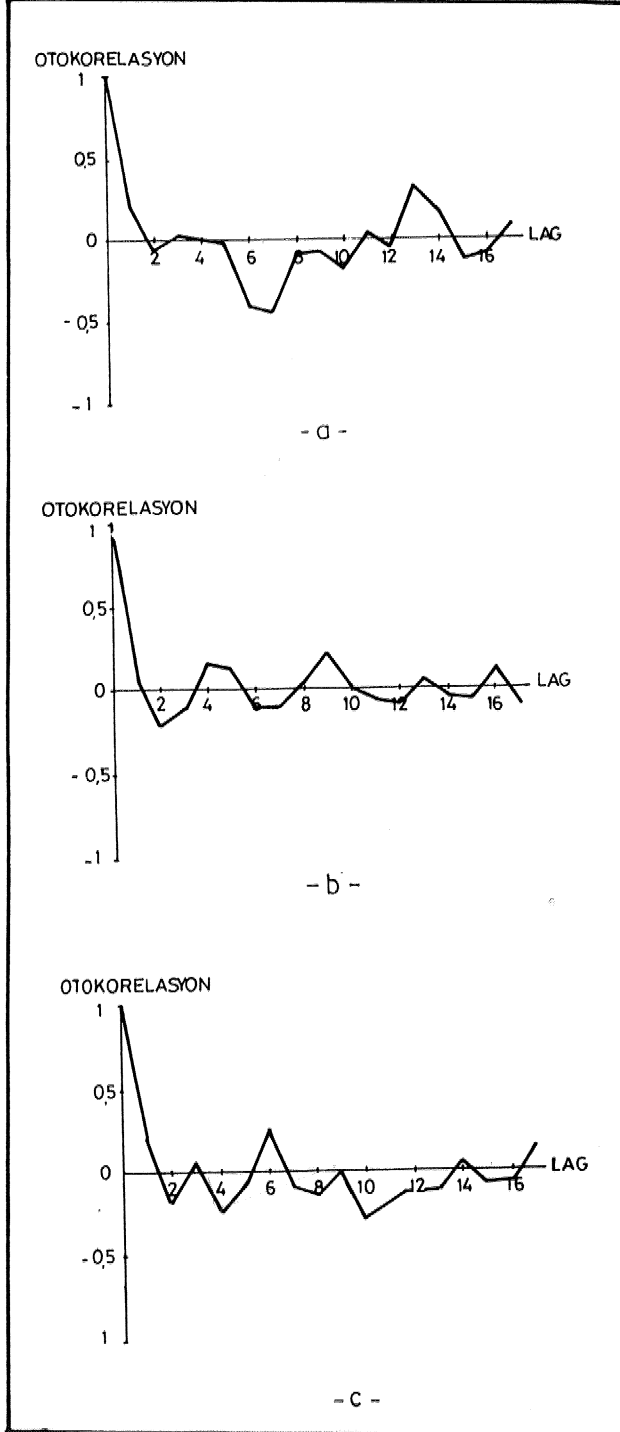
	MgO	KO - 1 SiO ₂	CaO	Fe ₂ O ₃
SiO ₂	-0.843			
CaO	-0.649	0.363		
Fe ₂ O ₃	-0.547	0.808	0.058	
Al ₂ O ₃	-0.299	0.592	-0.283	0.911
		KO - 2		
SiO ₂	-0.948			
CaO	-0.898	0.942		
Fe ₂ O ₃	-0.546	0.458	0.540	
Al ₂ O ₃	-0.817	0.821	0.702	0.559
		KO - 3		
SiO ₂	-0.634			
CaO	-0.932	0.556		
Fe ₂ O ₃	-0.374	0.224	0.075	
Al ₂ O ₃	-0.718	0.710	0.512	0.614
		KO - 4		
SiO ₂	-0.451			
CaO	-0.275	0.077		
Fe ₂ O ₃	-0.240	0.162	0.635	
Al ₂ O ₃	-0.044	-0.075	0.237	0.674
		KO - 6		
SiO ₂	-0.925			
CaO	-0.799	0.795		
Fe ₂ O ₃	-0.879	0.927	0.806	
Al ₂ O ₃	-0.758	0.843	0.749	0.936
		KO - 8		
SiO ₂	-0.972			
CaO	0.093	-0.236		
Fe ₂ O ₃	-0.934	0.943	-0.315	
Al ₂ O ₃	-0.827	0.834	-0.340	0.922
		KO - 9		
SiO ₂	-0.601			
CaO	-0.527	0.311		
Fe ₂ O ₃	-0.586	0.640	0.301	
Al ₂ O ₃	-0.681	0.532	0.455	0.674
		KO - 10		
SiO ₂	-0.455			
CaO	-0.452	-0.140		
Fe ₂ O ₃	-0.661	0.948	0.007	
Al ₂ O ₃	-0.762	0.751	0.338	0.873
		TUM SAHA		
SiO ₂	-0.906			
CaO	-0.233	0.021		
Fe ₂ O ₃	-0.823	0.850	0.007	
Al ₂ O ₃	-0.720	0.708	0.155	0.816

Çizelge 6 Ortaocak jeokimyasal verileri t-testi sonuçları.

Table 6 t-test results of Ortaocak geochemical data.

KÜTAHYA MANYEZİT BÖLGELERİ

görüldüğü gibi CaO hariç tüm diğer değişkenlerde iki sahanın örnek ortalamalarının eşit olduğu ve aynı ana kütleyle ait olduğu belirlenmiştir,



Şekil 4 Turanocağı sondaj verilerinden yararlanılarak elde edilen otokorelasyon diyagramı,
a) MgO b) SiO₂ c)CaO
Figure 4 Autocorrelation diagrams of drill-log data obtained from Turanocağı.
a) MgO b) SiO₂ c)CaO

Bu iki test birlikte değerlendirildiğinde, f-testinin Turan ve Orta ocak için sadece MgO ve CaO değişkenleri için benzerlik gösterebileceği anlaşılmıştır. t-Testi ile bu iki örnek grubunun aritmetik ortalamalarına göre aynı topluma ait olup olmadıkları sınıandığında, tüm değişkenler için benzerlikten bahsetmenin olanaksız olduğu varsayımı

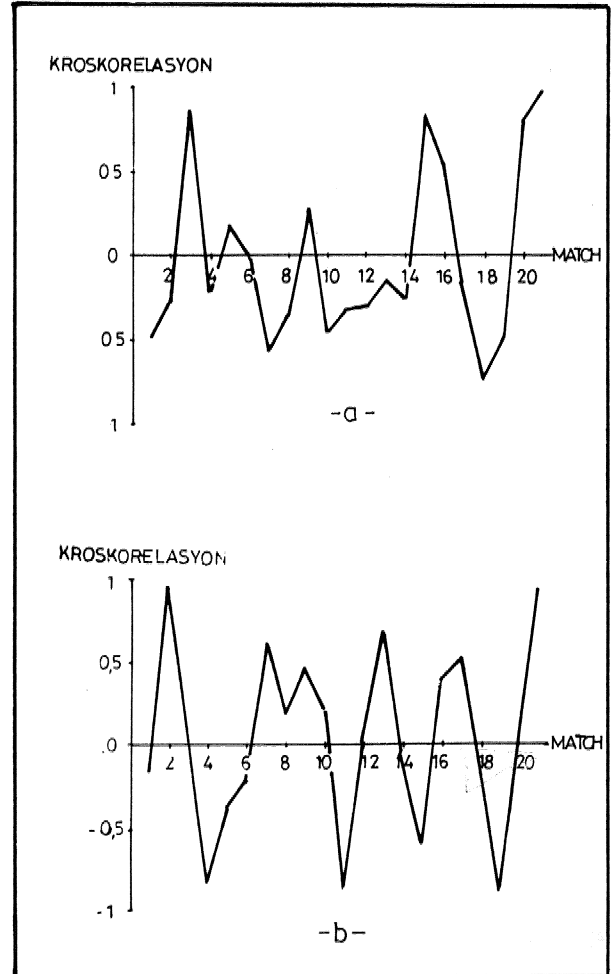
	F - test	t - test
MgO	1.578	0.667
SiO ₂	3.400	-0.480
CaO	1.490	-3.280
Fe ₂ O ₃	2.190	0.120
Al ₂ O ₃	1.800	-1.080

F-kritik=1.60

t-kritik=1.98

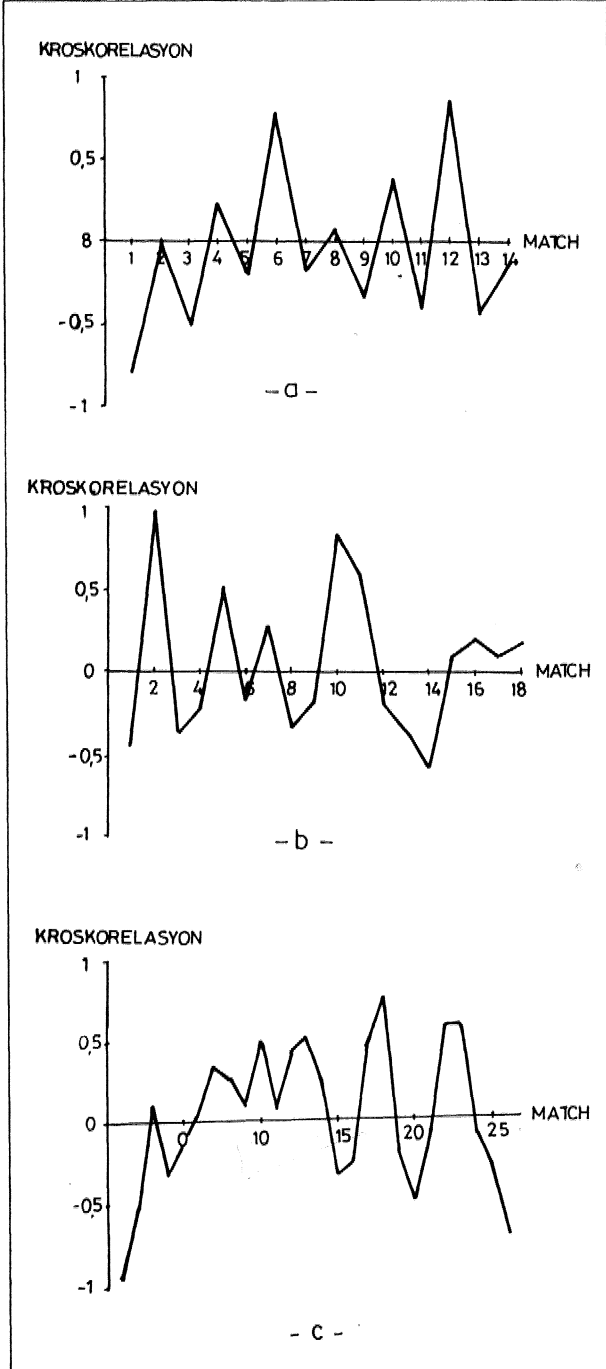
Çizelge 7 Ortaocak ve Turanocağı jeokimyasal verilerinin karşılaştırılması (f-test ve t-test).

Table 7 Comparison of Ortaocak and Turanocağı geochemical data by using f and t-test.



Şekil 5 Turanocağı sondaj verilerinin kros-korelasyon diyagramı,
a) SiO₂ b) CaO
Figure 5 Cross-correlation diagrams of drill-log data obtained from Turanocağı.
a) SiO₂ b) CaO

kabul edilmiştir. İki test birlikte kullanıldığında ilk istenen f-test varsayımının kabul olmasıdır (Davis, 1973), Örnek gruplarının benzer olup olmadığı t-testü ile sınırlı* F ve t testi varsayımları kabul olursa iki örnek grubunun benzer*



Şekil 6 Ortaocak sondaj verilerinin kros-korelasyon diyagramı,
a) MgO b) SiO₂ c)CaQ

Figure 6 Cross-correlation diagrams of drill-log data obtained from Ortaocak.
a) MgO b) SiO₂ e)CaO

liginden söz etmek olasıdır* F-testinde kabul edilen buna karşın t-testinde red olan varsayımına göre ise iki örnek grubu arasında benzerlikten söz etmek mümkün değildir.

Bu durumda Turan ve Ortaocak arasında belirtilen değişkenlere göre bir benzerlikten söz etmek olanaksızdır,

SONUÇLAR

Tüm yapılan istatistiksel analizden şu sonuçlar elde edilmiştir:

1, Turanocağı sahası sondajları jeokimyasal verilerinin istatistiksel analizine bakıldığında değişken olarak seçilen parametrelerin sondajlar arasında az değişiklik gösterdiği belirlenmiştir, Tüm Turanocağı incelendiğinde SiO₂, CaO ve MgO değerlerinin 1.34, 0.99 ve 47.16 olduğu anlaşılmıştır. Saha içinde en çok değişiklik gösteren parametrenin SiO₂ olduğu saptanmıştır.

2. Ortaocak sahası incelendiğinde sahada CaO değerinin pek değişiklik göstermediği, buna karşın SiO₂ değerinde önemli değişiklikler bulunduğu gözlenmiştir. Tüm ocak incelendiğinde SiO₂, CaO ve MgO değerlerinin 1.19, 1.16 ve 47,05 olduğu anlaşılmıştır»

3 * Turanocağı sahasının değişkenleri arasındaki korelasyon katsayısı değerleri incelendiğinde ve bulunan değerler t-testi ile sınırlı* SiO₂-CaO arasında belirgin bir ilişki bulunmadığı, SiO₂-MgO arasında (-) yönde ilişki bulunduğu anlaşılmıştır,

4, Ortaocak sahası değişkenleri arasındaki ilişkiler incelendiğinde ve t-testi ile sınırlı* SKVCaO arasında belirgin ilişki bulunmadığı» SiO₂-MgO arasında (-) yönde yüksek ilişki bulunduğu saptanmıştır,

5, Turanocak ve Ortaocak sahalarının korelasyon katsayısı değerlerinin sadece yönleri karşılaştırıldığında, iki ocakta da aynı değişkenler arasında aynı yönde ilişkilerin bulunduğu gözlenmiştir,

6, Otokorelasyon analizi sonucunda her iki sahada sondaj verilerinin rastgele dağıldığı anlaşılmıştır,

7, Sondajlarının birbirleri ile olan ilişkilerin kroskorelasyon analizi ile incelendiğinde Turanocağı'nda sondajlar arası ilişki az olarak belirlenmiştir. Buna karşın Ortaocak'ta belli sondajlar arasında belli seviyelerde yüksek benzerlikler saptanmıştır*

8, Ortaocak ve Turanocağı sahaları değişkenlerinin aynı topluma ait olup olmadıkları f ve t-test sonuçları ile sınırlı* ve aynı topluma ait olduklarına ilişkin yüksek derecede ilişki bulunamamıştır.

KÜTAHYA MANYEZİT BÖLGELERİ

ÖNERİLER

1. Ortaocakta SiO²'nin DK değerinin yüksek olduğu, sorun yaratabileceği ve bölgede detaylı jeolojik çalışmanın yapılmasının gerekeceğini ve bu ocakta hassas triyaj yapılması gerektiği,
2. Korelasyon sonucunda aralarında aynı yönlerde ilişki bulunan değişkenlerin manyezit oluşum teorileri dikkate alınarak incelenmesi ve nedenlerinin araştırılması»
3. Bu üp çalışmaların genişletilmesi, fazla veri kullanarak hassasiyetin artırılması,

DEĞİNİLEN BELGELER

- Davis, J.C., 1973, *Statistics and Data Analysis in Geology*, John Wiley and Sons, Inc.» 550 s.
- Demirhan, M., 1974, *Kütahya-Ilıca Ortaocak ve Turanoçağı Kuzeybatı Magnezit Sahaları Etüd Raporu*,

MTA Genel Müdürlüğü, Rp. No 7533 (Yayımlanmamış), 26 s. Ankara.

- Erdem, M., 1987, *Sondaj Karotlarının Bilgisayar Yöntemi ile Korelasyonu*, A.Ü.Müh.Mim, Fakültesi, Maden Müh. Bölümü* Bitirme Ödemi (Yayımlanmamış), 24 s. Eskişehir,
- Okay, A., 1981» *Kuzeybatı Anadolu'daki Ofiyolitlerin jeolojisi ve Mavişist Metamorfizması (Tavşanlı-Kütahya)*, TJK Bülteni, Cüt 24, Sayı 1, 85-94, Ankara.
- Öncel, Z. ve Denizci, R., 1982, *Eskişehir Bölgesi Lületaş ve Magnezit Etüdüleri Raporu*, MTA Genel Müdürlüğü Rp, No, 1567, 3. Cilt (Yayımlanmamış), Ankara,
- Petrascreeh, W.E. ve Pohl, W., 1982» *Lagerstättenlehre*, Stuttgart, 341 s.

ZİLE (TOKAT) YÖRESİNİN STRATİGRAFİSİ *Stratigraphy of Zile (Tokat) Region*

MEHMET AKYAZI C.tX Müh, Fak, Jeoloji Müh. Bölümü, SİVAS
«MAHMUT TUNÇ C.Ü. Müh. Fak, Jeoloji Müh, Bölümü, SİVAS

ÖZ: Bu çalışmada, Zile (Tokat) yöresinin ayrıntılı stratigrafisi ortaya çıkarılmaya çalışılmıştır.

* Çalışma alanının temelini oluşturan Turhal Metamorfitleri, düşük derece metamorfizma ürünleri olan, mikaşist, kalkşist, epidotşist, milonit-gneys, metakumtaşlan ve metakuvars kumtaşlanndan oluşan Permo-Triyas yaşlı matriks ile bu matriks içerisinde yüzer durumda bulunan, metamorfizma öncesi havza kenarından taşınmış Permiyen yaşlı mermer bloklarından oluşmuştur*

Kırmızı-pembe renkli kireçtaşlarından oluşan, Üst Jura- Alt Kretas© yaşlı Carcurum Formasyonu, bu temel kayalarını açılı uyumsuzlukla üzerlemektedir.

Çalışma alanında geniş yüzlekler halinde gözlenen, Hacılar Formasyonu, Carcurum Formasyonu, üzerinde açılı uyumsuzlukla yer almaktadır. Killi kireçtaşı fasiyesindeki Savcı Üyesi ile kumlu kireçtaşı fasiyesindeki Kayganlı Üyesi'nden oluşan bu formasyona ait örneklerin paleontolojik ve biyostratigrafik incelemeleri sonucunda, Globotruncana havannensis, Gansserina gansseri ve Abathomphalus mayaroensis olmak üzere üç adet planktonik Jpramİnifer biyozonu ayrılanmıştır*

Lütesiyen trasgresyonunun ürünleri olan Çekerek Formasyonuna ait birimler, Hacılar Formasyonu üzerinde açıl uyumsuzlukla yer almaktadırlar. Taban konglomerasıyla başlayan ve kumtaşı, killi kireçtaşı ile devam eden bu birimin üzerine de yeni açıl uyumsuzlukla, sığ deniz fasiyesi ürünleri olan; jipsli, tebeşirli ve tüflü kiltaşlarmdan oluşan Pliosen yaşlı Kemerkaş Formasyonu gelmektedir.

Çalışma alanında gözlenen en genç birimler ise» Kuvaterner yaşlı taraça çakıllardır.

Bölgenin jeolojik evriminde Laramiyen, Anadolu ve Pireniyen fazlan oldukça önemli rol oynamışlardır. Bu tektonik hareketlerle KD-GB doğrultulu kıvrımlanmalar ve bu kıvrım eksenlerine koşut sürüklenimler gözlenmiştir,

ABSTRACT; In this study, the stratigraphical characters of Zile (Tokat) are clarified in detail,

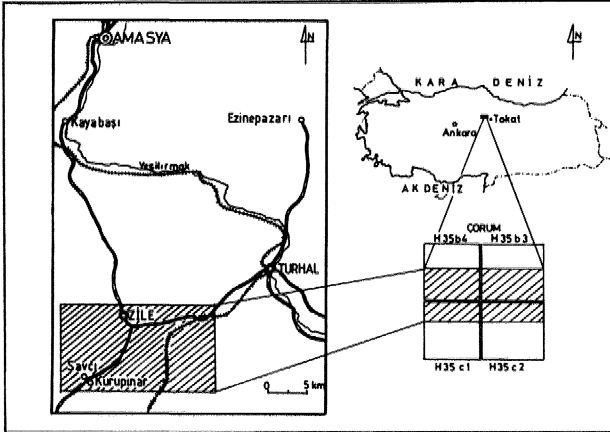
* The base of the studied area which are named as Turhal metamorphites is the low grade metamorphose rocks as quartzite, mica schist, calc schist, epidot-schist» milonite-gneiss, metosandstone ve metaquartz-sandstone in Permo-Triassic age, Permian limestone became marble blocks after metamorphism and located in Permo-Triassic matrix.

The basement rocks are unconformably overlain by Carcurum Formation (Upper Jurassic- Lower Cretaceous) consisting of red- pink limestones.

Carcurum Formation is unconformably covered by Hacilar Formation of Maestrichtian age. The paléontologie investigation of several samples taken from Savcı member consisting of clayey limestones and Kayganlı member consisting of sandy limestones of Hacilar Formation indicate that there planctonic forminifer biozones such as; Globotruncana havanensis, Gansserina gansseri and Abathomphalus mayaroensis,

£- During Lutetian transgression, Çekerek Formation was unconformably located on Hacilar Formation, This formation contains conglomerate, sandstone and clayey limestones. These rocks are overlain by the shallow marine faciès of gypsum, tuff and claystone of Pliocene Kemerkaş Formation showing angular unconformity. The youngest rocks are Quaternary gravels and pebbles in the studied area,

Laramian, Anatolian and Pkenian phases are important in the geological evolution of this area. The several NE-SW foldings and overthrusts which are parallel each other are seen in this tectonic region.



Şekil 1 Yerbuldu Hartası
Figure I Location map.

GİRİŞ

İnceleme alanı» Karadeniz Bölgesinde, Tokat iline bağlı Zile ilçesi çevresinde yer almaktadır. 1/25,000 ölçekli Çorum H23-b3 ve b4 paftalarının güney yansında* Çorum H35-C1 ve c2 paftalarının kuzey yansında yer alan çalışma alanı yaklaşık 200 km² lik bir alanı kapsar (Şekil 1).

İnceleme alanı ve yakın çevresinde 1947 yılından itibaren, değişik araştırmacılar tarafından, jeoloji amaçlı çalışmalar yapılmıştır. Baykal (1947), Blumenthal (1950), Okay (1955), Alp (1972), Seymen (1975) üe Özcan ve dğl. (1980) genel jeoloji amaçlı, Koçyiğit (1979) ve Tatar (1983) tektonik amaçlı, Yılmaz (1981) petrografi amaçlı, Gökçe (1983) maden jeolojisi amaçlı çalışmalar yapmışlardır.

Bölgenin ayrıntılı stratigrafisinin ortaya konulması amacıyla yapılan bu çalışmada, amaca yönelik olarak ilk aşamada bölgenin 1/25.000. Ölçekli jeoloji haritası (Şekil 2) yapılmış ve tanımlanan birimler inceleme alanı yakın çevresinde yüzeyleyen birimlerle denştirilerek, yanal ve düşey dağılımları belirlenmiştir. Daha sonra yörenin jeolo-

ji problemlerine ışık tutacak özellikle olduğu bilenen yerlerden 7 adet ölçülü stratigrafi kesiti yapılmış ve derlenen 235 adet örnek; petrografi, sedimentoloji ve özellikle paleontoloji açısından incelenmiştir. Bu incelemeler sonucunda elde edilen veriler ışığında, bölgede yer alan ve Maestrihtiyen yaşlı olduğu saptanan kireçtaşları, Hacılar Formasyonu olarak adlandırılmıştır. Bu formasyon içerisinde, killi kireçtaşı fasiyesindeki Alt-Orta Maestrihtiyen yaşlı Savcı Üyesi ile kumlu kireçtaşı fasiyesindeki Kaygan Üyesi ayrılanarak tanımlanmıştır. Derlenen örneklerin üzerinde yapılan biyostratigrafik incelemeler sonucunda, formasyon içerisinde; Alt Maestrihtiyen yaşlı, Globotruncana havanensis, Orta Maestrihtiyen yaşlı Gansserina gansseri ve Üst Maestrihtiyen yaşlı Abathomphalus mayaroensis biyozonu ayrılanarak tanımlanmış, Türkiye ve Dünya'daki benzer çalışmalarla karşılaştırılmıştır (Tablo 1),

STRATİGRAFİ

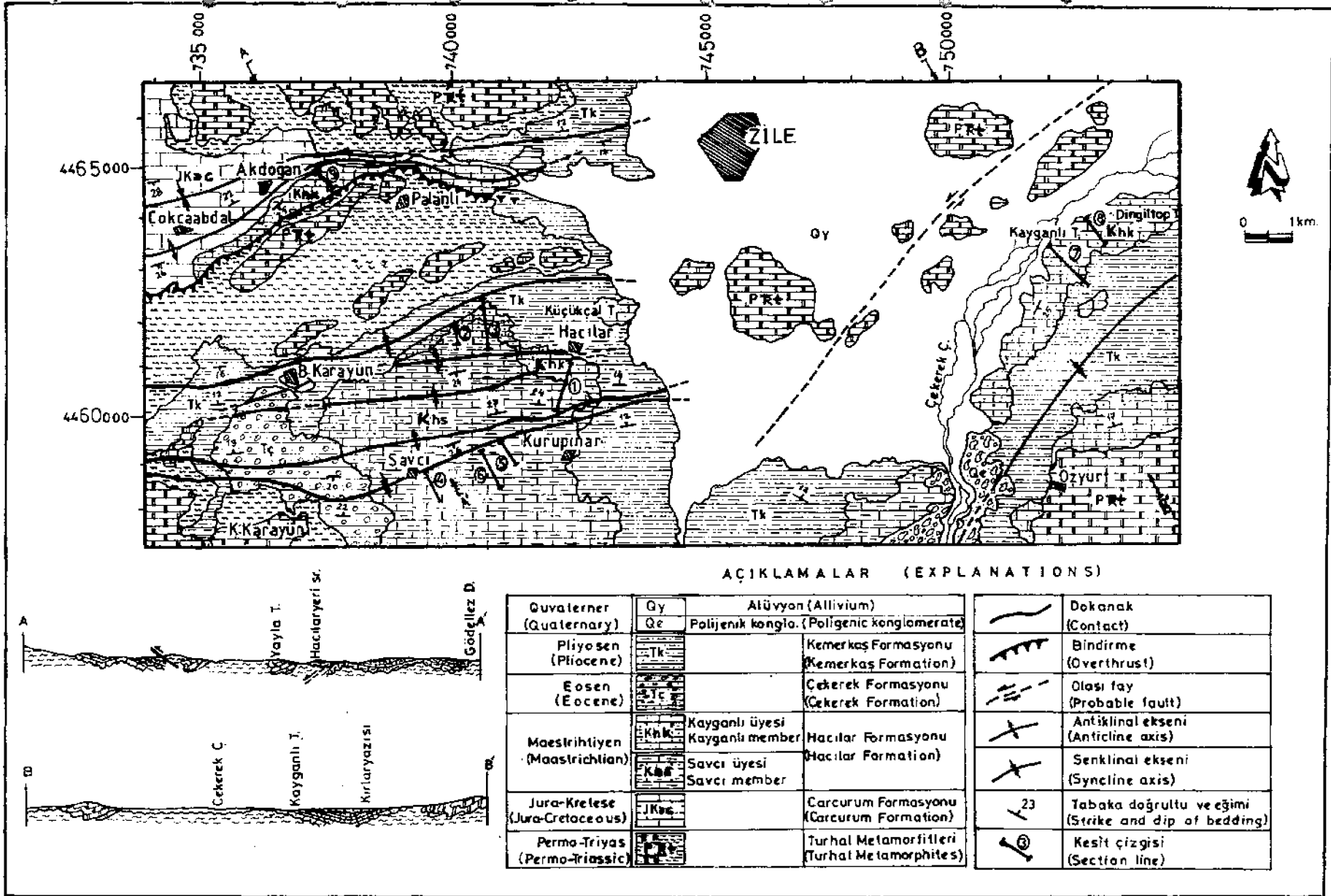
Turhal Metamorfileri (Ptet)

Baykal (1947); Blumenthal (1950); Okay (1955); Seymen (1975); tarafından "Ayrılmamış Paleozoyik" olarak tanımlanan bu birim, Koçyiğit (1979) tarafından "Tokat Grubu", Yılmaz (1980) tarafından "Tokat Formasyonu" Özcan (1980) tarafından "Turhal Grubu" olarak adlandırılan birim Gökçe (1983) tarafından ise "Turhal Metamorfileri" olarak adlandırılmıştır.

Erzincan'dan Amasya'ya kadar uzanan metamorfik zonu bir parçasını oluşturan Turhal Metamorfileri, inceleme alanının kuzeybatı kesiminde yüzeylenmektedir. Çokçaabdal Köyü güneyinde Eosen yaşlı Çekerek Formasyonu» Akdoğan Köyü güneydoğusunda ise; Jura-Kretase yaşlı Carcurum Formasyonu tarafından üzerlenen bu birimin kalınlığı hakkında kesin bir şey söylenememekte birlikte, inceleme alanında 300 m kalınlığa kadar eriştiği gözlenmiştir (Şekil 2)*

KAT (STAGE) KAT (SUBSTAGE)	Dalbiez (1955) TUNUS	Bolli (1957-59,66) TRİNİDAD	El Naggar (1966) MISIR	Mohler (1966) İSVİÇRE	Beckman vd. (1967) MISIR	Pessagno (1967) W. GULF COASTAL PLAIN	Douglas (1967-69) KALİFORNİYA	Barr (1972) LIBYA	Toker (1977) Haymana TÜRKİYE	Tunç (1984) Seben TÜRKİYE	Bu çalışma (This study) Zile TÜRKİYE
MAESTRIHTIYEN (MAESTRIHTIAN) ALT (LOWER) / ORTA (MIDDLE) / ÜST (UPPER) KAT (SUBSTAGE)	Globotruncana contusa	Abathomphalus mayaroensis	Globotruncana esnehensis	Globotruncana mayaroensis	Abathomphalus mayaroensis	Abathomphalus mayaroensis		Globotruncana mayaroensis	Abathomphalus mayaroensis		Abathomphalus mayaroensis
		Globotruncana gansseri	Globotruncana gansseri	Globotruncana contusa contusa	Globotruncana gansseri	Globotruncana gansseri		Globotruncana gansseri	Globotruncana gansseri		Gansserina gansseri
	Globotruncana arca	Globotruncana tricarinata	Globotruncana fornicata		Globotruncana tricarinata	Rugotruncana subcircummodifer	Globotruncanella havanensis	Globotruncana tricarinata	Globotruncana havanensis	Globotruncana havanensis	Globotruncanella havanensis

Tablo 1 Planktonik Foraminifer biyozonlarının karşılaştırılması.
Table 1 Correlation of the Planctonic Foraminifera biozones.



Şekil 2 Çalışma alanının jeolojik haritası ve jeolojik enine kesitleri.
Figure 2 Geological map and cross sections of the investigated area.

Düşük derecede metamorfizma izleri taşıyan Turhal Metamorfitleri; kuvarsit, kalkşist, epidotşist, milonitgnays* mikaşist, metakumtaşı ve metakuvars kum«taşlanndan oluşan matriks içerisinde yüzer durumda bulunan kristalize kireçtaşı bloklarından oluşmaktadır»

Kristalize kireçtaşlanndan alman örneklerin ince kesitleri üzerinde yapılan çalışmalarda fosil saptanmamıştır. Ancak, daha önce yörede incelemeler yapmış olan araştırmacılar; (Baykal, 1947; Koçyiğit, 1979; Yılmaz, 1980;) birim içerisinde Permiyen yaşı veren Fusulina sp., Spharulina sp. ve Hemigordius sp, fosillerini saptamışlardır. Bu nedenle bu çalışmada da kristalize kireçtaşlarının yaşı Permiyen olarak kabul edilmiştir. İçerisinde Permiyen yaşlı bloklar bulunduran metamorfik matriksin üzerinde yer alan ve çalışma alanının yakın çevresinde yüzeyleyen Alt-Orta Jura yaşlı Karakese Formasyonu (Özcan, 1980) ile, çalışma alanının kuzeybatısında yüzeyleyen Üst Jura-Alt Kretase yaşlı Carcurum Formasyonuna ait birimlerin metamorfizma geçirmediği gözlenmiştir. Bu nedenle, metamorfitlerinin Permo-Triyas yaşında olduğu ve Üst Jura öncesi metamorfizma geçirdikleri sonucuna varılmıştır.

Carcurum Formasyonu: (JKac)

Birim, Baykal, (1947) tarafından "Ayrılmamış Mesozoyik", Blumenthal (1955) tarafından "Amasya Kireçtaşları" olarak adlandırılmıştır. Daha sonra, Alp (1972) tarafından "Carcurum Formasyonu" olarak tanımlanan ve adlandırılan birim, Özcan vd, (1980) tarafından da Ferhatkaya, Helvacı ve Karaömer formasyonları ile birlikte "Amasya Grubu" na dahil edilmiştir. Bu çalışmada da aynı kullanılmıştır.

Çalışma alanının KB kesiminde yer alan Akdoğan köyü'nün KB'sindeki Palangeçe sırtlarında yüzeyleyen birim, Turhal Metamorfitleri üzerine açılı uyumsuzlukla gelir. İnceleme alanında 210 m kalınlığa sahip olan birimin, üzerinde Üst Kretase yaşlı Hacılar formasyonu açılı uyumsuzlukla yer alır.

Kırmızımsı renkli, silik köşeli metamorfik çakıllar içeren ve derecelenme göstermeyen, karbonat çknetolu bir konglomera ile başlayan birim, üste dojrpu bej-toem yar yer de pembe renkil olan, orta tabakalı ve kıvrımlı kireçtaşlarıyla sürer. Bu kireçtaşlarının alt düzeyleri "sıkı istiflenmiş" biyopelmikrit (Folk, 1968) dokusunda olup, bol pellet ile biyojen taneler (braminiferler ve bol miktarda radiolarialar) içerir. Üst düzeyleri ise, kötü yıkanmış oolitle pelsparit dokusundadır ve bol olarak pellet ile alg kökenli çekirdeğe sahip oolit içerir.

Carcurum Formasyonu'na ait örneklerin ince kesitleriyle yapılan incelemeleri sonucunda, Pseudotextulariia sp., Bîgenerİna sp*, Quinqueloculina sp.,

Protopenoplis sp., Textularia sp*, ve Miliolidae gibi fosiller saptanarak birime Üst Jura - Alt Kretase yaşlı verilmiştir.

Birime ait kkeçtaşlarının, tabanda mikrit dokulu olup, üst doğru hem sparit dokuya geçmeleri hem de bol oolit ve sığ deniz foraminiferleri içermeleri, derin olan deniz ortamının giderek sığlaştığını işaret etmektedir.

Hacılar Formasyonu (Kh)

Bu çalışmada yeniden adlandırılan birim adını, en iyi gözlemlendiği yer olan ve Zile İlçesi'nin yaklaşık 6 km GB'sında yer alan Hacılar Köyü'nden almaktadır.

Tip kesitin alındığı yer, H35 b4 paftasında (?41700-446000) başlangıç ile (?42100 - 4461400) bitiş koordinatları arasında yer almakta olup, kesit doğrultusu GB'dan KB'ya doğrudur»

Yardımcı kesitlerden, Kazanlar Dere (I) kesiti, Çorum H35 b4 paftasında (?40000 - 4461400) başlangıç ile (739900 - 4461900) bitiş koordinatları arasında yer almakta olup, kesit doğrultusu GB'dan KB'ya doğrudur*

Kazanlar Dere (II) yardımcı kesiti ise; Çorum H35 b4 paftasında (740500 - 61200) başlangıç İle (741100 - 4462200) bitiş koordinatları arasında yer almakta olup kesit doğrultusu, GD'dan KB'ya doğrudur (Şekil 2),

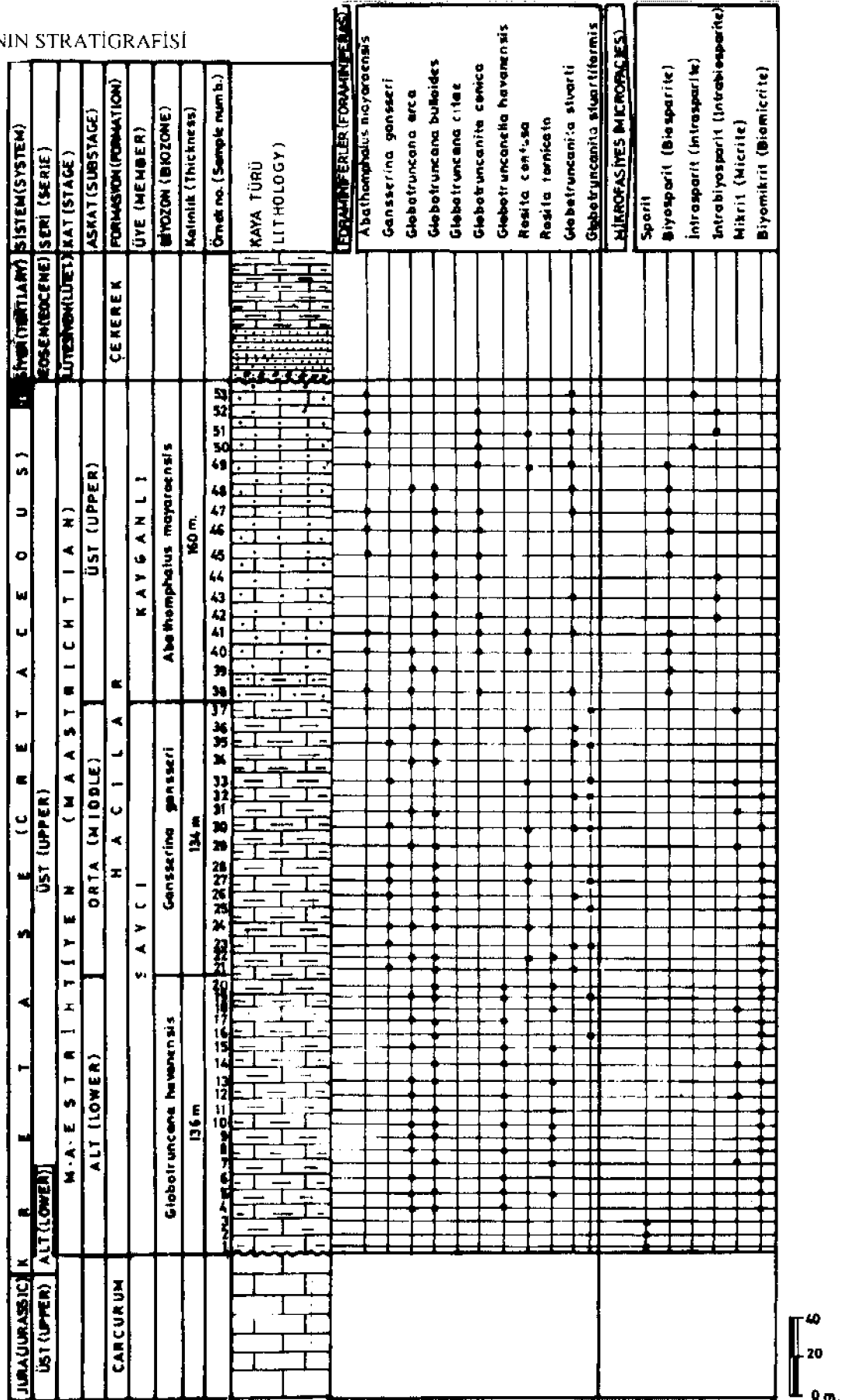
Birimden aknan örneklerin ince kesitlerle yapılan sedimentolojik ve petrografik incelemeleri sonucunda, doku* ların alttan üste doğru sparit, biyomikrit ve intrabiyosparit (Folk, 1968) olduğu saptanmıştır (Şekil 3).

İçerisinde Savcı ve Kayganlı üyeleri ayrıruanan birimin ayrıntılı litolojisi üyelerin anlatımında verilecektir.

Çalışma alanında 430 m kalınlıkta olduğu saptanan birim, 1/25.000 ölçekli Çorum H35 b4 paftasında yer alan Hacılar köyü batısında, haritalanamayacak ölçekte yüzlek veren Turhal Metamorfitleri'ne ait birimler üzerine Kurupmar Köyü batısında yer alan Gödellez Deresi'yle Akdoğan ve Çokcaabdal Köyleri'nde ise; Üst Jura - Alt Kretase yaşlı Carcurum Formasyonu üzerine uyumsuz¹ olarak gelir, Birimin üzerine de; Büyük Karayün, Hacılar ve Kurupmar Köyleri çevresinde Pliyosen yaşlı Kemerkaş Formasyonu, Savcı Köyü batısında Lütseyen yaşlı Çekerek Formasyonu açılı uyumsuzlukla gelmektedir. Çokcaabdal ve Akdoğan Köyleri güneyinde ise, yaklaşık D-B doğrultusunda uzanan bir hat boyunca Permo-Triyas yaşlı Turhal Metamorfitleri birimin üzerine bindirmiştir (Şekil 2).

Birim çalışma alanının çoğunlukla güney kesiminde olmak üzere GD ve KB kesiminde yaklaşık 40 km² lik bir yanal yayüma sahiptir*

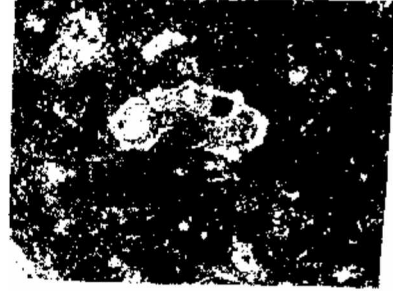
Formasyona ait kireçtaşlarından elde edilen örnekler üzerinde yapılan ayrıntılı paleontoloji çalışmaları sonucunda; Globotruncanella havanensis Voorwijk, Globotruncana arca (Cufshman) (L.1; Ş.3), G.citae



Şekil 3 Hacilar Formasyonu tip kesiti.
Figure 3 Type section of Hacilar Formation.



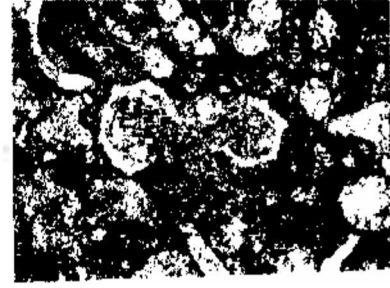
1



2



3



4



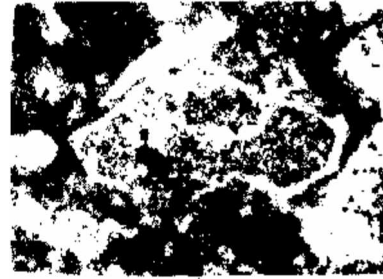
5



6



7



8

ZİLE YÖRESİNİN STRATİGRAFİSİ

Bolli (L.1; Ş.5), *G. bulloides* Vogler (L.1; Ş.4), *Rosita fornicata* (Plummer) (L.1; Ş.S), *Gansserina gansseri* (Bolli) (L.1; Ş.2), *Eosita contusa* (Cushman) (JL1; Ş/7), *Globotruncanita stuarti* (De Lapparent), *Gt ituartiformis* (Dalbiez), *Gt* conica* (White) (L.1; Ş.6), *Abathomphalus mayoroensis* (Bolli) (LA; ŞJ), *Globigerinella* sp., *Rugoglobigerina* sp. (L.1; Ş.9), *Heterohelix* sp., *Textularia* sp* ve *Radiolaria*lar saptanarak birime Maestthüyen yaşı verilmiştir (Tablo 2).

Birim, daha önce Özean vd, (1980) tamundan tanımlanan Eğerkaya Formasyonu ile denestMlebiir, Ayrıca birim, Yılmaz (1980) m çalışmasında yer alan Boztepe Formasyonu'na ait aynı yaştaki kireçtaşlarıyla ve Koçyiğit (1979) tarafından Tekneli Grubu kayaları ile de denestirilebilir.

Formasyonu ait birimler, bölgedeki yükselteleri oluşturmakta olup bol kırılı ve kıvrımlı bir yapı sunmaktadır*

Özcan vd. (1980), birimin tip yerini, çalışma alanımızın dışında kalan Eğerkaya'da gözleyerek birime Eğerkaya Formasyonu adını vermişlerdir* Diğer bazı çalışmalarda olduğu gibi (Okay, 1955), bu çalışmada da birimin gerçek tip yerinin Hacılar Köyü yöresinde yer aldığı saptanmıştır. Buradan yapılan tip kesitinin kalınlığı, Eğerkaya'dakinden daha kalın olup yaklaşık 430 m dir. Ayrıca, bu kesitte Eğerkaya kesitinde görülmeyen çok zengin Planktoitük Foraminifem saptanarak, askat düzeyinde yaş saptanmasına olanak sağlanmıştır* Tüm bu nedenlerden dolayı birimin adı Hacılar Formasyonu olarak yeniden adlandırılmıştır»

LEVHA I

- Şekil 1 *Abathomphalus mayaroensis* (Bolü).
- Şekil 2 *Gansserina gansseri* (Bolli),
- Şekil 3 *Globotruncana arca* (Cushman)*
- Şekil 4 *Globotruncana bulloides* Vogler»
- Şekil 5 *Globotruncana citae* Bolü.
- Şekil 6 *Globotruncanita conica* White.
- Şekil 7 *Rosita con tuşa* (Cushman).
- Şekil 8 *Rosita fornicata* (Plummer).

PLATE I

- Figure 1 *Abathomphalus mayaroensis* (Bolli),
- Figure 2 *Gansserina gansseri* (Bolli)«
- Figure 3 *Globotruncana arca* (Cushman).
- Figure 4 *Glubotruncana bulloides* Vogler,
- Figure *Globotruncana citae* Bolli,
- Figure 6 *Globotruncanita conica* White.
- Figure 7 *Rosita contusa* (Cushman).
- Figure 8 *Rosita fornicata* (Plummer).

Savcı Üyesi (Khs)

Bu çalışmada yeniden adlandırılan birimin adım en iyi gözleendiği yer olan ve Zile İlçesi'nin yaklaşık 10 km GB'smdan yeralan Savcı köyünden almaktadır.

Birimin tip yeri, İ/25,000 ölçekli Çorum H35 el paftası içerisinde Zile İlçesi'nin yaklaşık 10 km GB'smda yeralan Savcı Köyü dolayındadır* Tip kesitinin alındığı yer, H35 el paftasında (739500 - 4458200) başlangıç ile (?39500 - 4458900) bitiş koordinatları arasında yer almakta olup, kesit doğrultusu GB'dan KB'ya doğrudur,

Yardımcı kesitlerden» Kurupınar (I) kesiti, Çorum H35 b4 paftasında, (741200 - 4459900) başlangıç ile (?40500 - 4459500) bitiş koordinatları arasında yer almakta olup, kesit doğrultusu, GB'dan KB'ya doğrudur*

Kurupınar (II), kesiti ise; Çorum H35 b4 paftası içerisinde (?40500 - 4458400) başlangıç ile (?40500 - 4459400) bitiş koordinatları arasında yer almakta olup, kesit do^ultusu GB'dan KB'ya doğrudur,

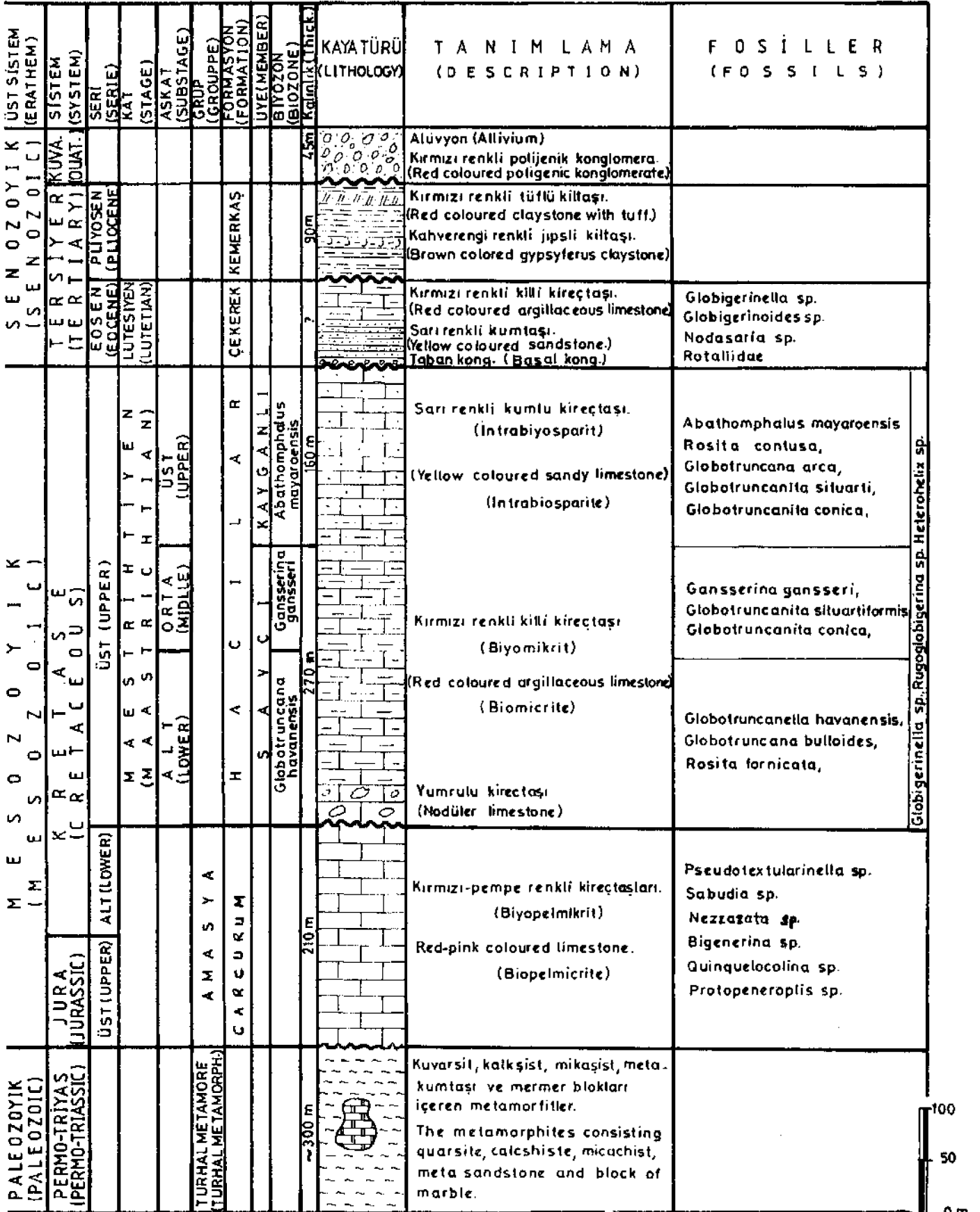
Genelde, sarımsı renkli, ince-orta tabakalı, pelajik killi kireçtaşlardan oluşan birimin tabanında yaklaşık 15 m kalınlığında alacalı renkli yumruu kireçtaşıları yer almaktadır. Çalışma alanında oldukça geniş bir alanda yüzeyleyen ve kalınlığı 270 m olan birimden alınan örneklerin ince kesitleri üzerinde yapılan pettografik incelemeler sonucunda, yumruu kireçtaşılarınmn sparit, üzerinde yeralan pelajik fasiy esteki kireçtaşlarınmn da biyomikrik (Folk, 1968) özellikle olduğu saptanmıştır.

Çalışma alanının GB'smda Üst Jura-Alt Kretase yaşlı Carcurum Formasyonu üzerine uyumsuzlukla gelen birim, kuzey sınırları boyunca Kayganlı üyesine ait killi- kumlu kireçtaşlarına uyumlu olarak geçerken, batı sınırları boyunca, Eosen yaşlı Çekerek Formasyonu, KB sınırları boyunca ise Pliyosen yaşlı Kemerkaş Formasyonu tarafından açılı uyumsuzlukla örtülmektedir,

Birime ait lareçtaşılarından alınan örneklerin ince kesitleri üzerinde yapılan paleontolojik incelemeler sonucunda*, *Globotruncanella havanensis* (Voorwijk), *Globotruncana arca* (Cushman) (L.1; Ş.3), *G* bulloides* (Vogler), (L.1; Ş .4), *Rosita fornicata* (Plummer) (L.1; Ş.-8), *Gansserina gansseri* (Bolli) (L.1; Ş.2), *Rosita costusa* (Cushman) (L.1; S.7), *Globotruncanita conica* (White) (L.1; Ş.6), *Gt stuarti* (De Lapparent), *Gt ituartiformis* (Dalbiez), *Rugoglobigerina* sp-, *Heterohelix* sp., *Textularia* sp. ve *Radiolaria* fosilleri saptanarak birime Ait-Örta Meastrihtiyen yaşı verilmiştir (Tablo 2).

Birimin Özcan ve dğL, (1980), tarafından tanımlanan Akyokuş Üyesi ile denestkilebilir.

Özcan ve dğL (1980), birimin tip yerini, çalışma



Şekil 4 İnceleme alanının genelleştirilmiş dikme kesiti.
Figure 4 Generalized columnar section of the investigated area.

ZİLEYÖRESİNİN STRATİGRAFİSİ

alanının dışında kalan Eğerkaya'da gözleyerek birime Ak-yokuş Üyesi adını vermişlerdir. Fakat birimin yanal ve dikey dağılımının en iyi gözleendiği yer Savcı Köyü dolayındadır. Ayrıca burada yapılan tip kesitte oldukça bol planktonik foraminifer saptanarak, askat düzeyinde yaş saptanmasına olanak sağlanmıştır. Tüm bu nedenlerden dolayı birimin adı Savcı üyesi olarak yeniden adlandırılmıştır.

Kayganlı Üyesi (Khk)

Bu çalışmada yeniden adlandırılan bu birimin adını, en iyi gözleendiği yer olan Kayganlı Tepe'den almaktadır.

Birimin tip yeri, 1/25,000. ölçekli Çorum H35 b3

paftasında olup Zile İlçesi'nin yaklaşık 8 km GD'sunda yer alan Kayganlı Tepe'dedir,

Tip kesitin alındığı yer, H35 b3 paftasında, (752000 - 4463400) başlangıç ile (752900 - 4462000) bitiş koordinatları arasında yer almakta olup kesit doğrultusu, KB'dan GD'ya doğrudur.

Yardımcı kesitlerden Dingiltop Tepe kesiti» Çorum H35 b3 paftasında (752800 - 4464000) başlangıç ile (753200 - 4463300) bitiş koordinatları arasında yer almakta olup, kesit doğrultusu KB'dan GD'ya doğrudur.

Akdoğan kesiti ise; Çorum H35 b4 paftası içerisinde, (737300 - 4464800) başlangıç ile (737400 - 4464800) bitiş koordinatları arasında yer almakta olup, kesit doğrultusu KB'dan GD'ya doğrudur.

M A E S T R I J H I Y E N (M A A S T R I C H T I A N) ALT (LOWER)		ORTA (MIDDLE)		ÜST (UPPER)		KAT (STAGE) ASKAT (SUBSTAGE)	
Globo truncanella havanensis		Gansserina gansseri		Abathomphalus mayaroensis		BİYOZONLAR (BIOZONES)	
P L A N K T O N İ K F O R A M İ N İ F E R A L A R (F O R A M İ N İ F E R A S)							
							Abathomphalus mayaroensis
							Gansserina gansseri
							Globo truncana arca
							Globo truncana bulloides
							Globo truncana citae
							Globo truncanella havanensis
							Globo truncanita conica
							Globo truncanita stuarti
							Globo truncanita stuartiformis
							Rosita fornicata
							Rosita confusa
Çok bol (Very abundant)		Bol (Abundant)		Az (Few)		Ender (Rare)	
A Ç I K L A M A (EXPLANATION)							

Tablo 2 İnceleme alanı Planktonik Foraminiferlerinin stratigrafik dağılımları.

Table 2 Stratigraphic distribution of Planctonic Foraminiferas in the investigated area.

nalları arasında yer almakta olup kesit doğrultusu $\bar{K}B$ 'dan GD 'ya doğrudur,

Sarımsı-kahverengi rengiyle arazide kolayca tanınan killi-kumlu ve kumlu kireçtaşlardan oluşan birimin çalışma sahasındaki kalınlığı 180 m dir* İnce kesitlerle yapılan petrografik ve sedimantolojik incelemeler sonucunda intrasparit (Folk, 1968) olduğu saptanan birim içerisinde, ince kum boyutunda kuvars feldspat, serpatin ve glokoni mineralleri gibi intraklasüar gözlenmiştir.

Çalışma alanının GD 'sunda yer alan Hacılar Köyü yöresinde Ait-Orta Maestrihiyen yaşlı Savcı üyesi üzerine uyumlu olarak gelen birim, çalışma alanının KB^* sında Pa-lank ve Akdoğan Köyleri yöresinde de, Üst jura-Alt Krata-se yaşlı Carcurum Formasyonu üzerinde açılı uyumsuz olarak yer almaktadır. Birimin üzerine, çalışma alanının KB^1 sında Permo-Triyas yaşlı Turhal Metamorfileri bindirmeli olarak gelmektedir, Pirim çalışma alanının değişik yerlerinde ise, Eosen yaşlı Çekerek ve Pliyosen yaşlı Kemerkaş Formasyonları tarafından açılı uyumsuz olarak örtülmektedir,

Genellikle çalışma alanının doğusunda olmak üzere yaklaşık 15 km² lik bir alanda yüzeyleyen birimin kalınlığı 160 m ölçülmüştür*

Birimden alınan örneklerin ayrıntılı paleontolojik incelemeleri sonucunda, Abathomphaxis mayaroensis (Bolü) (L.1; Ş.1), Giobotrimeanita stuarti (De Lap-parent), Gt.conica (White) (L.1; Ş.6), Rosita con t usa (Cushman) (L.1; S.7), Giobotrimcana arca (Cushman) (L.1; S.3), Giobotruncana citae Bolli (L.1; Ş.5), Textularia sp., Cibicides sp., Nodosariidae, Buliminidae, Bolvinidae ve Radiolaria fosilleri tanımlanarak birime Üst Maestrihiyen yaşı verilmiştir (Tablo 2),

Birim Özcan ve dğL (1980) tarafından tanımlanan Uzungeliş Üyesi ile denetlenmiştir,

Özcan ve dğL (1980), birimin tip yerini, çalışma alanımızın dışında kalan Egerkaya yöresinde gözleyerek birime Uzungeliş Üyesi adını vermişlerdir, Fakat birimin yanal ve dikey dağılımının en iyi gözleendiği yer içerisinde bol planktonik foraminifera tanımlanarak, askat düzeyinde yaş saptayabildiğimiz Kayganlı Tepe'de yüzeylemektedir. Bu nedenle birim tarafımızdan Kayganlı Üyesi olarak adlandırılmıştır,

Örtamsal Yorum

Birim en alt düzeyinde gözlenen Moüusca ve Mercan kavkuları ile Alg parçaları içeren sparit dokulu ve yumru lu kireçtaşları, Maestrihiyen transgresyonunun bölgede gözlenen ve sığ deniz fasiyesinde olan ilk tortullarıdır, Hızlı gelişen transgresyon sonucu, bölge derin deniz özelliği kazanmış ve buna paralel olarak, bol planktonik

foraminifera daha az bentonik foraminifera içeren, mikrit dokulu pelajik kireçtaşları çökelmiştir. Bu durum Üst Maestrihiyen'e dek sürmüştür. Üst Maestrihiyen'de deniz giderek sığlaşmaya başlamış ve mikrit dokulu kireçtaş-lannın yerini, bentonik foraminiferaları daha bol olarak gözleendiği intrasparit dokulu kireçtaşları almıştır.

Birim, Maestrihiyen sonundaki Laramiyen orojenezi ile kıvrımlanarak su üstü olmuştur.

Çekerek Formasyonu (Tç)

Lütesiye transgresyonunun ürünü olan bu formasyon ilkin Özcan ve dğL (1980) tarafından adlandırılmış ve bu çalışmada da aynı adla kullanılmıştır.

İnceleme alanının GB 'sında, Küçükkarayün, Büyükka-rayün ve Fırmıcık köyleri arasında kalan alanda yüzey-lemektedir. Yer yer Turhal Metamorfileri'nin, Carcurum Formasyonu'nun ve Hacılar Formasyonu'nun üzerine açılı uyumsuzlukla gelen birimin üzerine de, yine açılı uyumsuzlukla Neojen yaşlı Kemerkaş Formasyonu yer alır

Formasyonun tabanını oluşturan konglomera, kırmızı renkli, sparitik dokudaki bir çimentoyla bağlanmış, ultra-mafik ve metamorfik kayaç parçaları ile bol planktonik foraminiferalı ve radiolarialı Üst Kretase ve paleosen yaşlı k^t^ taşı çakılları içerir, 4-60mm arasında değişen boyut-lara sahip silik köşeli çakıllardan oluşan bu konglomera dereceli olarak, karbonat çimentolu, kaba taneü, gevşek do-kulu kumtaşlarma geçer, Formasyonun üst düzeylerini oluşturan sarı renkli, pelajik, killi kireçtaşları, yer yer met-amorfize olmuş mikrosparitik ve yer yer de biyomikrit do-kuya sahiptirler.

Birime ait kireçtaşları içerisinde, yalnızca çok bol ol-mayan Globigerinella sp. ve Globigerinoides sp. gibi planktonik foraminiferler saptanabilmiştir. Ayrıca Özcan vd. (1980) yörede yaptıkları çalışmada Lütesiye yaşlı fosiller saptanmışlardır. Bu verilerin ışığında birimin yaşı Lütesiye olarak saptanmıştır,

Kemerkaş Formasyonu (Tk)

Birim ilk defa Özcan vd, (1980) tarafından tanımlanmış ve adlandırılmış olup bu çalışmada da aynı adla kul-lanılmıştır.

Çalışma alanında büyük bir alanda yüzlek veren v^ kendisinden yaşlı tüm birimleri açılı uyumsuzlukla örten bu birimin üzerine de çalışma alanının orta kesimlerinde Kuvaterner yaşlı alüvyon gelmektedir.

Formasyon tabanda yer yer tebeşirli, jipsli kireçtaş düzeyleriyle gevşek bir görünüm sunmaktadır.

Çalışma alanındaki kalınlığı 90 m ölçülen bu birim

ZİLE YÖRESİNİN STRATİGRAFİSİ

içerisinde fosil bulunamamıştır. Ancak, stratigrafik konumu ve önceki çalışmalardan (Seymen 1975; Koçyiğit 1979; Yılmaz 1980; Özcan vd, 1980) elde edilen verilere göre, birimin yaşı Pliyosen olarak belirlenmiştir.

Birim, Seymen (1975) tarafından tanımlanan Görkoy Formasyonu, Koçyiğit (1979) tarafından tanımlanan Boyupınar Formasyonu, Yılmaz, (1980) tarafından tanımlanan Kargın Formasyonu ile denestirilebilir*

Jipsli kireçtaşı» kilaşı ve tüllü seviyelerden oluşmuş bu birim, volkanik etkilerde zaman zaman etkili olduğu sığ kapalı bir ortamın ürünüdürler.

Çalışma alanının en genç birimleri Kuvaterner yaşlı, taraça çakılları ve alüvyondur,

BİYOSTRATİGRAFİ

Maestrihtiyen yaşlı, bol planktonik foraminifer içeren Hacılar Formasyonu içerisinde üç adet planktonik foraminifer biyozonu ayırtılarak tanımlanmıştır. Bu biyozonlar yaşlıdan gence doğru şöyledir (Tablo 2),

Globotruncanella havanensis zonu

Tanım: Globotruncanella havanensis (Voorwijk)'in ortaya çıkışı ile Gansserina gansseri (Bolli)'nin ortaya çıkışları arasındaki süreçtir.

Çeşidi: Aşamalı menzil Zonu,

Yaş: Alt Maestrihtiyen«

Lokalite: Bu zonun fosil formları» Savcı üyesi'ne ait kireçtaşların alt düzeylerinden alınan örneklerde saptanmıştır.

Yaygın Türleri: Globotruncanella havanensis (Voorwijk), Globotruncana arca (Cushman), G. bulloides Vogler, Rosita fornicata (Plummer), Rugogiobigerina sp., Globigerinella sp,

⁹ Karşılaştırma Yorum: Alt Maestrihtiyen için, Dalbiez (1955), Tunus'taki çalışmasında; Globotruncana arca, Bolü (1957, 59,66), Trinidad'da, Beckman vd (1967), Mısır'da ve Barr (1972), Libya'da yapmış oldukları çalışmalarda, Globotruncana triearinata, El-Naggar (1966), Mısır'da yapmış olduğu çalışmada, Globotruncana fornicata, Pessagno (1967), W, Gulf Coastal Plain bölgesinde yapmış olduğu çalışmada Rugotruncana subcircumnodifer, Douglas (1967, 69), Kaliforniya'da Toker (1977) ve Tunç (1980) Türkiye'de yapmış oldukları çalışmalarda, Globotruncana havanensis zonu kullanmışlardır (Tablo 1),

Gansserina gansseri zonu

Tanım: Gansserina gansseri (Bolli) nin ortaya çıkışı ile Abathomphalus mayoroensis (Bolli) nin ortaya çıkışı arasındaki süreçtir.

Çeşidi: Aşamalı menzil Zonu»

Zonu tanımlayan: Bolü (1957)*

Yaş: Orta Maesttihtiyen.

Lokalite: Bu zona ait fosil formları inceleme alanında, Savcı üyesi'ne ait kireçtaşlarının üst düzeylerinden alınan örneklerde saptanmıştır,

Yaygın Türleri: Gansserina gansseri (Bolli), Rosita contusa (Cushman), Globotruncana bulloides Vogler, Globotruncana arca (Cushman), Globotruncanita stuarti (De Lapparent), Globotruncanita stuartiformis (Dalbiez),

Karşılaştırma Yorum: Orta Maestrihtiyen için, Dalbiez (1955), Tunus'ta yapmış olduğu çalışmada Globotruncana contusa, Mohler (1966), Orta İsviçre Alpleri'nde yapmış olduğu çalışmada Globotruncana contusa contusa zonunu kullanmışlardır, Bolli (1957, 59» 66), Trinidad'da, El-Naggar (1966) ve Beckman vd, (1967), Mısırda, Pessagno (1967), W, Gulf Coastal Plain bölgesinde, Barr (1972) Libya'da ve Toker (1977), Türkiye'de yapmış oldukları çalışmalarda, Globotruncana gansseri zonunu kullanmışlardır (Tablo 1),

Abathomphalus mayaroensis zonu

Tanım: Abathomphalus mayaroensis (Bolli) nin yaşam süreci Abathomphalus mayaroensis zonu olarak tanımlanmıştır.

Çeşidi: Menzil Zonu.

Zonu Tanımlayan: Bolli (1957).

Yaş: Üst Maestrihtiyen,

Lokalite: Bu zona ait fosil formları, inceleme alanında, Kayganlı üyesi'ne ait kireçtaşı örneklerinde saptanmıştır.

Yaygın Türleri: Abathomphalus mayaroensis (Bolli), Giobotruncanita stuarti (De Lapparent), Globotruncanita conica (White), Rosita contusa (Cushman), Globotruncana arca (Cushman), Globigerinella sp.

Karşılaştırma Yorum: Üst Maestrihtiyen için Dalbiez (1955) Tunus'ta yapmış olduğu çalışmada, Globotruncana contusa, El-Naggar (1966) Mısır'da yapmış olduğu çalışmada, Globotruncana esnehensis, Mohler (1966) Om İsviçre Alplerinde ve Barr (1972), Libya'da yapmış oldukları çalışmalarda Globotruncana maya*

roensis, Bolü (1957, 59,66), Trinidad'da» Beckman vd, (1967), Mısır'da, Pessagno (1967), W.Gulf Coastal Plain bölgesinde ve Tokcr (1977) Türkiye'de yapmış oldukları çalışmalarda, Abathomphalus mayaroensis zonunu kullanmışlardır (Tablo 1).

SONUÇLAR

Yapılan çalışmalar sonucunda elde edilen verilerden yararlanılarak, aşağıdaki sonuçlar çıkarılmıştır.

1. İnceleme alanındaki Maestrihtiyen yaşlı birimler, Hacılar formasyonu olarak tanımlanmış ve adlandırılmıştır,
2. Hacilar formasyonu içerisinde, Alt-Orta Maestrihtiyen yaşlı "Savcı üyesi" ile Üst Maestrihtiyen yaşlı "Kayganlı üyesi" tanımlanarak adlandırılmıştır,
- 3* Hacilar Formasyonu içerisinde; Alt Maestrihtiyen yaşlı Giobotruncana havanensis, Orta Maestrihtiyen yaşlı Gansserîna gansseri, aşmalı menzil zonu ile Üst Maestrihtiyen yaşlı Abathomphalus mayaroensis menzil zonu olmak üzere üç adet planktonik foraminifer biyozonu saptanmıştır,
4. Saptanan bu biyozonlar, Türkiye ve Dünya'da daha önce yapmış olan benzer çalışmalarla karşılaştırılmıştır,

DEĞİNİLEN BELGELER

- Alp, D., 1972, Amasya yöresinin jeolojisi: İ.Ü. Fen Fak, Monografileri, Sayı; 22, s, 10 L
- Barr, R T., 1972, Cretaceous biostratigraphy and Planctonic Foraminifera of Libya: Micropaleontology, 18, s. 1-49.
- Baykal, F., 1947, Zile -Tokat- Yıldızeli bölgesinin jeolojisi: İ. Ü* Fen Fak, Mecmuası, Seri B, c.XII, sayı: 3, S.19L
- Beckman, J. P., Eİ-Heiny, L, Kerdany, M., Said, R., Viotü, C, 1967, Standard Planctonic zones in Egypt: First Internat Planctonic Microfossils, 1, 1-106,
- Bolü, M.H., 1957, The genera Praeglobotruncana, Rotalipora, Globotruncana, and Abathomphalus in the Upper Cretaceous of Trinidad, b.W.I: U,S, Nat, Mus, Bull No: 215,51-60.
- Bolü, M, H., 1959, Planctonic Foraminifera from the Cretaceous of Trinidad: Bull, Amer. Pal., 36,257-277.
- Boili, M. H., 1966, Zonation of Cretaceous to Pliocene marine sediments based on Planctonic Foraminifera: Assoc. Venezolana Geol Minería Petrol, 9,3-32.
- Bümenthal, M/M., 1950, Beiträge zur Géologie der Landschaften am Mittelmeer und unteren Yeşilirmak; MxA, yay. seri. D., No. 4, s. 183.
- Dalbiez, F., 1955, The genus Giobotruncana in Tunisia: Micropaleontology 1,161-171.
- Douglas, R. G., 1967, Upper Cretaceous biostratigraphy of Northern California: First Intern, Conf. Planctonic Microfossils, 2,126-152.
- Douglas, R. G., 1969a, Upper Cretaceous Planctonic Foraminifera Northern California: Part- Systematics: micropaleontology, 15,151-209,
- El-Naggar, Z/İL, 1966, Stratigraphy and Planctonic Foraminifera of the Upper Cretaceous-Lower Tertiary succession in the Esna-Idfu region Nile Valley Egypt: British Mus. Bull Geology suppl 2,263p.
- Folk, R. L., 1968, Petrology of sedimentary rocks: Hissupils Bookstor, Austin Tex* p,170.
- Gökçe, A., 1983, Turhal Antimon Yataklarının Maden Jeolojisi: H, Ü. doktora tezi.
- Koçyiğit, A., 1979, Tekneli bölgesinin (Tokat güneyi) tektonik özelliği: T.A.B.G., Proje no: 262, s. 63.
- Mohler, H,P, ve Wade, M., 1966, Calcareous nannofossils from Nal'chik (NW Caucasus). Eel. Geol Helv., 59, (1) 379-399.
- Okay, C, 1955, Sivas ile Tokat arasındaki bölgenin jeolojisi: 1. Ü. Fen Fak» Mecmuası, Seri B, G*XX, sayı: 1-2, s. 95-108.
- Özcan, A., Erkan, A., Keskin, A., Keskin, E., Oral, A., Özer, S., Sümengen, M., Tekeli, O., 1980, Kuzey Anadolu Fayı ile Kırşehir Masifi arasındaki temel jeolojisi: M.T.A. Enst. Rapor No: 6722, s. 139 (yayınlanmamış).
- Pessagno, E. A., 1967, Upper Cretaceous stratigraphy and micropaleontology of south-central Puerto Rico. Micropaleontology, s, 349-368.
- Seymen, I,1975, KeMt Vadisi kesiminde Kuzey Anadolu Fay zonunun tektonik özelliği, LT.Ü, Yay., s. 192.
- Tatar, Y», 1983, Yıldızeli Subaşı K» vü yöresinde tektonik incelemeler: TJ*K, bülteni, 4, 3-15.
- Toker, V., 1977, Haymana yöresinin (SW Ankara) Planctonic Foraminifera ve Nannoplanktonların Biyostratigrafik incelemesi: (Doçentlik tezi) 59-92, Ankara*
- Tunç, M., 1980, Çayır* * (Beypazarı) ile Seben (Bolu) arasında kalan ve Aiaa, *ay boyunca olan bölgenin^ stratigrafisi: A.Ü. hen Fak., doktora tezi (yayınlanmc** ^
- Tunç, M., 19 ' Seben (^ ..ora) yöresindeki Üst Kre-tase ,, mm li>ü^tratifrafî incelemesi: C.Ü Müh. Fak. . BİL Derg., 1, s. 19-30.
- Yünlüz, A., 1980, Tokat ile Sivas arasındaki bölgede ofiyörj itlerinin kökeni, iç yapısı ve diğer bilimlerle ilişkisi A.Ü, Fen Fakültesi Jeolojisi Kürsüsü, doktora tezi, s 136 (yayınlanmamış).
- Yılmaz, A., 1981, Tokat Ue Sivas arasındaki bölgede ofiyolitli kaşığın iç yapısı ve yerleşme yaşı: TJ.K. Bült. 24/1,s.31-38. C

ŞEREFKÖY (MUĞLA-YATAĞAN) GEÇ MİYOSENİNE AİT BİR FELİS CF. CATUS (CARNIVORA.MAMMALIA) BULUNTUSU

Felis cf catus (Carnivora - Mammalia) from the Late Miocene of Şeref köy (Muğla « Yatağan)

FERAL ARSLAN Ege Üniversitesi Fen Fakültesi, İZMİR

ÖZ: Muğla ili Yatağan ilçesine bağlı Şerefköy fosil yatağında *Felis cf catus* Linnaeus'a ait sol alt çene parçası bulunmuştur. Bulunan fosilin ayrıntılı tanımı yapılmış ve diğer *Felis* türleri ile karşılaştırılmıştır.

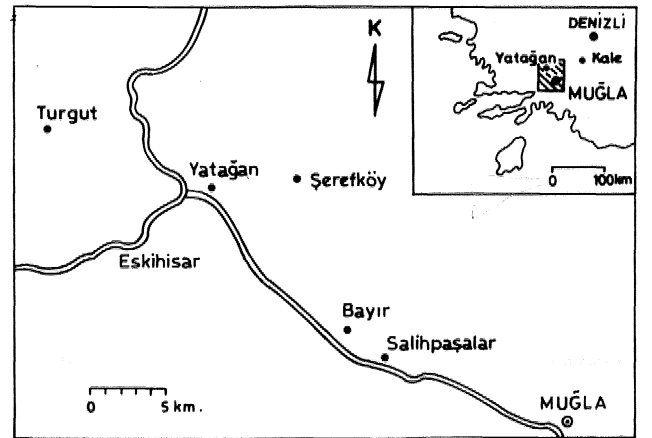
ABSTRACT: Left lower jaw of *Felis cf. catus* Linnaeus is found in Şerefköy (Muğla-Yatağan) mammalian fauna. Detailed descriptions of the material are made and compared with other *Felis* species.

GİRİŞ

Muğla ve çevresindeki ilk paleontoloji araştırmaları Philipson'un (1910-1915) çalışmasıyla başlamıştır, Özansoy (1951) yayınında, Muğla-Yatağan bölgelerini kapsayan paleontolojik araştırmada, Akgedik ve Bayır köyleri arasında omurgalı biyozonunda Carnivora takımına ait *Ictitherium hipparionum* Gervais, *Crocota* sp. fosilleri yanısıra *Perissodactyla* ve *Artiodactyla* takımlarına ait fosillerin de varlığını belirtir. Erentöz ve Öztür'ü (1964) bölge Neojeninde alttan üste doğru» Akitaniyen yaşlı konglomera* marn, kumlu mam, Burdigaliyen yaşlı kumlu kireçtaşı, somafri Pliyosen başı yaşlı gösel-akarsu tortulları ve Pliyosen sonu yaşlı *Cardium* (*Pseudocardita*) içeren tortul birimlerini ayırtmışlardır. Becker-Platen (1970) çalışmalarında Muğla ili ve çevresinde, Helvesiyen-Tortoniyen yaşlı Turgut; Sarmasiyen-Ponsiyen yaşlı Sekköy; Ponsiyen yaşlı Yatağan ve Basiyen-Viilafrañsiyen yaşlı Milet birimlerini saptamıştır, Becker-Platen ve diğerleri (1975) Muğla-Yatağan-Eski Bayırköy'de yapmış oldukları araştırmalarında *Perissodactyla* takımına ait *Hipparion* sp., *Diceros neumayri* (Osborn), *Chilotherium schlosseri* (Weber); *Artiodactyla* takımına ait *Samotherium* sp., *Helladotherium* sp. fosillerinin varlığını bilim dünyasına açıklamışlardır. Ünay (1977, 1978) Sarıçay ve Çatakbağyaka yöresindeki memeli faunalarında *Rodenia* fosillerini tanımlar. Atalay (1980) bölgenin ayrıntılı stratigrafik ve paleontolojik çalışmasını yapmış; Şerefköy'de *Hystrix primigenius* Gaudry ve *Larret*, *Hipparion gracile* Kaup, *Hipparion*

matthewi Abel, *Diceros pachygnathus* Wagner, *Helladotherium duvernoyi* Gaudry, *Palaeoreas lindermayeri* Gaudry, *Palaeoreas pallasi* Gaudry, *Gazella gaudryi* Schlosser, *Protoryx corouinae* Major, *Protragelaphus skouzesi* Dames, *Orycteropus* sp ve *Tragocerus amaltheus* Roth ve Wagner; Kaya (1991) aynı yörede *Hipparion matthewi* Abel ile *Hipparion mediterraneum* Hensel fosillerini bulmuşlardır»

Çalışmada Muğla ili Yatağan ilçe sınırları içinde yer alan Şerefköy (Şekil 1) memeli faunasından çıkarılan sol alt çene parçası incelenmiştir. Bulgunun ayrıntılı morfolojik ve biyometrik tanımlamaları yapılmış, elde edilen değerler diğer *Felis* türleri ile karşılaştırılmıştır.



Şekil 1 Yer buldu^ haritası*
Figure 1 Location map.

Çalışmada Schmidt-Kitüer'in (1976) terminolojisi benimsenmiştir. Ölçümler mm olarak verilmiştir, Çalışmada Muğla-Yatağan-Şerefköy (MYŞe) olarak kısaltılmıştır,

STRATİGRAFİ

Atalay (1980) Muğla-Yatağan ve yakın dolay karasal Neojenin stratigrafisi araştırmasını Yatağan Formasyonu Bayır Üyesi'nde yapmıştır. Bayır Üyesi; Paleozoyik« Mesozoyik yaşta ki şist, mermer ve kireçtaşları üzerine açılacak uyumsuzlukla gelmektedir. Bayır üyesi, Şerefköy ve çevresinde tabanda Madenler Üyesi, tavanda ise Bozannut Üyesi ile uyumludur, Karasal akarsu kökenli çökelleri aşağıdan yukarıya doğru tüfit, turuncu iri taneli kum» kireç kongresyonları kapsayan kil, kıltaşı, silttaşı, marn, kumtaşı, şist» kireçtaşı, mermer, çakıltaşı şeklinde istiflenmektedir.

SİSTEMATİK

Simpson'un (1945) sistematigi benimsenmiştir.

Aile : Felidae Gray, 1821

Alt aile : Felinae Trouessart, 1885

Cins : Felis Linnaeus, 1758

Felis cf. catus Linnaeus

Şekil 2

Gereç

in situ, I₂ - I₃, G, P₃ - P₃ sol alt çene parçası (MYŞe-1)

Tanımlama

Sol alt çene parçası P₃ bitiminden kırık olduğundan Ramus kesimi gözlenememektedir. Canin'i taşıyan kesimi sol yöne doğru bükülmüştür. Post canin diastemi 6 mm dir, Orta foramina posterior foramina'dan daha büyüktür. Orta Foramina'nın iz düşümü Pg'nün anterior, posterior foramina'nın iz düşümü ise P₃'ün posterior ucuna düşmektedir.

Çenenin Corpus mandible kesimi zayıftır,

I₂: İnce yapılı tek bk dişçikten oluşan dişin occlusal yüzeyi üçgen görünümündedir*

*3' h^ oranla kalın yapıdaki I₃ canin'e yaslanmış konumda tek dişçikten oluşmuştur,

C: Uç kesimi kırık olan canin, çenenin yatay düzlemine mesial yönde eğilimlidir (Şekil 3).

KınMük nedeniyle vertical sulcus görülmemektedir. Kırık yüzey kesitinin görünümü ovaldir. Caninin mine taşıyan kesimi cingulum oluşmadan sona emektedir.

P₃ : Dikkati çeken üç temel dişçikten oluşmuştur. Bu dişçikler içinde en yüksek ve büyük olan dişin orta konumunda yer alan protoconid'dir. Buccal ve lingual duvarları ezilmiş koni görünümündedir, Keskin kenarları

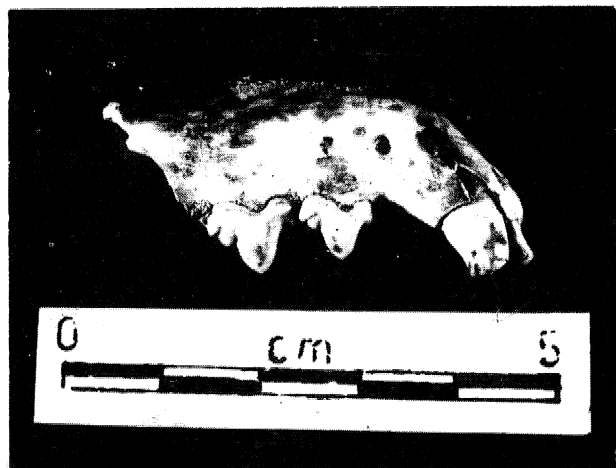
olan protoconid buccal ve lingual'e bakan derin sulcuslarla mesial'de parastylid'den, distal'de ise lentennoconid dişçiklerinden ayrılmıştır, İkinci büyüklükteki dişçik olan parastylid, protoconid'in anteriorunda biraz linguare kaymış konumdadır. Protoconid'in posteriorunda üçüncü büyüklükteki dişçik lentennoconid yer almaktadır, Dişçik belirsiz piramidal görünümlüdür, Protoconid'le aynı longitudinal eksen üzerinde bulunmaktadır. Cingulum dişin distalinde belirgin bir duvar görünümündedir.

P₃ de aşınma izleri yok denecek kadar azdır.

P₄: Ana dişçik protoconid diş merkezindeki konumu ile tüm dişi ortalamaktadır, Keskin kenarlarının tepe noktasından açılımı yaklaşık 45° lik açı ile oluşmakta, anterior kenar parastylid'e, posterior kenar ise lentennoconid'e ulaşmaktadır, Protoconid'in anterior ve posterior kenarları dışbükey görünümlüdür, Dişçığın genel biçimi yassı koni görünümündedir. Lentennoconid, parastylid'den biraz büyüktür. Belirsiz piramidal görünümü ile dikkat çeker, Lentennoconid, protoconid'den lingual'e ve buccal'a bakımlı derin sulcuslarla ayrılmıştır. Lentennoconid'in gerisinde yer alan cingulum belirgin bir duvar oluşturmuştur. Diş aşınma izleri taşımamaktadır.

Benzerlik ve ayrıcalıklar

Felis cinsine ait Türkiye'deki bulgular Kırıkkale (Afyon), Karain (Nevşehir) ve Gülpınar (Çanakkale) lokalitelerinde bulunan Felis attica Wagner (Schmidt-Kittler, 1976; Arslan, 1986); Yassıören (Ankara) lokalitesindeki Felis pamiri Ozansoy (Ozansoy, 1965) ve Balçıklıdere (Uşak) lokalitesinde bulunan Felis sp.'dir (Becker Platen ve diğ., 1975).



Şekil 2 Felis cf. catus'a ait in situ sol alt çene parçası (buccal görünüş),

Figure 2 In situ left lower jaw fragment of Felis cf. catus (buccal view).

ŞEREFKÖY BULUNTUSU

Çizelge 1 Felis türlerine ait P₃ ve P₄lerin biyometrilere.

Table 1 Biometrie values of P₃ and P₄ of Felis species

	P ₃		P ₄	
	uzunluk	genişlik	uzunluk	genişlik
Felis catus (MYşe-1)	7.0	3.7	9.3	4.1
Felis attica (Güipmar - Çanakkale)	9.4	5.4	12.1	7.3
Felis concolor (San Josecito - Meksika)	14.1	7.7	17.0	8.0
Felis inexpectada (Sandia-New Meksika)	15.2	9.4	18.9	9.7
Felis pamîrî (Yassören - Ankara)	10.3	4.6	14.1	5.2
Felis brevisrostris (Maragha - Iran)	11.4	4.9	15.3	5.8
Felis catus (Maragha - Iran)	7.5	4.1	10.2	5.7
Felis neas (Sisam - Yunanistan)	11.0	4.4	15.1	6.3

Şerefköy Felis cf. catus bulgusu Türkiye'de bu türe ait tek bulgudur. Bu bulguya ait P₃ ve P₄lerin biyometrik değerleri diğer Felis türlerine ait P₃ ve P₄lerin biyometrik değerleriyle karşılaştırıldığında; (Çizelge 1), bulgunun Felis catus'a ait biyometrik değerlere daha yakın olduğu görülmektedir.

Şerefköy fosil yatağından çıkarılan Felis cinsine ait in situ sol alt çene dişlerinin odontolojik özelliklerini, Felis türleri in situ sol alt çene dişlerinin odontolojik özellikleriyle karşılaştırıldığında;

Selanik, Sisam ve Pikerim (Yunanistan) fosil yatağından çıkarılan Felis attica, Sisam fosil yatağındaki Felis neas, Yassören fosil yatağındaki Felis pamiri ve Maragha fosil yatağındaki Felis catus P₃ ve P₄lerinde lentennoconid dişçığı piramid görünümündedir, (Gaudry, 1862-65; Arambourg ve Piveteau, 1929; Beaumont, 1961; Ozansoy, 1965; Pilgrim, 1931),

San Josecito'dan (Meksika) Felis concolor, Sandia'dan (New Meksika) Felis inexpectada ve Maragha'dan Felis brevisrostris P₃ ve P₄lerinde ise lentennoconid koniktir (Schultz ve Howard, 1935; Martin, 1972; Kittl, 1887),

Felis pamiri, P₄'ünde ana dişçığı protoconid prizmatiktir (Ozansoy, 1965), Diğer Felis türleri P₃ ve P₄lerinde protoconid buccal ve lingual yanları ezilmiş koni görünümündedir.

Felis pamiri ve Felis catus P₃ ve P₄lerinde parastylid lentennoconid'den yüksektir (Pilgrim, 1931). Felis brevisrostris ve Felis neas P₃ ve P₄lerinde parastylid yüksekliği, lentennoconid'e yaklaşık veya eşittir (Beaumont, 1961). Amerika türleri olan Felis concolor ve Felis inexpectada P₃ ve P₄lerinde parastylid lentennoconid'den daha yüksektir (Martin, 1972).

Felis attica ve Felis pamiri P₃ ve P₄lerinde lentennoconid'lerinin posteriorunda topluğne başı büyüklüğünde iki aksesuar dişçığı yer almaktadır (Ozansoy, 1965). Felis brevisrostris, Felis neas ve Felis catus P₃ ve P₄lerinde aksesuar dişçığı bir tane veya yoktur (Beaumont, 1961).

Şerefköy fosil yatağından çıkarılan Felis cinsine ait in situ sol alt çene P₃ ve P₄'ünde lentennoconid dişçığı belirsiz piramidal görünümündedir. Ana dişçığı protoconid buccal ve lingual yanlardan iyice ezilmiştir, Lentennoconid parastylid'den daha yüksektir, Lentennoconid'in posteriorunda aksesuar dişçığı görülmemektedir.

PALEOEKOLOJİ

Orta Miyosen sonunda Ege bölgesinin yükselmesi, denizlerin çekilmesine yol açmışlar, iklim kuraklaşmış deniz el havzaların izole bölgelerinde buharlaşma ürünü olan tortullar oluşmuştur, Türoliyen sonuna dek süren kuraklık, Carnivora takımında türlerin değişimini etkilemiş ve tür sayısının azalmasına neden olmuştur (Becker-Platen ve diğ., 1975; Sickenberg ve Tobien, 1975). Yağışlı ve nemli iklimi seven Mustelidae ve Ursidae familyalarına ait türler Astarasiyen'de artarken, Valesiyen ve Türoliyen'de azalmış, yerine bozkır biyotopuna uyum sağlamış Ictitherium, Hyaena ve Felis türleri artmıştır.

Şerefköy faunası Atalay'a (1980) göre kurak iklim ve step ortamını, Kaya'ya (1991) göre savan-step ortamını yansıtır.

Şerefköy faunasındaki Felis cf. catus için bozkır biyotopu öngörülebilir, t

SONUÇLAR

Şerefköy (Muğla-Yatağan) İokaütesinden çıkarılan Felis cinsine ait in situ sol alt çene dişlerinin biyometrik değerlerinin yorumlanması ana dişçik protoconid'in biçimi parastylid ve lentennoconid dişçüderinin konumu, aksesuar dişçiklerin var olup olmaması, varsa sayılan göz Önünde tutularak buluntunun Felis cf. catus olabileceği kanısına varılmıştır.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Arambourg, C ve Piveteau, J., 1929, Les vertébrés du Pontien de Salonique: Ann. de Paleontol, 18,120-129.
- Arslan, F*, 1986, Çanakkale ve çevresi Carnivora fosilleri Paleontoloji, biyostratigrafi, paleoekoloji ve paleoocoğrafya: Doktora tezi» 179 s, İzmir (basılmamış),
- Atalay, Z., 1980, Muğla-Yatağan ve yakın dolay karasal Neojen'inin stratigrafi araştırması: Türkiye Jeol. Kur. Bül, C23,93-99.
- De Beaumont, G., 1961, Recherches sur Felis attica Wagner du Pontien eurasiatique avec quelques observations sur les genres Pseudaelurus Gervais et Proailurus FiUiol: Nouv. Archives Mus., E6, 17-45, Lyon,
- De Beaumont, G., 1978, Notes complémentaires sur quelques Felidae (Carnivora): Arc, Sa, 31, F.3, 211-227, Genf;
- Becker-Platen, J.D., 1970, Lithosiratigraphische Untersuchungen in Kanozoikum Südwest-Anatolians (Türkei): Beih. Geol. Jb., 97,1-244.
- Becker-Platen, J.B., Sickenberg, O, ve Tobien, H., 1975, Vertebraten-Lokalfaunen der Türkei: Geol. Jb., B 15,47-100, Hannover,
- Erentöz, L, ve Öztömür, C, 1964, Aperçu général sur la stratigraphie du Néogène de la Turquie et observations sur des limites inférieure et supérieure: InsL, "Lucas Maliada", CS.LG (Espana), Cursilles con-ferencias,, 9,259-266.
- Gaudry, A., 1862-65, Animaux fossiles et Geologie de l'Attigue: Paris.
- Kaya, T., 1991, Muğla yöresindeki Geç Miyosen yaşlı memeli faunasındaki Perissodactyla bulguları; Suat Erk Jeoloji Sempozyumu, Ankara
- Kittl, E., 1887, Beitrage zur Kenntnis der fossileff Säugetiere von Maragheh in Persien: L. Camivoren. Ann. K.K. nat., 2317-338, Wien,
- Martin, L.D., 1972, The microtine rodents of the mullen assemblage from the Pleistocene of north central Nebraska: Bull. Univ. Nebraska State Mus., 9,171, 182.
- Qzansoy, F., 1951, Muğla Ponsiyeni memeli faunası: Türkiye Jeol. Kur, Bttlt., 3,1,147-152.
- Ozansoy, F., 1965, Etudes des gisements continentaux et des mammifères du Cenozoique de Turquie: Meq. Soc. Géol France, N.S.44,102,1-92, Paris.
- Pilgrim, G JE., 1931, Catalogue of the Pontien Camivora of Europa in the Department of Geology: British Museum London, 1-174, London.
- Philippon, A., 1910-15, Reisen und Forschungen i# westlichen Kleinasien: Heft V, Peterm, Mitt., Erganz., 39.
- Schmidt-Kitüer, N., 1976» Raubtiere Aus dem Jungtertiär Kleinasien: Palaeontographica, Abt. A. Band 155» München, H
- Schulte, J.R. ve Howard, EJ3., 1935, The fauna of Burnet Cave, Guadalupe mountains, New Mexices: Proc. Acad Nat., Sei., 87,273^298.
- Sickenberg, O. ve Tobien, H., 1975, Säugerfaunen des späten Pliozäns und von der Grenze Pliozän^ Pleistozän aus Anatolien (Türkei): Mtt. Quartär Komm, Akad. Moskau.
- Simpson, G.G., 1945, The principles of classification and a classification of mammals: Bull. Amer. Mus, Nat, Hist, 95,1-350. y§
- Ünay, E., 1977» Çatakbağyaka Üst Miyosen Steneofiberleri (Rodentia, Mammalia): Türkiye Jeol. Kur. Bült., 20,69-72, Ankara.
- Ünay, E., 1978, Sarıçay (Türkiye) Anchitheriumlu faunasında Pliospalax primitivus n. sp. (Rodentia, Mammalia) ve Anomalomys gaudryi Gaillard: Türkiye Jeol. Kur. Bült., 21,121-128, Ankara.

RAHMANLAR (SELENDİ-MANİSA) Cu-Pb-Zn YATAĞININ ÇEVRESİNDEKİ VÖLKANİTLERİN PETROJENETİK İNCELENMESİ

*Petro genetic investigation of volcanites in around of Rahmanlar (Selendi-Manisa)
Cu-Pb-Zn deposit*

m

İLYAS NUHOĞLU Anadolu Üniversitesi, Müh.«Mim. Fak., Maden Müh. Böl., ESKİŞEHİR

QZ : Batı Anadolu bölgesinde dağınık alanlarda yüziek veren volkanitlerden Rahmanlar (Selendi-Manisa) Cu-Pb-Zn yitağı civarındaki volkanitler cevherleşmenin genetik oluşumu bakımından son derece önemlidir»

İnceleme alanında iki bölgede yüzlek veren volkanitler lav akıntıları ve aglomeratlar şeklinde gözlenirler. Alkalen özellikteki Küçüksoğanlı volkanitleri çoğunlukla dasit ve biraz da riyodasitik kayalardan; kalkalkalen özellikteki Rahmanlar volkanitleri ise birbirleri ile grift halde bulunan genelde bazalt ağırlıklı bazaltik andezit, trakiandezit ve andezitik kayalardan oluşmuştur.

Çalışma alanındaki volkanitlerin plaka tektoniği açısından yorumu yapıldığında: İlk kez Miyosen'de (Orta Miyosen?) ortaya çıkan Küçüksoğanlı volkanitleri (dasitik) kıta kabuğu ürünleri olup kaim Menderes Masifinin anatektik olaylar sonucu derinlerde erimesiyle ve Batı Anadolu'da oluşmaya başlayan sıkışma tektoniği (yitim zonu) sonucu gelişen graben sistemlerinin çatlaklarından yükselerek yeryüzüne çıkması ile oluşmuştur. Daha sonraki duraksamada İşlin sediment istifi (Havza oluşumu) ile tektonik rejim değişerek bazaltik ve biraz da andezitik volkanizma ile Rahmanlar volkanitleri meydana gelmiştir,

ABSTRACT: Autcropted vulcanites are scattered very wide area in western Anatolia One of these is Rahmanlar (Selendi-Manisa) Cu-Pb-Zn deposit. The volcanites in the near vicinity of Rahmanlar Cu-Pb-Zn deposit are far most important, with respect to genetic formation of mineralisation,

m In the investigated area, volcanites autcropted in two different places are observed in lava flows and agglomerates, Alkaline Küçüksoğanlı volcanites are often formed from dacite and rhyodacite, CalcaUcaline Rahmanlar volcanites are formed as basalttic andecite trachyandecite and andésite.

When the volcanites in investigated are considered by plate tectonics, it could be said that these are the products of JŞçüksoğanlı volcanites continental shells which appeared firstly in Miosen. These volcanites were thought to occur by melting of the thick Menderes massive as a result of deep-anatectonism and eruption through the discontinuity of graben sistems due to compression tectonizm occuring over West Anatolia.

Rahmanlar vulcanites were formed by mainly basaltic and partly andesitic volcanisms by differentiation of tectonic regime with the effect of thick sediment (basin formation) during the further discontinuity,

GİRİŞ

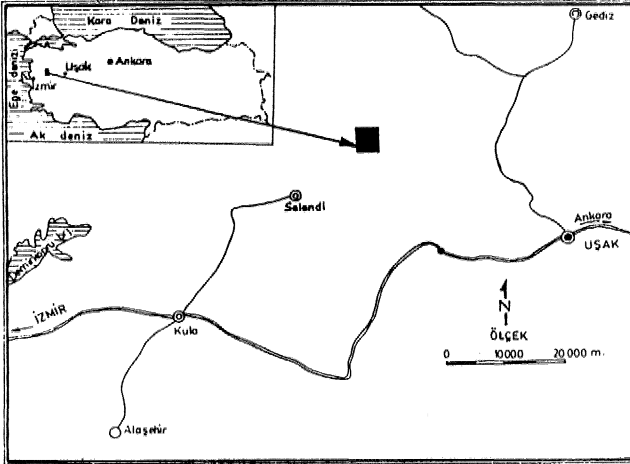
İnceleme alanı Batı Anadolu'da Manisa iline bağlı Mendi ilçesinin 15 km, KD sonda yer alır (ŞeMİ 1).

Batı Anadolu bölgesinde genç volkanizma Üst Oligosen'de başlar. Miyosende çok etkili olarak farklı nitelik ve evrelerle Kuvatemefe kadar devam eder. Daha çok andezit, dasit» laütandezit, trakiandezit, riyodasit ve riyolit türde kalkalkalen ve yer yer şoşonitik nitelikli kayalar oluşmuştur, İncelenen bölgede dağınık alanlarda yüziek

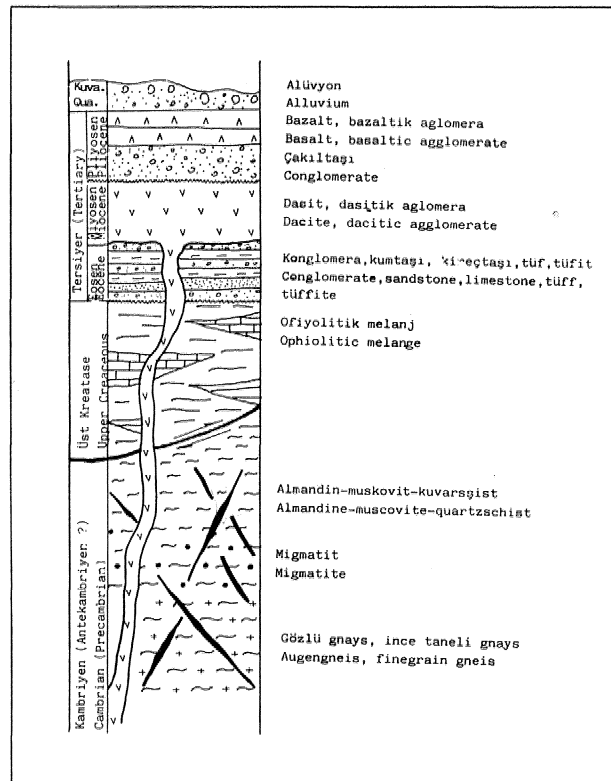
vermiş olan volkanik kayalar çeşidi zamanlarda birçok araştırmacılarca ayrıntılı olarak incelenmiştir. Bu araştırmanın amacı Küçüksoğanlı ve Rahmanlar çevresinde bulunan volkanitlerin petrojenetik ve petrokimyasal incelemelerini yaparak çeşitli diyagramlar yardımıyla oluşum kökenlerine yaklaşımda bulunmak ve volkanitlerin isimlendirmelerini yapabilmektir. Volkanitlerle cevherleşmenin genetik ilişkisi yazar tarafından bir başka makalede ele alınacaktır.

Rahmanlar Cu-Pb-Zn yatağı ve çevresinin jeolojisi daha önce yazar tarafından ele alınarak incelenmiştir (Nuhoglu, 1992), Bu nedenle burada jeolojisinin kısa bir özeti yapılacaktır.

İnceleme alanında en çok yayılım gösteren litolojik oluşuklar kristalin birimlerdir. Ayrıca kuvars damarları, ofiyolit karmaşığı (melanj), gölsel tortullar ve tüm bu birimler kesen volkanik kayalar gözlenir (Şekil 2). Burada



Şekil 1 Yer bulduru haritası.
Figure 1 Location map.



Şekil 2 Çalışma alanının genelleştirilmiş stratigrafik kesiti.
Figure 2 Generalized stratigraphic section of the study area.

inceleme alanındaki jeolojik birimlere değinmeden önce inceleme alanının içerisinde bulunduğu Menderes masifine ilişkin çalışmalara değinilecektir.

Çalışma alanının içinde bulunduğu Menderes masifine ilişkin çalışmalar yıllardan beri süregelmektedir. İlk jeolojik çalışma 1841 yılında Hamilton ve Stricland tarafından yapılmıştır. Yılmaz (1977), Gördes civarı volkanitlerinin oluşumunda farklı iki evrenin bulunduğunu ve volkanik gelişimde kabuk metaryelinin magmaya karıştığını belirtir, Ercan ve diğerleri (1978,1979), Uşak civarında yaptıkları çalışmalarda Tersiyer'de beş ayrı volkanik evrenin varlığını öne sürerler; ayrıca Uşak volkanitlerinin Orta Miyosen'de etkin olmaya başladığını ve Üst Pliyosen'e kadar etkinliklerinin devam ettiğini ve kalkalen özellikle olduklarını belirtirler, Akdeniz ve Konak (1977), Simav çevresi volkanitlerinin Miyosen ve Kuvaterner yaşında olduklarını kabul ederler. Ercan (1982), Gördes volkanitlerinin Orta-Üst Miyosen yaşında olduğunu dasit, riyoit ve riyoitasit gibi kalkalkaleşi nitelikte kıtasal kabuk kökenli anateksi sonucu oluştuklarını belirtir, Ercan ve diğerleri (1982a) Kula ve çevresi volkanitlerinin Miyosen, Pliyosen ve Kuvaterner yaşta plaka içi açılmalarla gerilme tektoniği sonucu 7 evrede oluştuklarını ileri sürerler. Ercan ve diğerleri (1982b) ayrıca Gediz-Simav-Emet çevresi volkanitlerinde yaptıkları çalışmada bölgede Orta Miyosen'de oluşmaya başlayan kalkalkalen özellikle kıta kabuğu kökenli volkanizmanın Pliyosen'den başlayarak Kuvaterner'e doğru alkali bazaltik volkanizmaya geçiş gösterdiğini ileri sürerler. Ercan ve Öztunalı (1983), Demirci ve Selendi civarında yaptıkları çalışmada Miyosen'de etkin asitik Dikendere volkanitlerinin olasılıkla kıtasal kabuk kökenli olduğunu, önce riyoitik ve riyoitasit olan bu kalkalen volkanizmanın daha sonra andezitik bileşime dönüşerek yer yer kirlenerek şoşonitik nitelik kazandığını belirtirler. Bu yazarlar Üst Pliyosen'de zayıf alkali nitelikli bazaltik lavların oluştuğunu ileri sürerler. Dora ve Savaşçın (1981), Alibeyköy-Maden Adası civarında asidik ve bazik kayaların birarada bulunmasını, Batı Anadolu'daki genç volkanilerle izlenen kalkalkalen latit-andezitik, dasitik, riyoitik türevlerle alkali bazaltların bir arada bulunmasını aynı tektonizmanın ürünü olabileceklerini belirtirler, Dora (1981), Savaşçın (1979), Batı Anadolu'daki volkanilerin kabuksal kökenli olduklarını belirtirler. Savaşçın (1981, 1982), Batı Anadolu'daki Neojen volkanitlerinin yerleşiminde magmanın yankayaçları özümlemesi ile kirlendiğini, hatta bazen çeşitli boyutlarda kapamalar da içerdiği olduğunu ve bu magmatitlerin Bozdağ horstunun K ve G duvarları boyunca dizilmiş olduklarını belirtir, Kun (1986), yaptığı çalışma Batı Anadolu'da yaygın olarak

RAHMANLAR VOLKANİTLERİ

gözlenen gabrolar ve bazik volkanitlerin belirgin çizgisel kırıklar boyunca dizildiklerini savunur. Candan (1989), yaptığı çalışmada Gördes masifi metamorfiteğini, bunları tektonik olarak üstleyen allohton birimleri ve tüm bu birimleri uyumsuz olarak örten Neojen yaşlı volkanitleri ve sedimenleri ele alır.

PETROGRAFI

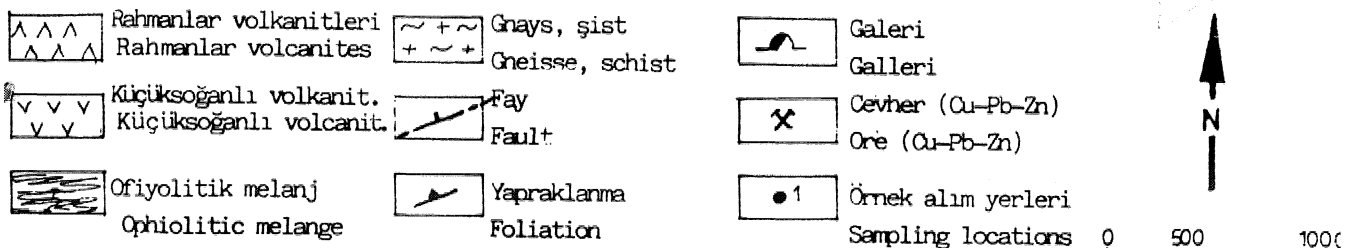
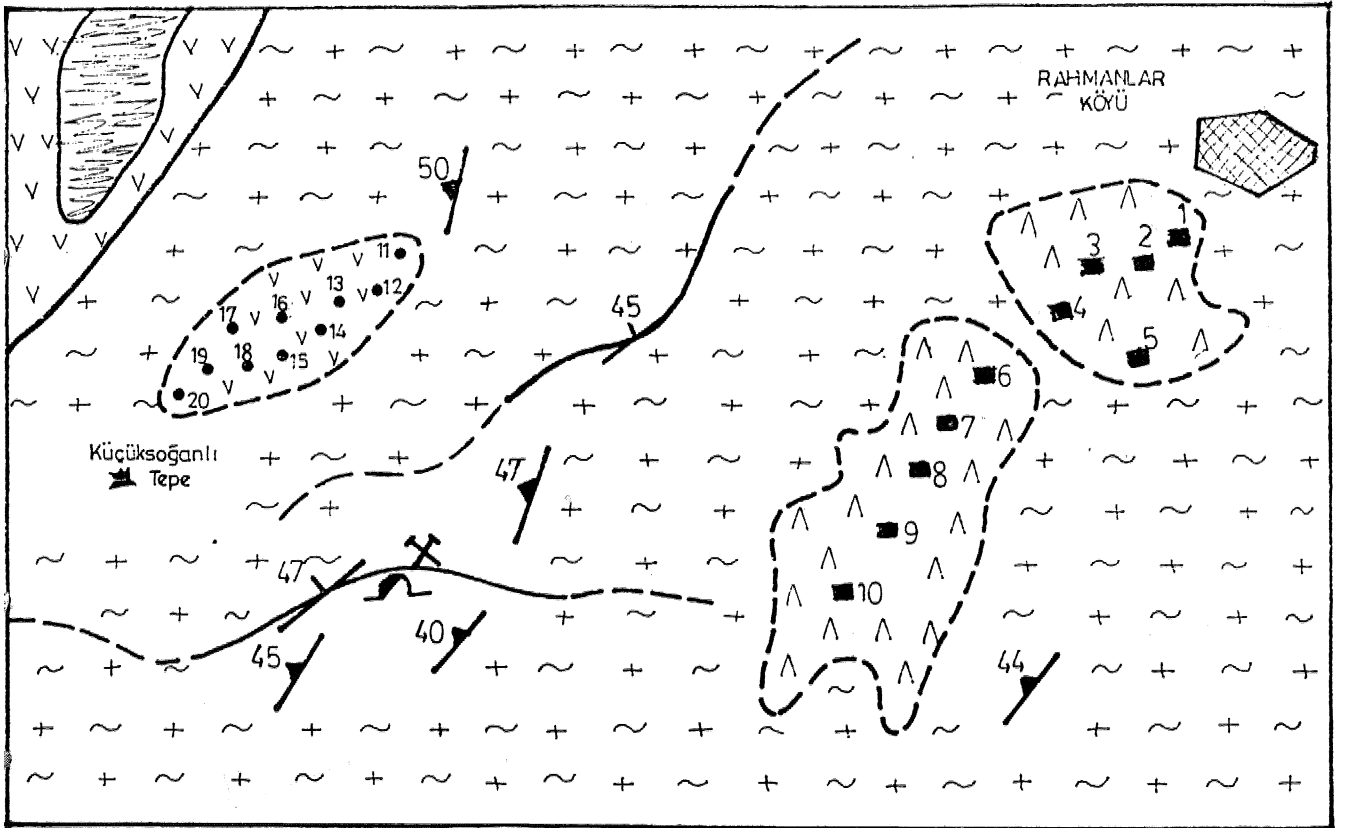
Çalışma alanında Küçüksoğanlı tepe ve çevresinde açık renkli volkanitlerle birlikte yer yer koyu renkli ve bazalt görünümüne sahip volkanik kayalar gözlenir. Bir de ayrıca Rahmanlar köyünün hemen yakınında yüzlekler veren (Şekil 3) gerçek bazaltik volkanitler bulunmaktadır,

Küçüksoğanlı Volkanitleri

inceleme alanının kuzeybatısında geniş yüzlekler verirler. Küçüksoğanlı tepenin güney yamaçlarında da

gözlenirler. Arazide kirliliği gri renkleriyle ve alterasyon sonucu kaolenleşmiş beyaz renkleri ile rahatlıkla tanımlar, Daha çok andezit, riyodasit, dasit ve riolit türdedirler. Kalkalkalen ve şoşonitik nitelikte olan Miyosen yaşlı bu tür volkanitler Batı Anadolu'da birçok yerlerde gözlenirler ve pek çok araştırmacı tarafından incelenmişlerdir (Ercan ve diğerleri 1979,1982,1983,1984; Ercan, 1982; Akdeniz ve Ercan, 1988; Kaya ve Savaşçın, 1981, Savaşçın, 1974),

Mikroskopik olarak yer yer korrede ve etraflarında ikincil reaksiyon zonu bulunan kuvars fenokristal ve mikrokristalleri, serisiüşmüş plajiyoklas fenokristal ve mikrokristalleri (oligoklas, andezin), yer yer müskovitleşme gösteren biyotit kristalleri izlenmektedir. Hamur çok fazla killeşmiş olup yer yer altere plajiyoklas mikrokristalleri ile silisleşme sonucu oluşan sekonder mikro kristalleri içermektedir, Doku porfirikür.



Şekil 3 Rahmanlar (Selendi-Manisa) Yöresinin Jeoloji Haritası.
Figure 3 Geologic map of the Rahmanlar (Selendi-Manisa) area.

Rahmanlar Volkanitleri

Rahmanlar köyünün eski mahallesi civarında gözle-
nirler. Makroskopik olarak siyah ve mor renkli olup bazal-
tik lav akıntıları, tüfler ve aglomeralardan meydana gel-
miştir» Taze kırık yüzeyleri kırmızımsı kahverengidir, İçer-
diği çeşitli boyutlardaki boşluklar (vakioler bazalt) ikincil
kalsit ve epidot ile doludur. Eksföüsyon olayları gözlenir.

Mikroskopik olarak camsı mikrokristalin hamur
içerisinde Plajiolklas (andezin, labrador) ojit, olivin fenok-

ristalieri ve nadir olarak yer yer alterasyonla oluşmuş serisit
izlenir (Nuhoğlu, 1992).

PETROKİMYA

Volkanik kayaçlar, sahada görünüşlerine, dokularına,
mineralojik ve kimyasal bileşimlerine göre sınıflandırıla-
biürse de bu kayaçların cam içermeleri nedeniyle mineralo-
jik sınıflandırılması sağlıklı olmayabilir. Bu çalışmada
kayaçın kimyasal bileşimi ve bu bileşimden elde edilen
parametreler kullanılarak yapılacak sınıflamalara yer verile-

RAHMANLAR VOLKANİTLERİ

RAHMANLAR VOLCANİTES

Örnek No	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	58.68	58.50	57.23	53.93	52.25	46.10	47.65	49.60	48.00	47.49
Al ₂ O ₃	16.00	15.63	15.22	16.06	14.99	16.25	15.70	14.20	16.10	16.05
Fe ₂ O ₃	5.26	5.20	4.35	5.70	4.99	8.07	5.60	4.56	5.80	5.60
Feo	0.86	1.37	1.64	1.88	2.40	3.06	3.40	3.90	2.65	3.19
Mno	0.05	0.07	0.14	0.16	0.17	0.20	0.20	0.16	0.12	0.19
MgO	3.14	2.10	5.30	5.25	6.50	6.70	7.60	8.50	5.70	6.75
CaO	5.95	4.58	6.78	7.50	8.10	8.40	8.96	9.05	10.20	10.12
Na ₂ O	2.95	3.30	3.30	3.46	3.05	3.40	3.80	3.88	2.90	2.51
K ₂ O	4.24	3.92	3.70	2.66	2.40	3.07	2.96	1.18	2.90	2.88
TiO ₂	0.80	1.13	0.81	1.32	1.98	2.40	2.15	1.60	0.95	0.58
P ₂ O ₅	0.35	0.38	0.42	0.20	0.60	0.37	0.20	0.15	0.35	0.15
CO ₂	0.17	0.23	0.15	0.25	0.25	0.25	0.16	0.50	1.65	1.65
Ateşte kayıp	1.90	2.84	1.47	1.60	2.11	2.14	1.50	1.65	2.47	2.25
TOPLAM	100.35	99.25	100.51	99.97	99.79	100.41	99.88	98.93	99.79	99.41

KUÇUKSOĞANLI VOLKANİTLERİ

KUÇUKSOĞANLI VOLCANİTES

Örnek No	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
SiO ₂	68.45	64.19	66.23	65.55	67.15	65.17	67.50	65.05	68.10	66.17
Al ₂ O ₃	14.73	16.50	14.67	14.39	14.76	14.50	14.30	15.20	15.05	15.10
Fe ₂ O ₃	4.07	4.51	4.47	4.49	4.33	4.30	4.08	4.30	4.85	4.30
Feo	1.10	0.75	1.28	0.65	0.83	0.65	1.17	1.90	0.93	0.73
Mno	0.04	0.07	0.07	0.95	0.04	0.07	0.15	0.15	0.04	0.03
MgO	1.13	1.05	1.10	1.62	1.65	1.40	1.05	1.30	0.40	1.40
CaO	2.87	3.88	3.26	4.35	2.91	2.60	3.20	3.35	3.50	3.05
Na ₂ O	2.42	2.56	3.02	2.10	2.71	3.02	2.97	2.95	2.30	2.75
K ₂ O	4.50	3.66	2.25	3.27	3.98	4.58	4.05	3.60	3.28	3.50
TiO ₂	0.41	0.60	0.90	0.91	0.44	0.45	0.50	0.45	0.40	0.70
P ₂ O ₅	0.23	0.08	0.23	0.24	0.27	0.46	0.30	0.09	0.30	0.40
CO ₂	0.19	0.34	0.98	0.39	0.07	0.28	0.08	0.33	0.17	0.65
Ateşte kayıp	0.44	1.16	1.63	1.62	1.30	1.80	1.20	1.20	1.10	1.72
TOPLAM	100.58	99.35	100.09	100.53	100.44	99.28	100.55	99.87	100.42	100.50

Çizelge 1 Kayaç örneklerinin kimyasal analizleri.

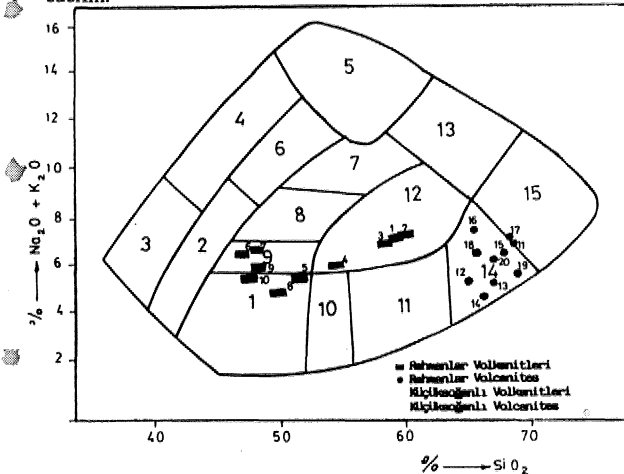
Table 1 Chemical analysis the samples.

RAHMANLAR VOLKANİTLERİ

çektir. Bu amaçla inceleme alanı volkanitlerinden sistematik örnekler alınmıştır (Şekil 3). Örneklerin kimyasal analiz sonuçları Çizelge-1'de verilmiştir. Analizler St. gt Andrews Üniversitesi (İskoçya) Jeolojisi Bölümü laboratuvarlarında gerçekleştirilmiştir» *

Örneklerin Cox ve diğerleri (1976), diyagramdaki dağılımlarına göre Rahmanlar grubuna ait 6, 7, 9 no.lu örnekler hawaii; 5, 8» 10 nolu örnekler bazalt; 1,2, 3,4 nolu Örnekler trakiandezit ve laüt; Küçüksoğanlı grubuna ait örneklerden ise 11, 17 nolu örnekler riyolit; 12,13,14, 15,16,18,19,20 nolu örnekler dasit olarak adlandırılırlar (Şekil 4). Peccerillo ve Taylor'a (1976), göre yapılan değerlendirmede (Şekil 5) Rahmanlar volkanitlerinden alınan 1,2 no.lu örnekler latit, 3 nolu örnek andezit, 4 ve 5 nolu örnekler bazaltik olarak; Küçüksoğanlı volkanitlerinden alınan örneklerden 13 nolu örnek dasit, 16 no.lu

* Analizlerin yapımını sağlayan sayın Dr. W. Stephan' teşekkür ederim.



Şekil 4 Volkanik kayaların Cox (1976), diyagramına göre adlandırılması.

Figure 4 Nomenclature of the volcanic rocks according to Cox (1976), diyagram.

- 1- Bazalt (Basalt)
- 2- Bazanit ve Tefrit (Basanite ve Tephrite)
- 3- Nefelinit (Nephelinite)
- 4- Fonolitik nefelinit (Phonolite Nephelinite)
- 5- Fonolit (Phonolite)
- 6- Fonolit Tefrit (Phonolitic Tephrite)
- 7- Benmorit (Bermoreite)
- 8- Mujeart ve Trakibazalt (Mugearite and Trachybasalt)
- 9- Hawaii (Hawaiiite)
- 10- Bazaltik andezit (Basaltic Andesite)
- 11- Andezit (Andesite)
- 12- Trakiandezit ve Latit (Trachyandesite and Latite)
- 13- Trakit (Trachyte)
- 14- Dasit (Dacite)
- 15- Riyolit (Rhyolite)

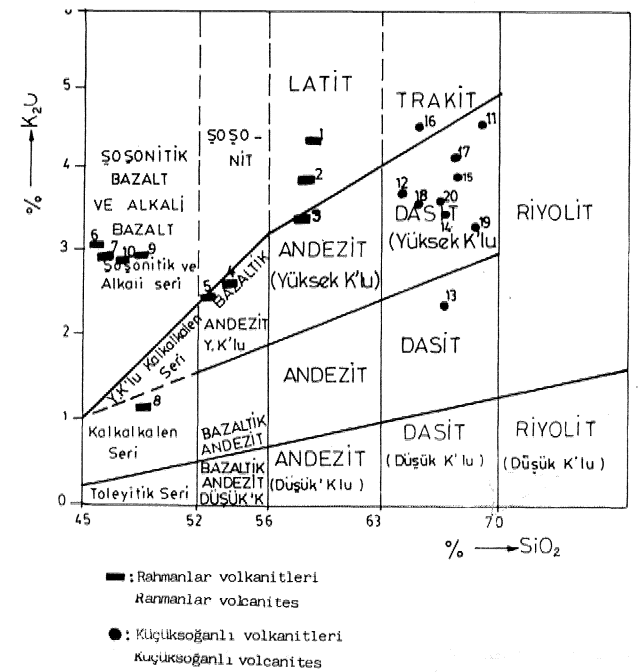
örnek trakit, 11,12, 14,15,17,18,19,20 nolu örnekler dasit (yüksek potasyumla) olarak adlandırılır.

Wu Liren ve diğerleri (1983), ne göre Rahmanlar grubuna ait örneklerden 1,3 nolu örnekler trakiandezit; 2 nolu örnek andezit; 4 nolu örnek nefelMitefrit 5, 8,9,10 nolu örnekler bazalt; 6, 7 nolu örnekler lösittefrit olarak adlandırılır, Küçüksoğanlı grubuna ait örneklerden 11,13, 14, 15, 16, 17, 18, 19, 20 nolu örnekler dasit, 12 nolu örnek andezit olarak adlandırılır (Şekil 6),

Volkanitlerin FeO + Fe2O3 - MgO değişim diyagramında (Şekil 7) Küçüksoğanlı volkanitleri ile Rahmanlar volkanitlerinin belirli alanlarda yığılma gösterdikleri gözlenir. Küçüksoğanlı volkanitleri Hawaien alkali seri alanına; Rahmanlar volkanitlerinin büyük çoğunluğu kalkalkalen seri alanına düşmüştür ve bu örneklerden 1,2,10 nolu örnekler andezit; 3,4 nolu örnekler bazaltik andezit; 5,6» 7, 8, 9 nolu örnekler bazalt olarak adlandırılabilirler,

Armbrustmacher ve Hedge (1982)'ye göre yapılan SiO2 * (Na2O + K2O) değişim diyagramında Rahmanlar volkanitleri alkali alan içerisinde, Küçüksoğanlı volkanitleri ise subalkali alan içerisinde olduktan gözlenir (Şekil 8). Bu durum Şekil 7'deki yığılma pekiştirir özelliğindedir,

Zanettin (1984), diyagramında (Şekil 9)'dald dağılımda Rahmanlar volkanitlerinden alınan örneklerden 1,2,3, 5 nolu örnekler trakibazalt; Küçüksoğanlı volkanitlerinden

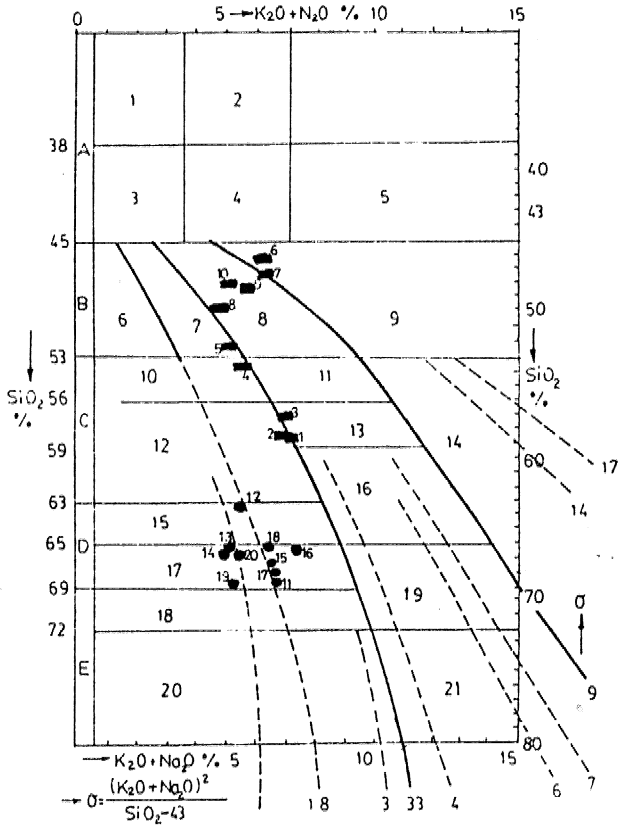


Şekil 5 Volkanik kayaların Peccerillo ve Taylor'a (1976) göre adlandırılması.

Figure 5 Nomenclature of the volcanics according to Peccerillo and Taylor (1976).

ahnan örneklerden 11, 12,13,14,15,16, 17,18,19, 20 no.lu örnekler dasit olarak adlandırılır,

Küçüksoğanlı ve Rahmanlar volkanitlerinin adlandırılmaları için uygulanan diyagramların ışığı altında yapılan % değerlendirme sonucunda; Rahmanlar volkanitlerinden alınan örneklerden 1,2,3 no.lu örnekler trakian«dezit, 4 no.lu örnek bazalt; Küçüksoğanlı volkanitlerinden alınan örneklerin tümü dasit olarak adlandırılır (Çizelge 2),



a) Rahmanlar volkanitleri (Rahmanlar volkanitleri)
 b) Küçüksoğanlı volkanitleri (Küçüksoğanlı volkanitleri)

Şekil 6 Volkanik kayaların Wu Liren ve diğerleri (1983), göre adlandırılması.

Figure 6 Nomenclature of the volcanics according to Wu Liren and Öth/(1983),

PETROJENEZ

Magmanın bileşimine, evrimine ve oluşum kökenine yaklaşımda bulunabilmek için mümkün olduğunca yeterli sayıda kayaç analizleri yapılarak volkanitlere petrojenetik bir tanımlama sağlanmıştır.

Yersel magmanın kökenini araştırmada Gottini (1969)'nun geliştirdiği Logt ve Loğa değişim diyagramındaki (Şekil 10) dağılımında 5,6,9,19 no.lu örnekleri simatik (alt kabuk-manto) kökenli, diğer örnekler sialik (üst kabuk) kökenli olduğu görülmüştür,

Magmanın özelliğini saptayabilmek için alkalüer toplamının SiO₂ üe değişimi incelenmiş ve karşılaştırma olarak Macdonald ve Katsura (1964), Irvine ve Baragar (1971) ve Kuno (1960)'nun belirledikleri alkale ve kalkalkale sınır eğrisindeki (Şekil 11) değerlendirmede Rahmanlar volkanitleri alkale, Küçüksoğanlı volkanitleri kalkalkale özelliğinde olduğu ancak 14 ve 19 no.lu örnekler hafif toleyitik kalkalkale özelliğinde olduğu görülmüştür.

Petrografik provensin belirlenmesinde Wu Liren ve diğerlerinin (1983), uygulandığı diyagramdan yararlanılmıştır (Şekil 6), Burada Küçüksoğanlı volkanitlerinin orta kalkalkale ve kuvvetli kalsik(kalkalkale ve kalsitik) niteliğinde, Rahmanlar volkanitleri genelde alkale özelliğindedir.

TARTIŞMA VE SONUÇ

Genel Bilgiler

Batı Anadolu'da genç volkanizma Üst Oligosen'den itibaren başlamış, çeşitli periyotlarla Kuvaterner'e kadar devam etmiştir. Bunlardan Kuzeybatı Anadolu'daki yaşlı Üst Kreataze volkanizması ile Pliyosen sonrasında etkili olan Ege adaları ve Yunanistan'daki volkanizma ayrı tutulursa Batı Anadolu'nun pek çok kesiminde kıta içi volkanizmanın varlığı gözlenmektedir. Başlangıçta asidik, daha sonra ortaç ve bunların ardakınması şeklinde gelişen volkanizma giderek bazikleşmekte ve en son olarak da Kula tipi alkali volkanitlere dönüşmektedir (Baş, 1987). İnceleme alanı volkanitlerinin bu gruba dahil edilebileceği varsayılmaktadır.

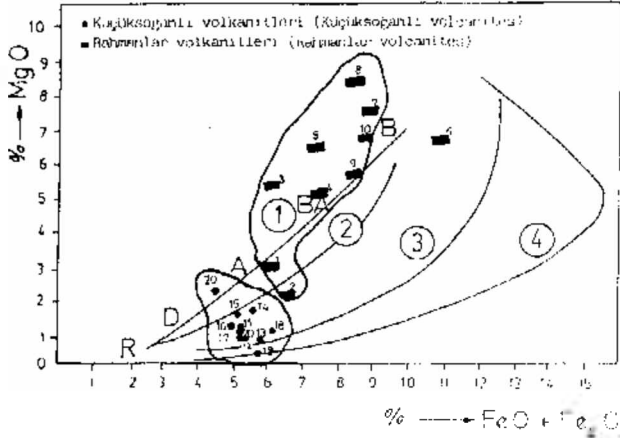
A> ULTRABAZİK KAYAÇLAR B-BÂZİK KAYAÇLAR C-ORTAÇ KAYAÇLAR D-ORTAÇ-ASİDİK KAYAÇLAR E-ASİDİK KAYAÇLAR

1-Meymekit-Kimberlit, 2-Melilit bazalt, 3-Pikrit, 4-Nefelin tefrit, limburgit, 5-Nefelinolit, 6-Toleyit, 7-Yüksek alüminyumlu bazalt, 8 Alkali bazalt, 9-Lösit tefrit, 10-Bazaltik andezit, 11-Bazaltik Trakiandezit, 12-Andezit, 13-Traki andezit, 14-Fonolit, 15-Kuviush andezit, 16-Trakit, 17-Dasit, 18-Pantellerit, 20-Riyolit, 21-Alkali riyolit.

A, ULTRABASIC ROCKS B-BASIC ROCKS C-INTERMEDIATE ROCKS B-INTERMEDIATE-ACIDIC ROCKS E-AOODIC ROCKS

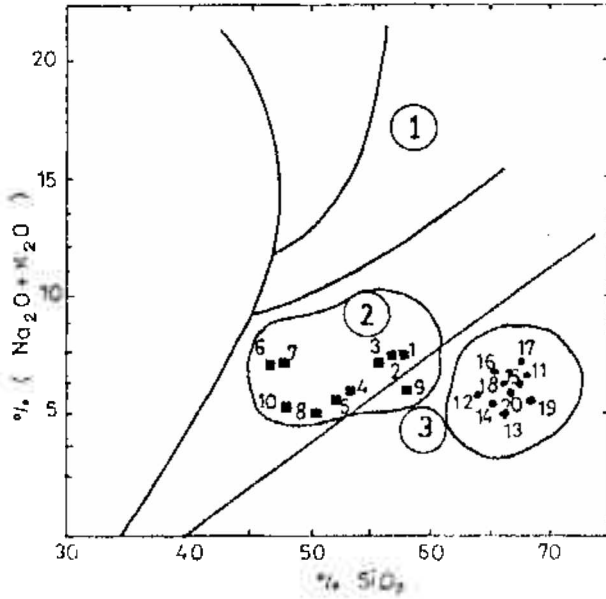
1-Megmekite-Kimberlite, 2-Melilite basalt, 3-Picrite, 4-Nepheline tephrite, limburgite, 5-Nephelinite, 6-Tholeite, 7- High-aluminium basalt, 8- Alkali basalt, 9-Leucite tephrite, leucitite, 10-Basalt-andesite, 11-Basalt-Trachyandesite 12-Andesite, 13-Trachyandesite, 17-Dacite (rhyolite-dacite), 18-Dacite-rhyolite 19-Pantellerite 20= Rhyolite, 21-Alkali-rhyolite.

RAHMANLAR VOLKANİTLERİ



Şekil 7 Volkanitlerin (FeO+Fe₂O₃) - MgO diyagramı .
Figure 7 (FeO+Fe₂O₃) - MgO diagram of the volcanics.

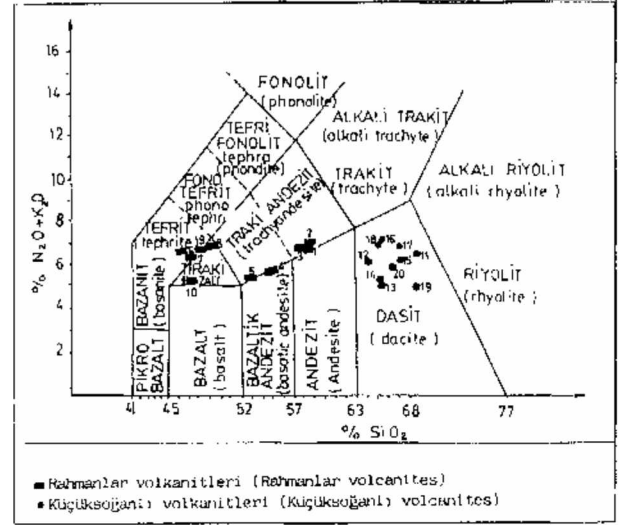
- 1- Kaskade (genel kalkalkalen) seri, Turner, Verhoogen (1974), Gascades (general) series
B: Bazalt, BA: Bazalitik andezit, A : Andezit, D: Dasit, R: Riyolit
- 2- Kalkalkalen seri Nockolds (1954) Calcalkali series
- 3- Hawaien alkali seri, Mac Donalt ve Katsura (1964) Hawaien alkali series.
- 4- Thingmull toleyitik seri, Tilley ve Muir (1967) Thingmull Tholeiitic series.



Şekil 8 Alkali (Na₂O+K₂O)-SiO₂ diyagramında örneklerin konumları, Armbrustmacher ve Hedge, 1982.

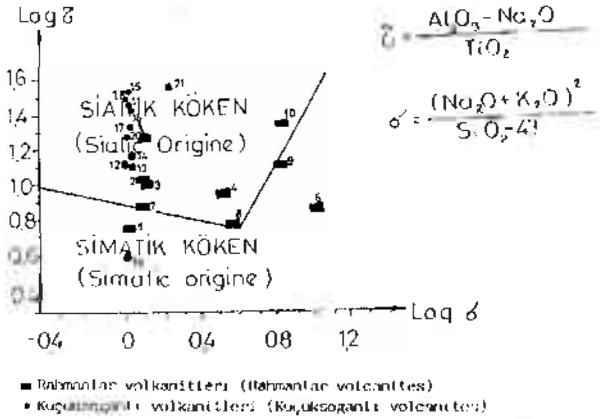
- 1-Miyaskitik syenit, 2-Alkali bazalt, 3- Subalkali kayalar

Figure 8 Positions of samples in diagram alkali (Na₂O + K₂O) - SiO₂, Armbrustmacher and Hedge, 1982.
1- Miaskitic syenite 2- Alkaline basalt 3- Subalkaline rocks



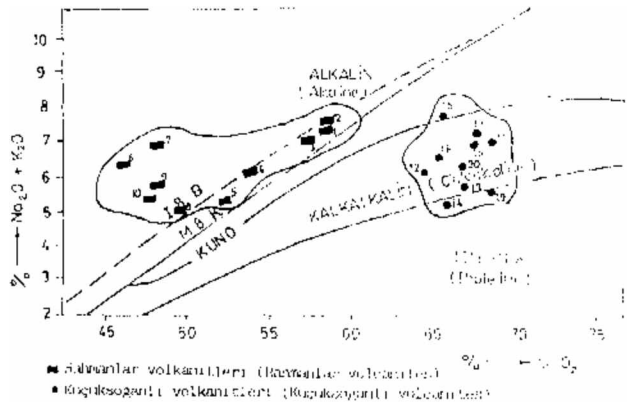
Şekil 9 Örneklerin Zanettin (1984), diyagramına göre dağılımı.

Figure 9 Distribution of samples in the Zanettin's (1984) diagram.



Şekil 10 Örneklerin Logt ve Logσ değişimi (Gottini, 1969).

Figure 10 Variation of Logt with Logσ of the samples (Gottini, 1969).



Şekil 11 Örneklerin alkali-silika içeriklerine göre gidışleri.

Figure 11 Trend of the samples according to their alkali-silica contents.

Volkanizmanın Nedeni

Burada Bau Anadolu'daki volkanitlerin oluşum nedenleri üzerinde durulacaktır. Bu amaçla bugüne kadar yapılan araştırmaların bir özetinin çıkarılması yeğlenmiştir:

-Batı Anadolu'da Miyosen'de nedeni çeşitli araştırmacılarca tartışma konusu olan graben havzaları oluşmaya başlamıştır (Bingöl, 1976; Kaya 1981; Koçyiğit, 1984).

-Ege bölgesinde K-G yönlü sıkışmalar sonucu 50-60 kilometre kalınlığa ulaşan kıta kabuğu Tortoniyen'de ortaya çıkan gerilme tektoniği ile 30 kilometreye kadar incelmıştır (Şengör ve Yılmaz, 1981),

«Batı Anadolu'da D-B uzanımlı grabenler Menderes masifini benzer eş masiflere böler (Dora ve Savaşçın, 1981).

-Magmaik olayların nedeni D-B doğrultulu kırıklardır ve magma yüksek büyüme faylarının denetiminde yükselmiştir (Savaşçın, 1981,1982).

-Batı Anadolu-Midilli arasındaki Miyosen volkanizmasının kökeni çöken bir litosfer parçasına bağlıdır. Okyanus kabuğu, denizel çökeller ve/veya sialik kabuğun tektonik parçalanmasından oluşmuştur (Borsi ve diğerleri, 1972),

-Baü Anadolu'daki D-B doğrultusunda uzayan faylar doğrultu atımlı, oblik ve doğrultulu aüm bileşenine sahip normal faylanma şeklindedir. Aktif faylarda hakim olan doğrultu QD-KB doğrultusudur ve dik eğimli fay düzlemü faylardır (Kocaefe ve Ataman, 1982),

«Menderes masifinin kuzeybatıya, simaük kabuğun altına doğru dalması Laramik metamorfizması ile birlikte gerçekleşmiştir (Kaya, 1981).

-Midilli adasındaki şoşonitik volkanitler iki evrede oluşmuş olup, bunların oluşumu manto diapirine ve derinliklerdeki magma odaklarının fraksiyona! kristalizasyonuna bağlıdır (Tpe-Hper ve diğerleri, 1981).

Batı Anadolu'daki magmatik kayalar kabuksal kökenli olup yer yer üst manto kökenli bir magmanın etkileri gözlenir. Olasılıkla Alt Eosen'den başlayarak Pontitlerle Anatolitlerin çarpışmalarından sonra giderek kahnlılaşan kıta kabuğunun derin zonlarında alttan başlayarak, kısmi ergimelere başlamasıyla oluşmuştur (Şengör ve Yılmaz, 1981).

-Baü Anadolu'da Miyosenden itibaren oluşmaya başlayan gerilme tektoniği daha önce kalınlaşmış ve kısmen ergimiş kıta kabuğunu etkilemiş ve kalkalkalen kıta kabuğu ile alkale nitelikli manto (alt kabuk) kökenli bir magmanın karışmasına yol açmıştır (Yılmaz ve Şengör, 1982).

-Neojen-Kuvaterner yaşlı magmatiklerin coğrafik dağılımı graben havzaları ile ilişki içindedir (Bingöl, 1976),

Magmanın Kökeni

Batı Anadolu'daki volkanik kayaların kökenine ilişkin araştırmalar yapılmış ve bu incelemeler ilişkin çeşitli araştırma sonuçları aşağıda özetlenmiştir.

Batı Anadolu'da bugüne kadar yapılan araştırmalar;

-Bau Anadolu'nun pek çok kesiminde kıta içi volkanizmanın varlığı gözlenir* Başlangıçta asitik daha sonra ortaç ve bunların ardalanması şeklinde gelişen volkanizma giderek bazüdeşmekte ve en son olarak da Kula tipi alkali volkanilere dönüşmektedir (Baş, 1987),

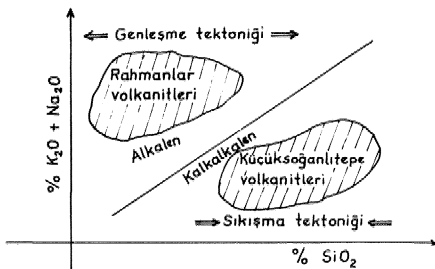
-Manto kökenli bazik magmanın sorguç yoluyla yükselmesi, yükselen bu magmanın kabukta ergimelere neden olması, ergiyen malzeme ile yer yer karışması asitik ve bazik ürünlerin birarada oluşmasına neden olmuştur. Savaşçın (1981)* Ancak Ritmann, büyük çaplı melez magmaların varlığı görüşüne tamamen karşı çıkmaktadır (Rittmann, 1981).

-Menderes masifi as masiflerinin çekirdeklerini gözlü ve bantlı gnayslar, migmatitler ve granitoidler oluşturur. Bunların bileşimine bakarak bu kayaların Prekambriyen yaşlı grovak ve arkozlardan türedikleri anlaşılır (Dora, 1981).

-Batı Anadolu'daki kalkalkalen volkanitler kabuksal kökenli mantodan türemiş olabilirler (Dora ve Savaşçın, 1981).

-Batı Anadolu'nun diğer kesimlerindeki volkanitler çok sayıda araştırmacı tarafından incelenmiş ve bunların grabenleşmeye bağlı levha içi volkanitler olduğu görüşü benimsenmiştir. Sr. izotop bulguları bu görüşü kanıtlar özelliğindedir (Borsi ve diğerleri, 1972; Innocenti ve diğerleri, 1977; Ercan ve diğdiri, 1985),

Pliyosen		Rahmanlar Volkanitleri	Alkale (bazaltik) 10 milyon yıl (Savaşçın ve Güleç 1990) GENLEŞME TEKTONİĞİ
		Kalın sediment istif	Havza oluşumu
Miyosen		Küçük soğanlı volkanitleri	Kalkalkalen (dasitik) 15 Milyon yıl (Savaşçın ve Güleç 1990) SIKIŞMA TEKTONİĞİ



Şekil 12 Çalışma alanı volkanitlerinin oluşum modeli.
Figure 12 The evolutionary model of volcanites in the investigated area.

RAHMANLAR VCWLKANITLERİ

-Batı Anadolu magmatit eriyiklerinin kıta kabuğu ve manto'dan türemesi* tiltramafik ve kristalin Menderes masifinin alta dalması ile bölümsel ergimesi sonucu olabilir (Şengör ve Yılmaz, 1981).

-Tansiyon tektoniğinin, daha önce kalınlaşmış ve kısmen ergimiş olan kıta kabuğunu etkilediği ve kalkalen kıta kabuğu ile alkalen özellikteki manto kökenli bir magmanın karışarak oluşturduğu hibrid bir volkanizma Batı Anadolu'da birkaç evrede etkin olmuştur (Şengör ve Yılmaz, 1981).

-Ege bölgesi volkanitlerinde gençleşmeyle birlikte genelde bir bazüdeşmenin gözlenmesi, üst kıta kabuğunun zaman açısından daha çabuk ergimesi, alt kabuktan oluşan eriyiklerin önce asidik eriyikler vermesi ve mantodan yeter-

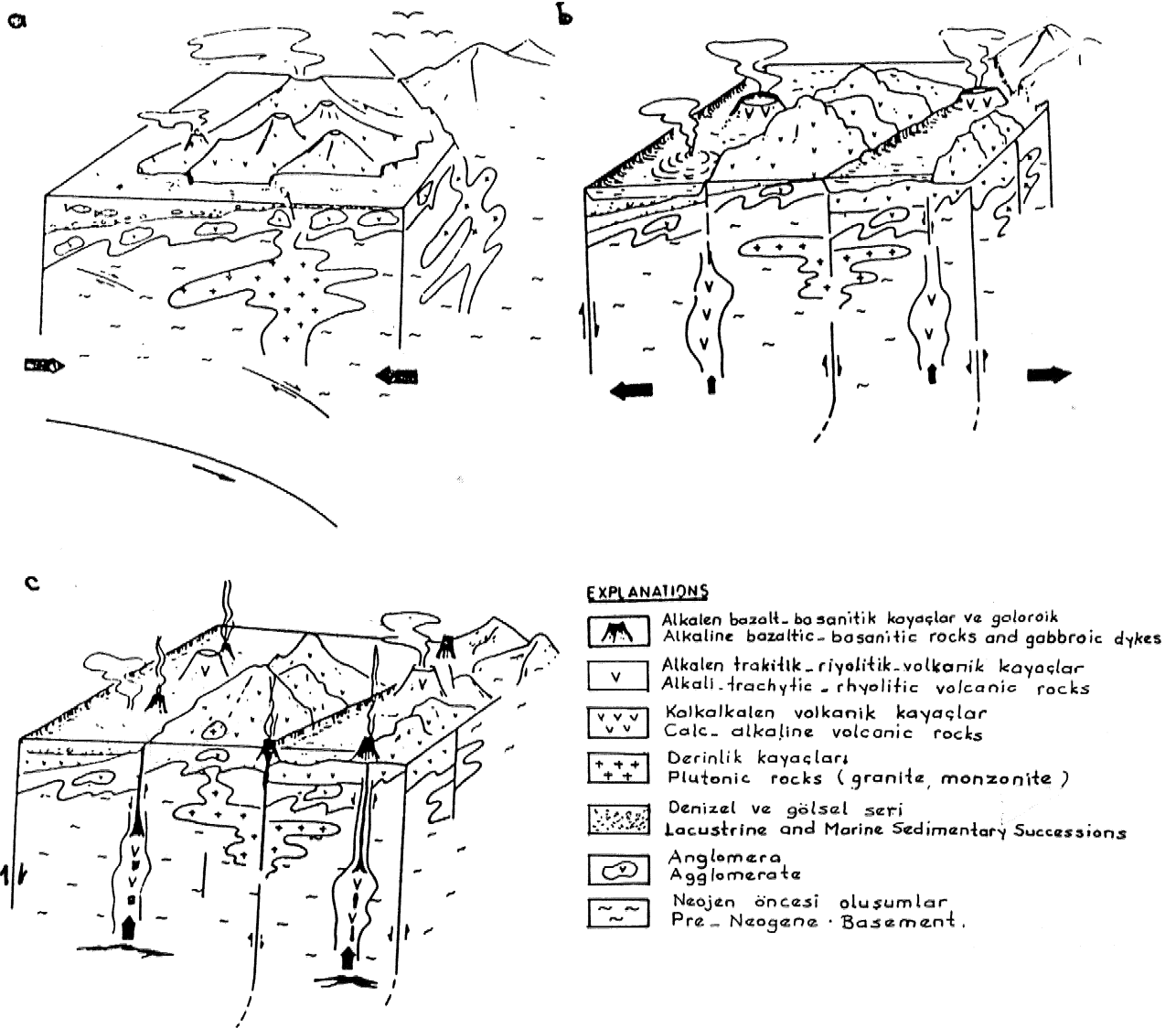
li hacimli eriyik türemesinin çok daha uzun olması şeklinde açıklanabilir (Baş, 1987).

-Mantoda türeyen eriyiklerin çok sınırlı hacimlerde kalmak koşuluyla kabuktan oluşan eriyiklerle karışması veya kabuk malzemesi asimilize etmesi bazı melez magmaların oluşumunu sağlayabilir (Savaşçın, 1979).

-Batı Anadolu'daki bazı şoşoniük lavlar tipik kıtasal riftlere özgü karbonatitik, hawaiiük volkanilerle istifsel ve türevsel geçiş gösterirler (Savaşçın, 1982),

-Yersel olarak aynı alkali bazalük birim içinde, olası kabuksal etkilenmelerin geniş türlerini yansıtan hibridik magmanın ürünleri gözlenir (Savaşçın, 1981).

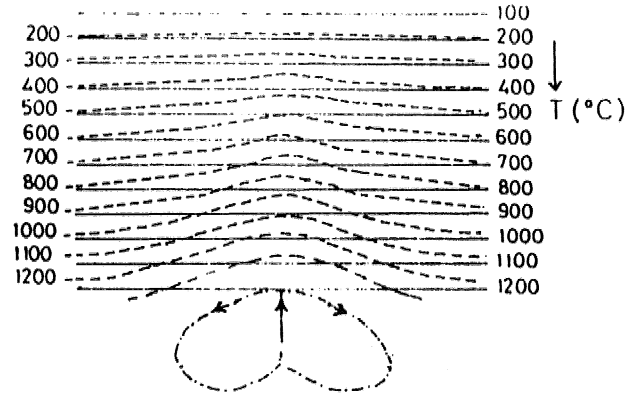
Bu bulgu ve veriler çalışma alanındaki volkanilere uygulanıp plaka tektoniği açısından kökensel yorumu



Şekil 13 Batı Anadolu'daki Neojen magmatik faaliyetin oluşum evrimi modeli (Savaşçın ve Güleç, 1990).

Figure 13 The evolutionary model of Neogene magmatic activity in Western Anatolia (Savaşçın and Güleç, 1990),

yapıldığı; çalışma alanında ilk kez Miyosen'de (Orta Miyosen?) (Ercan ve Öztunah, 1983) ortaya çıkan Küçüksoğanlı volkaniüeri (dasitMer) kıta kabuğu ürünleri olup kaim Menderes masifinin anatektik sonucu derinlerde erimesiyle ve Batı Anadolu'da oluşmaya başlayan sıkışma tektoniği (yitim zonu) (Savaşın ve Güleç, 1990) sonucu gelişen graben sistemlerinin çatlaklarında yükselerek



Şekil 14 İzotermelerin konveksiyon akımlarıyla yükselişi (Baş, 1987).
Figure 14 Rise of the Isoterms by the convection currents (Baş, 1987).

yeryüzüne çıkmasıyla oluşmuştur. Daha sonraki duraksamada kalın sediment istifi (havza oluşumu) ile tektonik rejim değişerek genişleme tektoniği ürünü bazalük biraz da andezitik volkanizma ile Rahmanlar volkaniüeri oluşmuştur (Şekil 12,13).

Ege Bölgesi volkanitlerinde gençleşme ile birlikte genelde bir bazikleşmenin gözlenmesi üst kıta kabuğunun zaman açısından daha çabuk ergimesi, alt kabuktan oluşan eriyiklerin önce asidik eriyikler vermesi ve mantodan yeterli hacimli eriyik türemesinin çok daha uzun zaman alması şeklinde açıklanabilir (Baş, 1987)*

Magmanın evrimleşmesindeki aşamalar öncelikle grabenleşmenin yarattığı konveksiyon akımları ile başlar ve akımların kuvveti grabenin büyüklüğü ile artar (Rittmann* 1981), Baü Anadolu'da yapılan ısı haritasında da grabenli boyunca yüksek ısı anomalisinin olduğu belirlenmiştir (Bingöl, 1976; Tezcan, 1979), Konveksiyon akımlarının etki alanı üst mantonun bir bölümü içinde kalabileceği gibi dış çekirdeğe kadar da uzanabilir (Foster, 1975), Konveksiyon akımlarına bağlı olarak yükselen izotermeler, bileşime de bağlı olarak kıta kabuğunun çeşitli kesimlerinde ergimelere yol açar. Ergimenin derecesi kabuğun

Örnek No	Cox ve diğerleri	Percerillore Taylor	Wu Liren ve diğerleri	(FeO+Fe ₂ O ₃)-SiO ₂	Zanettin	Olasılı değerlendirme
1	Trakiandezit	Latit	Trakiandezit	Andezit	Trakiandezit	Trakiandezit
2	"	"	Andezit	"	"	Andezit(Trakiandezit)
3	"	Andezit	Trakiandezit	Bazaltikandezit	"	Trakiandezit
4	"	Bazaltikandezit	Nefelinlitefrit	"	Bazaltikandezit	Bazaltikandezit
5	Bazalt	"	Bazalt	Bazalt	Trakiandezit	Bazalt
6	Hawaiiit	Şösonitik bazalt	Lösittefrit	"	Tefrit	Bazalt (Tefrit)
7	"	"	"	"	"	Bazalt (Tefrit)
8	Bazalt	-	Bazalt	"	Trakibazalt	Bazalt
9	Hawaiiit	Şösonitik bazalt	"	"	Tefrit	Bazalt
10	Bazalt	"	"	Andezit	Trakibazalt	Bazalt
11	Riyolit	Dasit	Dasit	Dasit	Dasit	Dasit
12	Dasit	"	Kvarslandezit	"	"	Dasit
13	"	"	Dasit	"	"	"
14	"	"	"	"	"	"
15	"	"	"	"	"	"
16	"	Trakit	"	"	"	"
17	Riyolit	Dasit	"	"	"	"
18	Dasit	"	"	"	"	"
19	"	"	"	"	"	"
20	"	"	"	"	"	"

Çizelge 2 Çalışma alanındaki volkanitlerin çeşitli diyagramlara göre adlandırılması ve olası değerlendirilmesi.
Table 2 Naming the volcanites in the investigated area according to the various diagraemes and probable evöluation.

RAHMANLAR VOLKANİTLERİ

bileşimine ve basınca bağlı olarak değişir. Konveksiyon akımlarının geometrik şekli ve derinliği homojenlik göstermez (Baş, 1987) (Şekil 14,15),

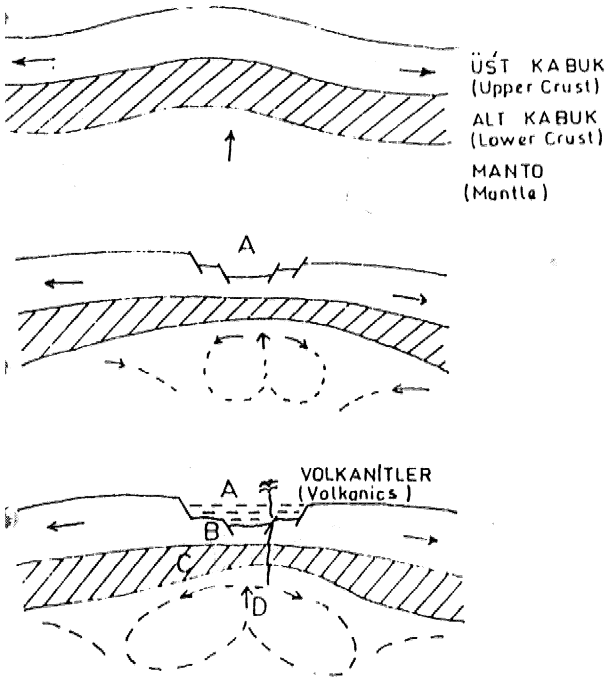
DEĞİNİLEN BELGELER

Akdeniz, N. ve Konak R., 1911, Simav-Emet-Tavşanlı« Dursunbey-Demirei yörelerinin jeolojisi MTA Rap. No, 6547,

Akdeniz, N., ve Ercan» T., 1988, Akhisar (Manisa) bölgesi Liyas volkanitlerinin erken Mезozoyik volkanizmasının Ege Denizi çevresindeki yayılımı, Türkiye Jeoloji Kurumu Bül, C.31,33-46.

Armbrustmacher» TJ, ve Hedge, CİL, 1982, Genetic imlic Mon of minorelement and Sr-isotope geochemistry of alkaline rock complexes in die West Mountains Area, Fremant and Custer Counties, Colorado; Contr* Min, Petr, 79,424-435.

Baş, H., 1987, Tavşanlı-Domaniç (Kütahya) volkanitlerinin özellikleri ve Batı Anadolu Senezoyik volkanizmasının Önemi, Türkiye Jeoloji Kurumu Bül, C, 30,67-80,



Şekil 15 Genleşme tektoniğine bağlı olarak manto ve kabuk yükselimi ile grabenleşme ve volkanizma ilişkisi. A: graben, B: üst kabukta ergime, C: alt kabukta ergime, D: mantoda ergime (Baş, 1987).

Figure 15 The relation between the rise of mantle and crust, the formation of graben and magmatism as a result of tensional tectonics. A: graben, B: melting of upper crust, C: melting of lower crust, D: melting of mantle (Baş, 1987).

Bingöl, E., 1976, Batı Anadolu'nun jeotektonik evrimi MTA Dergisi, 86,14-34,

Borsi, S., Ferrara, G., Innocenté F., ve Mazzuoli R., 1972, Geochronoiogy and petrology of recent Volcanics in the Eastern Aegean Sea., Bull. Volcano! 36/3,473-496.

Candan, O., 1989, Petrology, and mineralogy of the region located between Demirci-Boriu towns, DEÜ, FBE/Jeo-89, Ar-0.57, Doktora tezi, Bomova^zmir,

Cox, K.G., Bell, J.D., ve Pankhurt RJ., 1979, The interpretation of igneus rocks, George Allen and Unwin Ltd. London 540 P.

Dewey, J.F., ve Şengör, AMC, 1979, Aegan and suiroiinding regions; Complex multi plate and continuum tectonics in a convengent Zone» GeoL Soc. Bull, m, 84-92.

Dora O*Ö., ve Savaşçın, M.Y., 1981, AMbey-Ivfeden Adası (Ayvahk) bölgesi magneüzması,- Tübit^ VII. Bilim Kong. 11^35.

Dora, Ö.Ö., 1981, Menderes masifinde petroloji ve feldpat incelemeleri. RÜ. Yerbilimleri Derg. V. 7,54-63.

Ercan, T., Dinçel, A., Metin S., Türkecan A., ve Günay E., 1978, Uşak yöresindeki Neojen havzalanınm jeolojisi, Türkiye Jeoloji Kurumu Bül. 21,97406.

Ercan, T., Dinçel, A., ve Günay E., 1979, Uşak volkanitlerinin petrolojisi ve plaka tektoniği açısından Ege Bölgesindeki yeri. Türkiye Jeoloji Kurumu Bült, V., 22,185498,

Ercan, T., 1982, GöMes volkanitleri, Türkiye Jeoloji Kurumu Bült. V, 26,41-48,

Ercan, T., Türkecan, A., Dinçel, A., ve Günay, E., 1982 a, Kula-Selendi dolaylarının jeolojisi, MTA Dergi No.99.

Ercan T., Savaşçın M.Y., ve Günay, E., 1982 b, Gediz-Simav-Emet yöresindeki volkanitlerin petrolojisi, MTA Dergi No. 99.

Ercan, T., ve Öztunalı, ä, 1983, The Aegan Region petrology and original implication of the Cenosoic volcanites around Demirci-Selendi (Manisa) area. H. Ü. Yerbilimleri, 10,1-15.

Ercan, T., Türkecan, A., Dinçel, A., ve Erdoğan, G., 1983, Kula-Selendi (Manisa) dolaylarının jbolqjisi, Jeoloji Müh. Derg. 17,3-29.

Ercan, T., Günay, E., Akyürek, B., Türkecan, A., Çevikbaş, A., ve diğerleri, 1984, Ayvalık yöresinin jeolojisi ve magmatik kayaların petrolojisi, Jeol. Müh. Derg, 20,47-60,

Ercan, T., Satir, M., Kreuzer, H., Türkecan, A., Günay, E., Çevikbaş, A., Ateş, M., ve Can, B., 1985, Batı Anadolu Senezoyik volkanitlerine ait yeni kimyasal

- izotopik ve radyometrik verilerin yorumu, Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 28/2,121-136.
- Foster, R.J., 1975, Physical Geology, Charles Merill Publishing Company, Columbus, Ohio, 421 s,
- Gottini, V., 1969, Serial character of the volcanic rocks of Pantelleria. Bull. Vol. 33,818-827,
- Hamilton, W.U. ve Strickland, H.E., 1841, On the geology of Western part of Asia Minor, transaction of the Geol. Soc. of London 2,6.
- Innocenti, F., Manetti, P., Mazzuoli, R., Peccerillo, A., Poli, G., 1977, Distribution in Tertiary and Quaternary volcanic rocks from Central and Western Anatolia» 6, Ege Ülkeleri Kollokuyumu Tebliğler Kitabı, İzmir.
- Irvine, T.H., Baragar, W.A., 1971, A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. Can. Jour. Earth. Sci., 8,523-588,
- Kaya, O., 1981, Batı Anadolu alta bindirmesi, ultramafik birim ve Menderes Masifi jeolojik konumu, Doğa Bilim Derg., 5, Atatürk Özel Sayısı, 15-36,
-Batı Anadolu Mesozoyik Sonu ofiyolit dağılım kupuğunun doğu bölümü (Domaniç-Tavşanlı-Gediz enine kesit). TÜBİTAK Rapor No. 102 (yayınlanmamış).
- Kaya, O., ve Savaşçın, M.Y., 1981, Petrologic significance of the Miocene volcanic rocks in Menemen, West Anatolia Aegean Earth Science, 1,45-58.
- Koçyiğit, R., 1984, Güneybatı Türkiye ve yakın dolayında levha içi yeni tektonik gelişim., Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni 27/1,1-16~
- Kocaefe, S.J., ve Ataman G., 1982, Batı Anadolu'nun aktüel tektoniği. ELÜ. Yerbilim No. 9,149-162,
- Kun, N., 1988, Çine dolayının petrografisi ve Menderes Masifinin güney kesimine ait petrografik bulgular. DEÜ Müh. Fak., Mühendislik, Yayın, 86, ARÖJ Bornova/İzmir,
- Kuno, H., 1960, High-alumina bazalt Petrol, I., 121-145.
- McDonald, G.A., ve Katsumi, T., 1964, Chemical composition of Hawaiian lavas. Petrol, 5,82-113.
- Nockolds, S.R., 1954, Average chemical compositions of some igneous rocks, Geol. Soc. Amer. Bull., 65, 1007-1032P.
- Nuhoğlu, L., 1992, Rahmanlar (Selendi-Manisa) yöresinin Stratigrafisi ve tektoniği, İsparta Mühendislik Hafızası (yayında),
- Percerillo, A., Taylor, J.R., 1976, Geochemistry of Eocene Calcalkaline volcanic rocks from Kastamonu area, Northern Turkey Contrib. Mineral. Petrol., 5, 63-81.
- Pe-Piper, G., Panagos, A., ve Varnavas, S., 1981a., The volcanic rocks of Meliaroni (Lacris, Greece): N.J., Miner. Abh., 143,102-111.
- Ritmann, A., 1981, Vulkane und ihre Tätigkeit., 3. Aufl. Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart, 399 s.
- Savaşçın, M.Y., 1974, Batı Anadolu andezit ve bazalt jenezisi sorununa katkılar, Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni. 17,1,87-92
-, 1979, Foça-Urfa Neojen volkanitlerinin mineralogjik jeokimyasal incelenmesi ve kökenel yorumu. Doçentlik tezi, E.Ü. Yerbilimleri Fak., 64 p.P., (yayınlanmamış).
-1981, Late Tertiary extensional tectonics and alkali basaltic magnetism in West Anatolian coastal zone., International symposium on the Hellenic Arc, and Tinnich (H.E.A.T.) Proceeding, Vol II, P. 183-212 (Athens 1981-1982).
-1982, Batı Anadolu Neojen magmatizmasının yapısal ve petrografik öğeleri "Batı Anadolu'nun genç tektoniği ve volkanizması" paneli Türkiye Jeoloji Kurumu, 22-38,
- Savaşçın, M.Y., ve Dora, (XÖ.), 1979, An approach to the young magmatic evolution of Western Anatolia. Fortsch. Geol., V. 57/1,132-133.
- Savaşçın, M.Y., and Güleç, N., 1990, Neogene volcanism of Western Anatolia, İTSCA Publication Nr. 3*
- Şengör, A.M.C. ve Yılmaz, Y., 1981, Tethyan evolution of Turkey a plate tectonic approach. Tectonophysics, 75,181-241.
- Tezcan, A.K., 1979, Geothermal studies, their present status and contribution to heat flow contouring in Turkey. Springer Verlag, Berlin Heidelberg.
- Tilley, C.E., ve Muir, D., 1967, Tholeiitic and tholeiitic series, Geol. Mag., 104, 337-743,
- Turner, I.J., ve Verheogen, L., 1960, Igneous and metamorphic petrology McGraw-Hill, New York.
- Yılmaz, H., 1977, Beğenler-Geçtin köylerinin kuzeybatı yöresi (Göğdes) stratigrafik, tektonik ve petrografik incelenmesi. Ege Ün. Fen. Fak. Derg., A, 1,2,143-169. "
- Yılmaz, Y., ve Şengör, A.M.C., 1982, Ege'deki kabuk evrimi ve neo. magnetizmasının kökeni. Türkiye Jeoloji Kurumu bildiri özetim 64-65,
- Wu Liren, Yuan Chao, S., Xiangsen, Z., Migzhe, Z., Dahe, X., Zunhua, L., Sikun, R., Kegin, X., ve Hsieh, R., 1983, Progress in researches on volcanology and chemistry of the Earth's interior in China. XVIII. General Assembly of Hamburg,
- Zanettin, B., 1984, Proposed new chemical classification of volcanic rocks., Episodes 7/4,19-20,

PERTEK-DEMÜREK (TUNCELİ) SKARN TIPI MANYETİT VE İLİŞKİLİ BAKIR CEVHERLEŞMELERİ

Pertek-Demürek (Tunceli) skarn type magnetite and associated copper mineralizations

AHMT SAĞMOĞLU Fırat Üniversitesi, Jeoloji Müh, Böl, ELAZIĞ

ÖZ: Pertek-Demürek'te skarn tipi Fe ve damar tipi Cu cevherleşmeleri bulunmaktadır. Skarn tipi Fe cevherleşmeleri kuvarslı diyorit-Keban mermerleri kontaklarında ve genellikle skarn oluşukları ile beraber bulunurlar. Kuvarslı diyorit sokulumu Keban Metamorfizmasının Yüksekova Karmaşığı üzerine bindirmesinden sonra gelişmiş ve her iki birimi de kesmiştir. Skarnlaşma exoskarn ve endoskarn şekillerinde gelişmiştir. Skarn zonlarında cevher minerali olarak manyetit baskındır. Pirit daha az oranlarda ve kalkopirit ise çok az oranlarda bulunur,

Bakır cevherleşmeleri Yüksekova Karmaşığı iferisindeki 14.5 m, kalınlığında ve silisifiye kırık ve çatlak zonlarında ağsı sıvımlar şeklinde bulunmaktadır. Bu cevherleşmeleri oluşturan hidrotermal çözeltiler kuvarslı diyoritten veya sokulum sırasında yan kayaçlardan türemiş olmalıdır. Bakır cevherleşmelerinin primer mineral topluluğu kalkopirit+pirit şeklindedir. Yüze yakın kısımlarda limonit, bornit, idait, nabit bakır ve kovellin-kalkosin ikincil olarak gelişmiştir,

ABSTRACT: The mineralisations of Pertek-Demürek are; skarn type Fe and vein type Cu, The skarn type Fe mineralizations occur along the quartz diorite-Keban Marbles contacts and usually together with skarn formations, The quartz diorite emplacement took place after the Yüksekova Complex's thrust over to the Keban Metamorphics cutting both of the formations. The skarn formations developed as exo and endoskarns. The ore mineral of these zones is dominantly magnetite. Pyrite is less abundant and chalcopyrite is scarce*

The Cu mineralizations occur as net-like chalcopyrite films within the silicified fracture zone fillings. These fracture zones are 1 to 1.5 m thick and are found in the Yüksekova Complex. The hydrothermal solutions what given birth to the Cu mineralizations should have originated from the quartz diorite or from surrounding rocks during the emplacement of the diorite. The primary mineral assemblage of the Cu mineralizations is as pyrite+chalcopyrite. Limonite, bornite, idaite, metallic Cu and covellite-chalcoite are secondary minerals and are found in the oxidized parts.

GİRİŞ

Bu çalışmanın konusu olan skarn tipi manyetit ve ilişkili bakır cevherleşmeleri Tunceli ili Pertek ilçesi Geçitkaya Köyü'ne bağlı Demürek mezrasının hemen batısında yer alır (1:25 000 ölçekli Elazığ K42-a2 paftasında yaklaşık 43 03-07 enlem ve 39 14-18 boylamları arası, Şekil 1). Manyetit cevherleşmeleri Keban Metamorfiklerinden mermerlerin kuvarslı diyorit ile kesilmesi sonucu gelişen skarn zonlarında bulunur. Bakır cevherleşmeleri ise, büyük bir olasılıkla kuvarslı diyorit sokulumu sırasında gelişen hidrotermal çözeltilerin Yüksekova Karmaşığı içindeki kırık zonlarında dolaşımı sonucu gelişmiştir.

Gerek manyetit gerekse bakır cevherleşmeleri işletilebilecek kadar yüksek rezervlere sahip değildirler ve halen işletilmemektedirler. Sadece özel bir girişim bilhassa demir cevherleşmesi olmak üzere burdaki cevherleşmelerin rezervini saptamak için birkaç yarma ve kuyu açmıştır.

Demürek ve yakın çevresinde ayrıntılı bir jeolojik çalışmaya rastlanılmamıştır. Genel anlamda çalışma olarak Türkiye Jeoloji Haritası (1:500.000 ölçekli) Erzurum paftası (1963) bulunmaktadır. Tuna (1979)'un Palu-Pertek dolaylarının jeolojisini inceleyen çalışması 1:25 000 ölçeklidir ve K 42-a1, a2, a3 paftalarını kapsamaktadır. Çalışma alanına (K42-a2) yakın sahalarda birçok çalışma bulunmaktadır: Bingöl (1984) Pertek dolay Yüksekova

mağmatiklerinin petrografisini, Avşar (1982) Pertek güneyinde Kırkgeçit Formasyonunun paleontolojisini, Sağiroğlu (1986) ve Şaşmaz (1987) Pertek güneyinde Yüksekova mağmatikleri içindeki cevherleşmeleri incelemişlerdir.

Bu çalışma kapsamında Demürek mezrası civarının 1:25 000 ölçekte jeolojik haritası yapılmış, çalışma alanındaki değişik litolojilerin petroğrafik özellikleri, cevherleşmelerin makroskobik ve mikroskobik özellikleri incelenerek cevherleşmelerin oluşum mekanizması ve koşulları tahmin edilmeye çalışılmıştır,

LİTOLOJİ VE PETROGRAFI

Çalışma alanında gözlenen litoloji yaşlıdan gence doğru şu şekilde sıralanmaktadır (Şekü 2):

- a- Keban metamorfikleri,
- b- Mikrodiyorit (Yüksekova)*
- o Kuvarslı diyorit (? Yüksekova),
- é Skarn,
- ©• Kırkgeçit formasyonu,
- f* Volkanikler (Karabakır formasyonu),

Keban Metatnorfikler Çalışma alanında en yaşlı birimi Keban metamorfikleri oluşturmaktadır. Bu birimin yaşı genel olarak Paleozik-Triyas olarak kabul edilmektedir (Yazgan 1984). Keban metamorfikleri mermer, kalk şist, kuvarsit, amfibolit, amfibol şist gibi litolojilerden oluşmaktadır, Demürek civarında Keban metamorfikleri Yüksekova Karmaşığının ince taneli diyoritleri üzerine bir bindirme ile gelirler, Bindirme ham genel olarak doğu-batı doğrultusundadır (Şekil 3), Keban metamorfikleri üzerine ise kalın bir taban konglomerası ile Kırkgeçit formasyonu gelmektedir, Metamorfüder önce Kuvarslı Diyorit ile kesilmiştir. Daha sonralan metamorfikler Karabakır formasyonunun andeziük apofizleri ile kesilmişlerdir.

Çalışma aianmda Keban metamorfiklerinin sadece mermerleri bulunmaktadır. Bu mermerler beyaz, grimsi beyaz renklere olup, iri kristalli ve pürüzlü yüzey ve kınılma yüzeyleri ile karakteristiktirler. Mermerler için sahada gözlenen bir kalınlık vermek mümkün değildir,

Mikrodiyorit; Yüksekova karmaşığının Elazığ yöresinde en yaygın olarak gözlenen mağmaük kayaçlarıdır. Çalışma alanında en fazla yüzeyleyen birimdir ve tektonostatigrafik olarak en alt seviyeleri oluşturur. Mikrodiyorit metamorfiklerle üzerienmiş ve kuvarslı diyorit tarafından da kesilmiştir. Kuvarslı diyorit ile olan dokanaklan kaim bir topuk örtüsü ile kapanmış durumda olduğu için buralardaki değişmeler incelenememiştir.

Demürek çevresinde mikrodiyorit içerisinde doğrultulan yaklaşık G-K ve kalınlıkları 1-L5 m. dolayında olan birçok cevherli kırık zonu bulunmaktadır, Bu kırık zonlan, üzerlerini kaplayan demir şapkalar ve aşırı silişleşme nedeniyle mikrodiyorite göre aşınmaya karşı daha dirençlidirler ve bu nedenle arazide kolaylıkla farkedilirler. Bu zonların hakim cevher minerali kalkopirit olduğundan yaygın şekilde malahit-azurit sıvamaları da görölmektedir.

Mikrodiyorit makroskobik olarak yeşilimsi koyu gri rengi, yüzeyde keskin döşeli çakıMannın bulunması ve ince taneli dokusu ile karakteristiktir.

Mikroskobik olarak mikrodiyoritler mikroporfirik doku gösterirler. Tane boyu 1 mm dolayında olan ve genel olarak plajiyoklas ve hornblendden oluşan fenokristaUer gene bu iki mineralin mikrolitleri tarafından çevrelenmektedir. Har kesitte birkaç tane alkali feldispat ve kuvars fenoMstai de bulunmaktadır, Plajiyoklaslar zonlu yapı gösterirler ve genel olarak andezin büyümesindeMer, Álterasyondan pek fazla etkilenmemişlerdir ve çoğunlukla taze görünümlüdürler. Plajiyoklas lataları akma dokusu göstermezler. Hornblend taneleri hemen hemen tamamen klonite dönuşmüştür. Bir diğer alterasyon ürünü de epidotdur. Ortalama tane boyları $O\hat{a}-02$ mm olan epidotlar modal olarak % 5 dolayında bir çokluktur, Öpak mineral olarak manyetit yaygın bir şekilde bulunmaktadır. Bazı örneklerde manyetit modal olarak % 15-20'ye çıkabilmektedir ve bu örnekler kuvvetli manyetik özellik göstermektedir. Manyetit, öz ve yan öz şekilli taneler halindedir ve bazı taneleri çubuksu hematit aynlımlan içermektedir.

Kuvarslı Diyorit: Demürek mezrasını doğu, güney ve batıdan çevreleyen kuvarslı diyorit plutonu yaklaşık 1 km² kadar bir alanda yüzlek verir, Keban mermerlerini ve mtoodiyoriti kesen bu birimi Kırkgeçit formasyonu kalın bir taban konglomerası ile örtmektedir. Kuvarslı diyorit-mermer kontaklan boyunca skarnların gelişmiş olması ve skarn zonlarının hemen hemen hiç bir tektonizmaya uğramamış olması kuvarsü diyorit intrüzyonunun Keban metamorfiklerinin Yüksekova üzerine bindirmesi (Yazgan 1984'e göre Koniasiyen-Santoniyen) sonrasında gerçekteğini göstermektedir. Kırkgeçit formasyonunun taban konglomerası ile örtülmesi ise kuvarslı diyoritin yerleşim yaşının Eosen'den Önce ve Paleosen'de olduğunu gösterir.

Makroskobik olarak gri, benekli, sert ve tıkız özelliktedir. Mineral bileşenlerini çıplak gözle bile ayırdetnek mümkündür.

Mtooskobik incelemeler; kuvarslı diyoritin eş tane boylu plajiyoklas» hornblend, biyotit, kuvars ve alkali

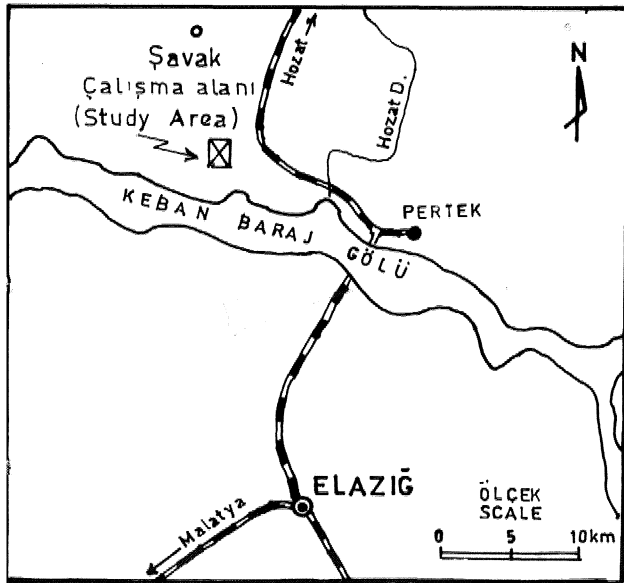
PERTEK SKARN CEVHERLEŞMELERİ

feldispattan oluştuğunu, opak mineral olarak manyetit ve pirit ve aksesuar mineral olarak ta rutil içerdiğini göstermektedir. Bu kayacda yapılan modal analizler mineral çokluklarının aşağıdaki şekilde değiştiğini göstermektedir:

plajiyoklas	% 53-58 (An 3545)
kuvars	1548
K-feldispat	3-5
mafik mineral	22-26

Bu modal değerler Streckeisen (1967) sınıflamasına göre kuvarslı diyorit» tonalit ve granodiyorit sınırına dolayına düşmektedir. Bu çalışmada kayacın makroskobik görünüşü de dikkate alınarak kuvarslı diyorit adı benimsenmiştir.

Kayacı oluşturan minerallerin özellikleri öz olarak şöyledir: plajiyoklaslar andezin bileşinindedirler, zonlu yapı gösterirler, genel olarak taze fakat zonlu yapı gösteren tanelerin iç kısımları alteredir. Hornblend öz ve yan öz şekillidir ve rengi kahverengi-kahverengimsi yeşildir» Genellikle taze görünümüdür ve kloritleşme çok az olarak görülmektedir. Biotit yaygın olarak gözlenir ve yer yer kloritlemiştir. Alkali feldispat ortoklas ve mikroklin olarak bulunmaktadır, Opaklar tüm kesitlerde modal olarak % 1 den az olarak bulunmaktadır. Asıl opak mineral yer yer hematit ayrılmışlar içeren manyetitdir. Her kesitte birkaç tane olmak üzere piritte de rastlanılmıştır. Aksesuar mineral olarak kısa prizmatik veya iğnemsiz rutil kristallerine rastlanılmıştır.



Şekil 1 Yerbulduru haritası.
Figure 1 Location map of the studied area.

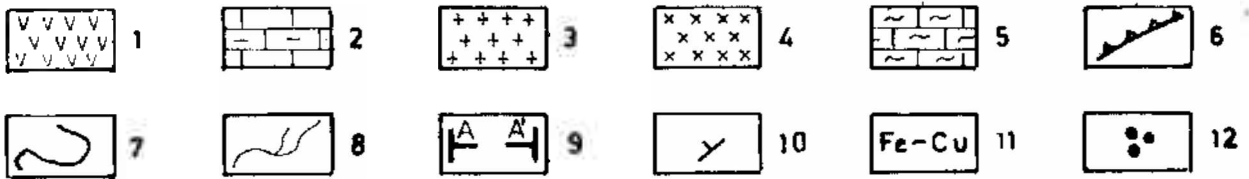
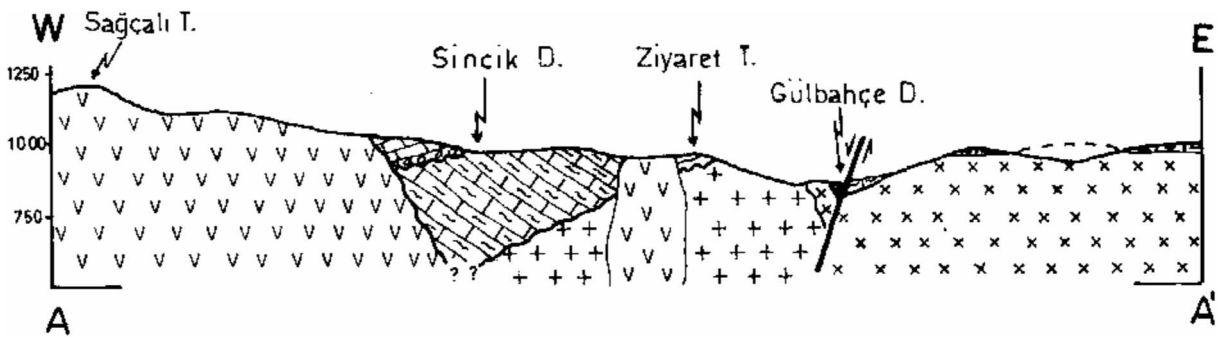
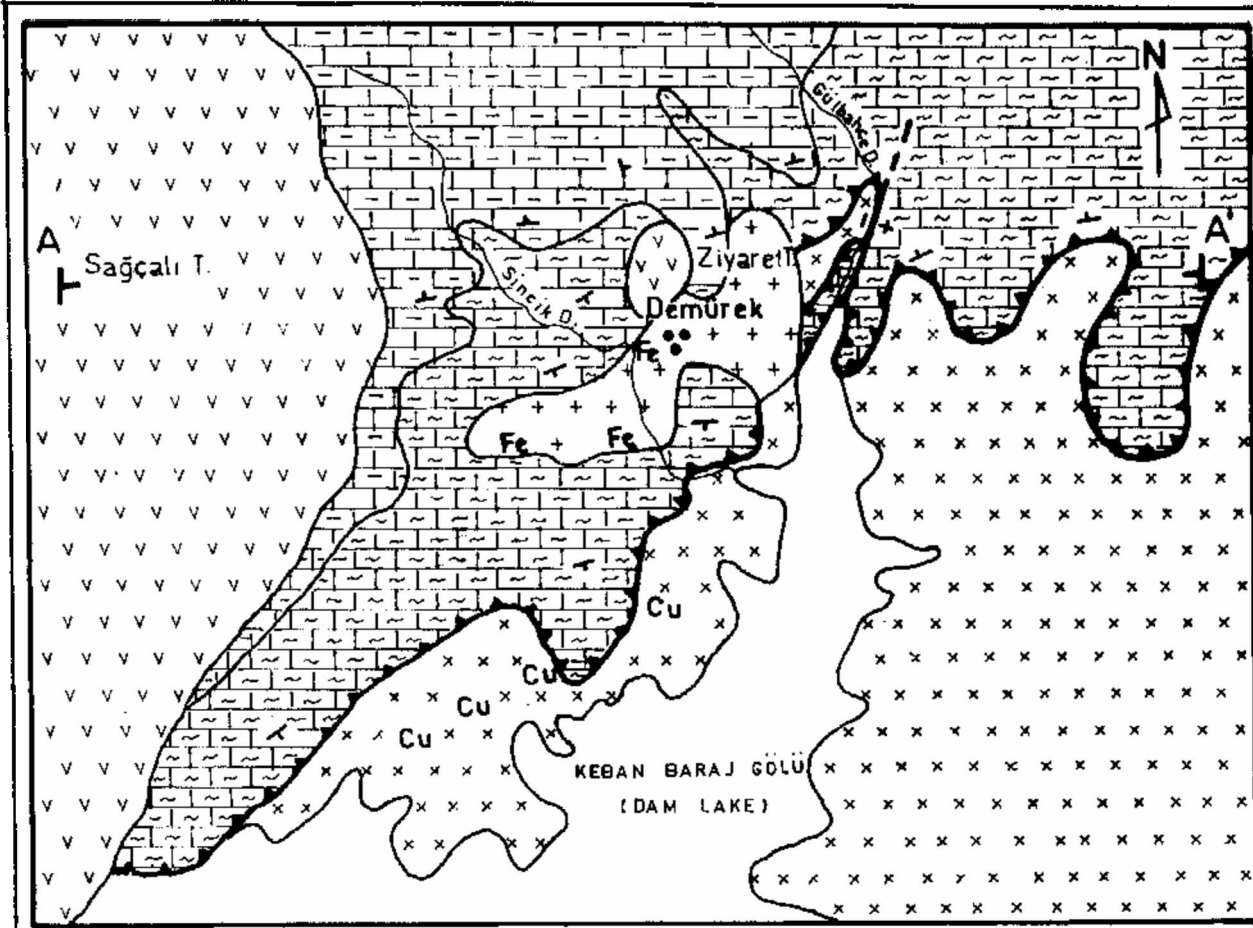
Skarn: Çalışılan sahadaki en iyi örnekleri Demürek mezrasının hemen batısında kuvarslı diyorit-Keban mermerleri kantağında görülür. Burada yaklaşık 5-6 m kalınlığa ulaşan skarn kayaları kuvarslı diyoritten başlayarak kuvarslı diyorit-epidotlu kuvarslı diyorit-epidot skarn-epidot granat skarn-granat skarn-manyetit-mermer (Şekil 4) şeklinde bir zonlanma gösterirler.

Epidotlu kuvarslı diyorit genel olarak kuvarslı diyorit özelliklerini taşımakla birlikte epidotun bulunması, amfibollerin yoğun olarak kloritleşmesi ve kuvars miktarının artması şeklinde değişiklikler gösterir, Mermerlere doğru epidot miktarı gittikçe artarak tamamen epidottan oluşmuş epidot skama geçer,

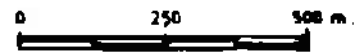
Epidot skarn makroskobik olarak iri taneli, yeşil ve tıksız bir kayac görünümündedir. Epidot skarnın mikroskobik incelemeleri bu kayacın modal olarak % 75-80 oranında tane boyu 1 cm'ye ulaşan epidottan oluştuğunu göstermiştir. Epidotlar genel olarak prizmatik taneler halinde ve bazen ışınal olarak dizili halde bulunurlar. Epidot skarn zonlarının diğer önemli bir bileşeni diyopsit diyallajdır ve bu mineral yoğun olarak tremolit-aktinolit altere olmuştur (ura Meşme), Diyallajın modal çokluğu % 5'e kadar ulaşmaktadır, Epidot skarn zonlarında az oranlarda kalsit ve kuvars epidot tanelerinin arasındaki boşlukları doldurur» Bu zonun diğer bir özgün minerali de klorittir. Açık yeşil renkli olan kloritin hangi mineralden dönüştüğünü gösteren bir veri olmamasına rağmen epidot skarnların diyoritten türediğinden çıkılarak bunların amfi-

Y. AŞ. AĞS.	FORMAS. FORMATION	LİTOLOJİ LITHOLOGY	AÇIKLAMA EXPLANATIONS
ÜST-MİYOSEN	KARABAK. FORMAS.	v v v v v	Andezit (Andesite)
EÖSEN-OLİGOSEN	KIRKGEÇİT FORMASYONU	v v v v v	Marn (Marl) Kiltası (Claystone) Kumlu kireçtaşı (Sandy limestone) Kumtaşı (Sandstone) Konglomera (Conglomerate)
PERMİYEN-TRİYAS	KEBAN META-MORFİK	+ + + + +	Mermer (Marble)
ÜST-KRETASE	YÜKSEKVA KARMAŞIĞI	x x x x x	Dokanıklarda Skarn ve Demir Çevherleşmesi (Skarns and Fe Mineralizations along Contact), Çoğunlukla Mikrodiyorit (Dominantly microdiorite), Ayrıca bazik ve ortaç Subvolkanikler (Subvolcanics)

Şekil 2 Çalışılan sahanın tektonostratigrafik kesiti.
Figure 2 Tectonostratigraphy of the studied area.



ÖLÇEK : (Scale)



PERTEK SKARN CEVHERLEŞMELERİ

bollelerin alterasyonu ile geliştiği kabul edilebilir. Epidot skam zonlarında 1 mm den küçük taneler halinde az olarak sfene de rastlanılmaktadır,

Granat skarn açıkça kuvarslı diyorit-mermer kon-tağının mermer tarafında gelişmiştir, Matooskobik olarak, kahverenkli* açık kahverenkli, reçine parlaklığına sahip ve iyi gelişmiş 14,5 em büyüklüğüne ulaşan granat tanelerinden oluşmuş halde bulunur* XRD veya mikroprob analizleri yapılmamasına rağmen renklerinden granatların al-mandin bileşiminde oldukları söylenebilir. Yer yer kirli yeşilimsi mavi renkte ve tabular şekilli diyopsitin yoğunlaştığı cepler de içerir, Mikroskobik olarak granatlar genelde zonlu, ikizli, anormal izotropi gösteren ve öz ve yan öz şekilli taneler halindedir. Granat taneleri arasındaki az miktardaki boşluklar kalsit ve kuvarsla dolmuş haldedir. Bazı kısımlarda ise diyalaj baskın haldedir. Klorit çok az oranlarda bulunmaktadır. Bu zoniarm opak minerali man-yetit ve manyetit miktarı manyetit zonlarma doğru dereceli olarak artmaktadır.

Epidot skam açıkça endoskarn olarak gelişmiştir. Granat skam ve manyetit zoniarı, ekzoskam oluşumlarıdır.

Kırkgeçit formasyonu: Çalışma alanının kuzey ve kuzeybatısında yaygın olarak bulunur. Tipik olarak Van ili Başkale ilçesi Kırkgeçit bucağında gözlenen bu formasyonun yaşı Tuna (1979)'a göre Eosen-Oligosen'dir, Çalışma alanının 15 km kadar güneydoğusunda (Pertek güneyi) bu formasyonda paleontolojik çalışma yapan Avşar (1983) bu bölgedeki Kırkgeçit formasyonunun yaşım Orta-Üst Eosen olarak belirlemiştir.

Çalışılan sahada Kırkgeçit Formasyonu Kebanf mermerleri, mikrodiyorit ve kuvarslı diyoriti bir taban konglomerası ile örter. Taban konglomerasının en iyi görüldüğü yer Demürek mezrasının hemen kuzey-doğusundaki yol yarmasıdır. Burada yaklaşık 10 m

kalınlığında olan taban konglomerası gri bej renkli olup iri (1-1.5 m) Keban memeri bloklarını, mikrodiyorit ve kuvarslı diyorit bloklarını ayrıca bu litolojilerin çakıllarını içerir. Blok ve çakıllar asil bileşeni kum olan az miktarda karbonatta içeren bir matriksle gevşek olarak bağlanmışlardır. Tabandan üste doğru kumtaşı, kumlu kireçtaşı ve mam şeklinde bir geçiş görülür.

Taban konglomerasının taban yüzeyi (uyumsuzluk yüzeyi) belirgin olup duruşu K60 B/25 KB'dır. Kırkgeçit formasyonunun tabakalarının eğimi üst seviyelerde daha azdır ve KB 15-20 dolayındadır,

Karabakır Formasyonu: Naz (1979) tarafından Üst Miyosen yaşlı volkanikler ve gösel kireçtaşlardan oluştuğu belirtilen bu formasyon çalışılan sahada volkaniklerle temsil edilmektedir, Karabakır volkanikleri Kuruyaprak Tepe ve Sağçalı Tepe dolaylarında geniş alanlar kaplarlar, Ayrıca Demürek mezrasının hemen kuzeyinde 1500 m² kadar bir yüzlek veren bir volkanik apofiz de gözlenmiştir.

Volkanik kayalar makroskobik olarak pembemsi gri renkte, benekli ve tıkdır, Plajiyoklas, kuvars, hornblend ve biyotitten oluşan fenokristaller ve gene aynı mineralerden oluşmuş mikrolitlerin oluşturduğu mikroporfirik doku gösterirler, Plajiyoklaslar 1-1.5 mm boyunda zonlu, ikizli ve andezin-labrador bileşimindedir, Plajiyoklasların feldispatların hemen hemen tamamını oluşturması, kuvarsların az olması, plajiyoklasların bileşimi ve biyotitin beraber bulunması nedeniyle kayaç, andezit olarak adlandırılmıştır,

Apofizin bileşimi de yukardaki gibidir. Fakat bol miktarda epidot içermesi, amfibollerin ve biyotitlerin kısmen Moriüşmesi şeklinde değişiklikler gösterir. Ayrıca plajiyoklaslarda alterasyon fazladır. Bu değişmelerin nedeni olasılıkla içlerine sokulum yaptığı kayalarla olan madde alışverişi olmalıdır.

Şekil 3 İnceleme alanının jeoloji haritası ve kesiti. Açıklamalar; 1-Karabakır formasyonu, 2-Kırkgeçit formasyonu, 3-Kuvarslı diyorit, 4-Mikrodiyorit, 5-Keban metamorfUaeri, 6-Bindirme, 7-Dokanak, 8-Dere, 9-Kesit izi, 10-Eğim ve doğrultu, 11-Cevherleşme yerleri, 12-Yerleşim merkezi

Figure 3 The geological map and cross section of the studied area.

Explanations; 1-Karabakir formation, 2-Kırkgeçit formation, 3-Quartz diorite, 4-Microdiorite, 5-Keban metamorphics, 6-Thrust, 7-Lithological boundary, S-Stream, 9-Line of cross section, 10-Deep and stiike, 11-Locations of übe mineralizations, 12-Setüements.

YAPISAL JEOLJİ

Çalışma alanında görülen önemli jeolojik yapılar; Keban mermerleri, Yüksekova bindirmesi, Gülbahç© Deresi yatağının Keban Baraj gölüne ulaştığı kısımlarda dere yatağı boyunca uzanan fay ve çalışma alanının güneyinde birbirine yaklaşık paralel ve K-G doğrultulu cevherleşmiş çatlaklardır.

Keban mermerlerinin Yüksekova Karmaşığı mikrodiyoritleri üzerine bindirmesi şeklinde gelişen bindirme hattı çalışma sahasını kabaca güneybatı-kuzeydoğu doğrultusunda kateder, Bölgede çalışan araştınnacılara göre bu bindirme Koniasiyen-Santoniyen (Yazgan, 1984), Üst

Kretase sonu (Naz, 1979) dur. Çalışma alanında Kırkgeçit formasyonunun bindirme hattı üzerine gelmesi bindirmenin Eosen'den önce olduğunu göstermektedir,

Gülbağçe Deresi dolayındaki faym atımı Keban mermerlerinin tabaka eğimlerinin değişmesine neden olmuştur; fayın batısında eğimler güney-güneydoğu olmasına rağmen doğusunda genel eğim yönü kuzeydir.

Yüksekova'nın mikrodioritleri içinde görülen çatlaklar bakır cevherleşmeleri açısından önemlidirler* Bu çatlaklar genel olarak K-G doğrultulu, silis ve cevher dolguludurlar»

CEVHERLEŞMELER

Demürek mezrası dolayında iki değişik tip cevherleşme görülmektedir.

A-Skamlaşmaya bağlı olarak gelişen kuvarslı diyorit-mermer kontağında bulunan cevherleşmeler,

B-Olasılıkla kuvarslı diyoritin yerleşmesi sırasında mikrodioritin kırık zonlarma yerleşmiş bakır cevherleşmeleri.

A*Demir cevherleşmeleri:

Kuvarslı diyorit-mermer kontağı boyunca yer yer gelişmişlerdir. Çoğu yerlerde az veya çok bir skarnlaşmanın eşlik ettiği demir cevherleşmeleri skarnlaşmanın hiç gelişmediği yerlerde de görülebilmektedir.

Demir cevherleşmelerinin en tipik olarak görüldüğü yer Demürek mezrasının batısında kuvarslı diyorit-mermer kontağıdır, Burda kuvarslı diyoritten itibaren epidot skarn« granat skarn-manyetit ve piritli granat skarn-manyetit ve pMt-mermer şeklinde bir zonlanma vardır.

Granat skarnın manyetit ve pirit içeriği mermerlere doğru giderek artarak tamamen manyetit ve pirit cevherleşmesine dönüşmektedir. Bu lokasyonda demir cevheri 2-3 m kalınlığında kontak yüzeyine paralel dahi olan bir yığılım halindedir» Yüzeyledeki uzanımı 25 cm kadardır. Yüzeyledeki cevher piritlerin ayrışması nedeniyle hematit-üleşmiş ve limonitleşmiş, kırmızımsı kahverenkli ve gözenekli» Burdan alınan örneklerin parlak kesitlerinin incelenmesi, cevherin öz şekilli, zonlu, yer yer martitleşme gösteren manyetit» konsantrik dokular gösteren limonit, hematit ve pirit kalıntılarından oluştuğunu göstermiştir. Bilindiği gibi zonlu manyetit* kontak metasomatik yatakların özgün mineralidir (Ramdohr 1981), Derinlere doğru limonitleşme ve hematitleşme giderek azalır ve burada açılan yarmalardan 2-3 m derinliklerde alınan örneklerde pirit az limonitleşmiş, genellikle Öz şekilli tan-

eler halinde gözlenmekte ve modal çokluğu % 20lere kadar ulaşmaktadır. Derinlerden alınan örneklerden yapılan parlak kesitlerin herbirinde bir iki tane de kalkopkite de rastlanılmıştır.

Bu lokasyonun 100 m kadar batısındaki dokanakta skarnlaşmanın eşlik etmediği diğer bir cevher kütlesi yüzeylemektedir. Burada, yüzeyledeki uzanımı 40 m olan kalınlığı 1.5-2 m arasında değişen ve kontak yüzeyine paralel olarak derinlere doğru uzanımı olan bir cevherli kütle vardır, Bu kütlede de derinlere doğru değişimi yarmalarla ortaya çıkarılmaya çalışılmıştır. Burada skarnlaşma gelişmemiş ve kuvarslı diyorit kontağına yakın kısımlarda yoğun olarak kaolenleşmiştir. Kuvarslı diyorit-mermer kontağı boyunca skamlı ve skamsız fakat daha ufak çapta ve devamsız birkaç demir cevheri daha yüzeylemektedir* Bunlardan en önemli iki tanesinin lokasyonu haritada Fe işaretiyle gösterilmiştir (Şekil 1).

B- Bakır Cevherleşmeleri:

Demürek mezrası dolayında ve Yüksekova karmaşığının mikrodioritleri içerisinde çatlak dolgusu şeklinde bakır cevherleşmeleri bulunmaktadır, Genellikle bu zonlar aynı zamanda silisifiye de olduğundan içlerinde buldukları kayaçlara göre erozyona daha dirençlidirler ve arazide kolaylıkla ayırdedilebilirler* Bu zonlar ayrıca demir şapkalarla örtülü olduklarından ve az çok malahit azuril sıvamalarına sahip olduklarından arazide tanınmaları oldukça kolaydır.

Bu zonların en önemlileri Demürek mezrasının yaklaşık 2 km. güneybatısında (jeolojik haritada sol alt köşeye yakın kısımlar) bulunurlar. Bu alanda doğrultulan kabaca K-G, kalınlıkları 1-1.5 m, arasında değişen ve aralarındaki uzaklık 150-200 m₄ arasında değişen beş büyük zon saptanmış ve bunlardan üçünün düşey yöndeki devamlılıkları yarmalar açılarak kontrol edilmiştir. Bu zonlarda sülfür mineralleri sıvamalar şeklinde çatlak zonundaki çatlakları doldurmaktadır» Bu dolgular genellikle mm seviyesinde kalınlıklara sahip olup ender olarak 4-5 cm.ye ulaşabilmektedir, Yüzeylelenen kısımlarda sülfür mineralleri hemen hemen tamamen ayrışarak limonit, malahit ve azurite dönüşmüştür.

Yüzeyleden ve açılan yarmalardan alınan örneklerin incelenmesi bu zonların cevher minerallerinin kalkopirit, pirit, kalkosin, kovellin, kuprit, bornit, idait ve nabit bakır olduğunu göstermiştir,

Kalkopirit piritle birlikte çatlak dolgusu ve bazende saçmımlı olarak gözlenir. Herhangi bir kapanım veya ayrılım içermez. Yüzeyleye yakın kısımlarda daha fazla olmak

PERTEK SKARN CEVHERLEŞMELERİ

üzere kovellin, kaikosin ve limonite dönüşmektedir. PMt öz ve yan öz şekilli birkaç milimetre boyunda taneler halinde bulunur* Yüzeyle veya yüzeye yakın kısımlarda tamamen limonite dönüşmüş taneler yaygındır,

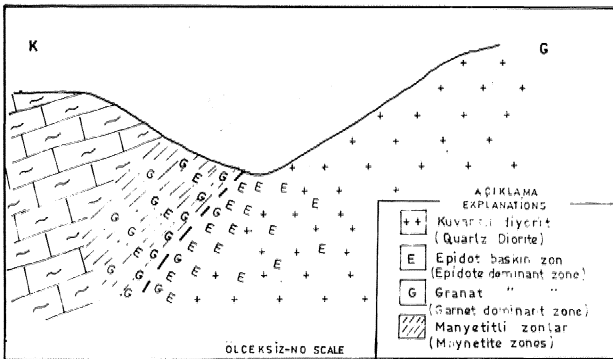
Kovellin ve kalkosin genellikle içice ve kalkopirit tanelerinin kenar ve kırıkları boyunca ikincil olarak gözlenirler. Bornit hemen her yerde idaite dönüşmüş şekilde bulunmaktadır. İdait mükemmel lamelli yapı gösterir şekilde gözlenmektedir: kalkopirit lamelleri bomit içinde değişik yönlerde (Ramdohr 1980'e göre bomitin (111) yüzeyine paralel veya pseudo küp yüzeylerine paralel) bomit içerisine yerleşmiş durumdadır»

Nabit bakır iki değişik şekilde gözlenmektedir; kalkosin tarafından çevrelenmiş veya kuprit tarafından çevrelenmiş olarak. Nabit bakırın kuprit tarafından çevrelenmiş olarak bulunması olgusu oldukça yaygındır ve araştırmacılar kupritin nabit bakırın oksitlenmesi sonucu daha sonra oluştuğu konusunda düşünce birliği içindedirler (Ramdohr 1980, Ribbe 1974, Picot ve Johan 1982), Nabit bakırın kalkosin tarafından çevrelenme olayı oldukça problemlili görülmektedir. Bu olgu iki ayrı yoldan gelişmiş olabilir:

1- Nabit bakırın kalkosin tarafından ornatılması; bu olayın gerçekleşebilmesi için cevherli damarların oksidasyonundan sonra ortama sülfür getirmesi olması gerekir ki, böyle bir olayı kanıtlayacak herhangi bir veri yoktur»

2» Kalkopirit->kalkosin->nabit bakır dönüşümü; bu olasılıkta nabit bakırın kalkosini çevreliyor durumda bulunması gerekir.

Görüldüğü gibi her iki olasılığın da aleyhine olgular bulunmaktadır ve bu nedenle nabit bakırın kalkosin tarafından çevrelenmesi olgusunun mekanizması açıklanamamaktadır»



Şekil 4 Skarlarda zonlanma (ölçeksiz).
Figure 4 Zonation of skarns (no scale).

SONUÇ VE TARTIŞMALAR

1- Pertek Demürek demir cevherleşmeleri kontak metasomatik tipte gelişmiştir. Cevherleşmelere yer yer kaim skarn zonları eşlik etmektedir.

2- Keban metamorfikleri- Yüksekova Karmaşığı ilişkisi bölgede daha önce çalışan araştırmacılar tarafından çok farklı şekillerde verilmiştir: Yazgan (1984) Yüksekova plütoniklerinin volkaniklerinden daha yaşlı olduğunu ve Keban Metamorfiklerinin Yüksekova'yı üzerlediğini, Asutay (1985) bazı plütoniklerin Keban Metamorfiklerini kestiğini, Sağıroğlu (1986) ve Şaşmaz (1987) plütoniklerin Yüksekova Karmaşığının en genç birimleri olduğunu belirtmektedirler. Pertek Demürek'teki kuvarşlı diyorit sokulumu açıkça Keban metamorfiklerinin Yüksekova Karmaşığı üzerine bindirmesinden daha sonra gelişmiştir. Bu açıdan oldukça tartışmalı olan Keban Met.-Yüksekova Kar. ve Yüksekova Karmaşığının plütonikleri - Yüksekova Karmaşığının diğer birimleri ilişkilerine açıklıklar getirmektedir. Gerek Demürek, gerekse civarda birçok yerde gözlemlendiği kadarıyla bu ilişkiler şöyledir: Keban Metamorfikleri, Yüksekova'nın volkanik ve subvolkaniklerini üzerlemiştir ve bu bindirme sırasında ve sonrasında plütonikler yerleşmişlerdir.

3- Demürek civarında gözlenen bakırlı cevherleşmelerin Yüksekova Karmaşığının fay zonlarına somadan yerleşmiş hidrotermal tip cevherleşmeler olduğunu kanıtlayan birçok veri vardır. Fakat hidrotermal çözeltilerin kaynağı pek açık değildir. Sadece bakırlı damarların kuvarşlı diyorit sokulumunun civarında yoğunlaşması, sokulumun olası kaynak olduğu söylenebilir,

4-Skarn tipi cevherleşmenin mineral topluluğu çok kısıtlı olarak gelişmiştir: Manyetit, granat» piroksen, epidot, pirit ve çok az kalkopirit Hacim olarak da kısıtlı bir gelişme vardır. Bu iki olgunun da nedeni sokulumun petrografik özelliğinden kaynaklanmış olması gerekir. Ortaç-bazik bileşimdeki sokulum, sulu ve uçucu büşenlerce zengin hidrotermal çözeltileri az oranda üretmiş olmalıdır. Ayrıca sokulumun bileşiminin homojen olması sokulumun tek bir fazda oluştuğunu, dolayısıyla sokulum sırasında gelişen hidrotermal çözeltilerin fazla farklı nitelik ve bileşimde okmıyacağı göstermektedir,

5- Demürek demir cevherleşmeleri ekonomik sayılabilecek rezerve sahiptir. Bu yörede kontak tipi ve Demürek cevherleşmelerine benzer cevherleşmeler bulunmaktadır: Demürek mezrasının 10 Km. batısında bulunan Tuzbaşı-Kanatburun demir cevherleşmeleri ve baraj gölünün güneyinde yine diyoritü kayaçlar-Keban mermerleri koniağındaki demir cevherleşmeleri gibi*

Tüm bu cevherleşmelerden sadece baraj gölünün güneyinde bulunan Aşvan yatağının ekonomik potansiyeli MTA tarafından araştırılmıştır, Demürek ve Tuzbaşı-Kanatburun cevherleşmeleri ilk defa çalışma konusu olmaktadır. Bu cevherleşmelerin tamamının bir genel çerçevede içinde değerlendirilmesi ve toplam ekonomik potansiyellerin açıklığa kavuşturulması gerekir.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Altınlı, E., 1963, 1:500 000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritası» Erzurum, MTA Ankara, 138 s*
- Asutay, H.J., 1985, Baskil çevresinin jeolojik ve petrografik incelenmesi, A,(X Doktora tezi (yayınlanmamış). 156 s.
- Avşar» N., 1983, Elazığ yakın kuzeydoğusunda stratigrafik ve paleontolojik araştırmalar, F.Ü. Fen Bil. Ens.» doktora tezi, (yayınlanmamış), 84 s.
- Bingöl, A.E, 1984, Geology of the Elazığ area in the Eastern Taurus region, Geology of the Taurus Belt, Ed: Tekeli, O. ve Göncüoğlu, M.C.'de, MTA Ankara, 209-216.
- Naz, H., 1979» Elazığ-Palu dolayının jeolojisi, TPAO raporu no: 1360, (yayınlanmamış).
- Picot, P. ve Johan, Z.» 1982, Atlas of ore minerals» Elsevier, Amsterdam» 458 s,
- Ramdohr, P*, 1980, The ore minerals and their intergrowths» 2c, Pergamon Press, Oxford, 1205 s.
- Ribbe» P.H., 1974, (ed.), Sulfide mineralogy, Min.Soc. Am» short course notes, c* 1, Lithocrafters, Michigan, 198 s.
- Sağiroğlu» A., 1986, Kızıldağ-Elazığ cevherleşmelerinin özellikleri ve kökeni, Jeoloji Mühendisliği, 29,13-21.
- Şaşmaz, A., 1987, Billurik Dere (Elazığ) cevherleşmelerinin özellikleri ve kökeni, FÜ Fen Bil. Enst* Yüksek lisans tezi, (yayınlanmamış).
- Tuna, E., 1979, Elazığ-Palu-Pertek dolayının jeoloji incelenmesi, TPAO raporu No: 1362 (yayınlanmamış).
- Yazgan, E» 1984, Geodynamic evolution of the Eastern Taurus region Geology of the Taurus Belt, ed: Tekeli, O. ve Göncüoğlu, M.C.'de, MTA, Ankara.

ULUKIŞLA-ÇAMARDI (NİĞDE) MAGMATİTLERİNİN PETROGRAFİSİ VE JEOKİMYASI

Petrography and geochemistry of the Ulukışla-Çamardı (Niğde) magmatites

HALİLBAŞ Selçuk Üniversitesi, KONYA
NEJDET POYRAZ MTA Genel Müdürlüğü, ANKARA
DİETER JUNG Hamburg Üniversitesi, Hamburg, ALMANYA

ÖZ : Ulukışla-Çamardı çevresinde geniş bir alanda yayılım gösteren Ulukışla-Çamardı magmatitleri güneyde Bolkarlar, doğuda Ecemiş koridoru» kuzeyde Niğde masifi ve batıda Tuzgölü havzası ile sınırlıdır*

Üst Kretasede bölgede kuzeye dalımlı bir dalma-batma zonu ve buna bağlı olarak okyanusal kabuk üzerinde magmatik yay gelişmiştir. Magmatitleri sokulum, subvolkanik, volkanik kayalar oluşturmaktadır, Volkanitlerin saha görünüşleri lav akıntısı, pillow lav, akıntı breşi, dayk, tuf-tüfit şeklindedir, Volkanitler yer yer sedimanter kayalarla ardalanmalıdır,

Magmatik kayalar diyorit-gabro, monzonit, bazalt-andezit, latitbazalt-latitandezit, laut, trakit bileşimlidir. Kayaların kimyasal bileşimleri bunların magmatik yay ürünü olduklarını ve kısmen de mantodan etkilendiklerini göstermektedir,

ABSTRACT: Ulukışla-Çamardı magmatites overing a alarge area around Uukışla-Çamardı are bounded by the Niğde massif on the north, the Ecemiş corridor on the east, Bolkarlar on the south, and the Tuzgölü basin on the wıst.

North-dipping a subduction zone and resulting magmatie arc developed above an oceanic crust during the Upper Cretaceous in the region, Magmatites are made up of intrusive, subvolcanic, and volcanic rocks. Morphology of volcanics appears as lava flow, pillow lava, flow breccia, dike and tuff-mfftes, F^om place to place volcanics alternats with sedimentary rocks.

Magmatic rocks consist of diorite-gabbro, monzonite, basalt-andesite» laüte basalMatite andésite, laute, and trachyte. Chemical composition of the rocks indicate that they resulted from magmatic arc and partly influenced by the mantle.

GİRİŞ

Güneyde Toroslar, doğuda Munzurlar, kuzeyde Niğde Masifi üe sınırlanan ve batıda Tuz gölü havzasına açılan inceleme alanında, Üst Kretaseden Orta Eosene kadar gelişmiş plutonik, subvolkanik ve volkanik kayalar ile çeşitli türde sedimanter kayalar yüzeylemektedir. Bu çalışmayla sahadaki magmatitlerin petrografik, jeokimyasal özelliklerinin incelenmesi ve kökensel yorumlarına gidilmesi amaçlanmıştır. Bu amaçla önceki çalışmalarından da yararlanarak sahanın stratigrafisi ortaya konmuş, farklı kayaların temsil edebilecek örnekler alınarak mikroskopik ve jeokimyasal özellikleri belirlenmiştir.

Yörede genel jeolojiye yönelik ilk araştırmalar Blumenthal (1956), Ketin ve Akarsu (1965), Demirtaşlı ve diğerleri (1973,1983) tarafından yapılarak volkanitlerin Orta Paleosen-Orta Eosen yaşlı oldukları saptanmıştır. Oktay (1982), Ulukışla çevresinde ayrıntılı stratigrafisi

Çalışması yapmış ve yöredeki magmatiklerin dalma-batma zonuyla bağlantılı olduklarını vurgulamıştır. Yetiş (1978, 1983), Ecemiş koridorunda stratigrafik ve tektonik amaçlı çalışmalar yapmıştır. Baş ve diğerleri (1986) Ulukışla-Çamardı magmatitlerinin bazı özelliklerini bellemiştir ve magmatitlerin dalma-batma ürünü olduklarını savunmuşlardır, İşler (1988), inceleme alanında bazı petrografik ve jeokimyasal çalışmalar yapmıştır. Atabey (1988), bölgenin 1: 100,000 ölçekli haritasını tamamlamıştır, Çevikbaş ve Öztunalı (1991,1992), sahanın maden yataklarını ve genel jeolojik özelliklerini ele almışlardır. Baş ve Temur (1991)'da benzer çalışmalar yapmışlardır.

Bu çalışma kapsamında 41 magmatik kayanın kimyasal analizi Hamburg Üniversitesi'nde XRF aygıtıyla yapılmış, yine aynı Üniversite laboratuvarlarında bazı mikroprop analizleri gerçekleştirilmiştir.

CIPW normlarının hesaplanmasında $Fe_2O_3/FeO=0,15$ sabiti kullanılmış, diyagramlarda susuz $\%IOO^*$ e tamamlanmış değerler alınmıştır. Paleontolojik tayinler Ş. Acar (MTA) tarafından yapılmıştır.

Fomasyon ve birim adlamlarında Oktay (1982), Atabay (1988), Baş ve Temur (1991)'dan yararlanılmıştır.

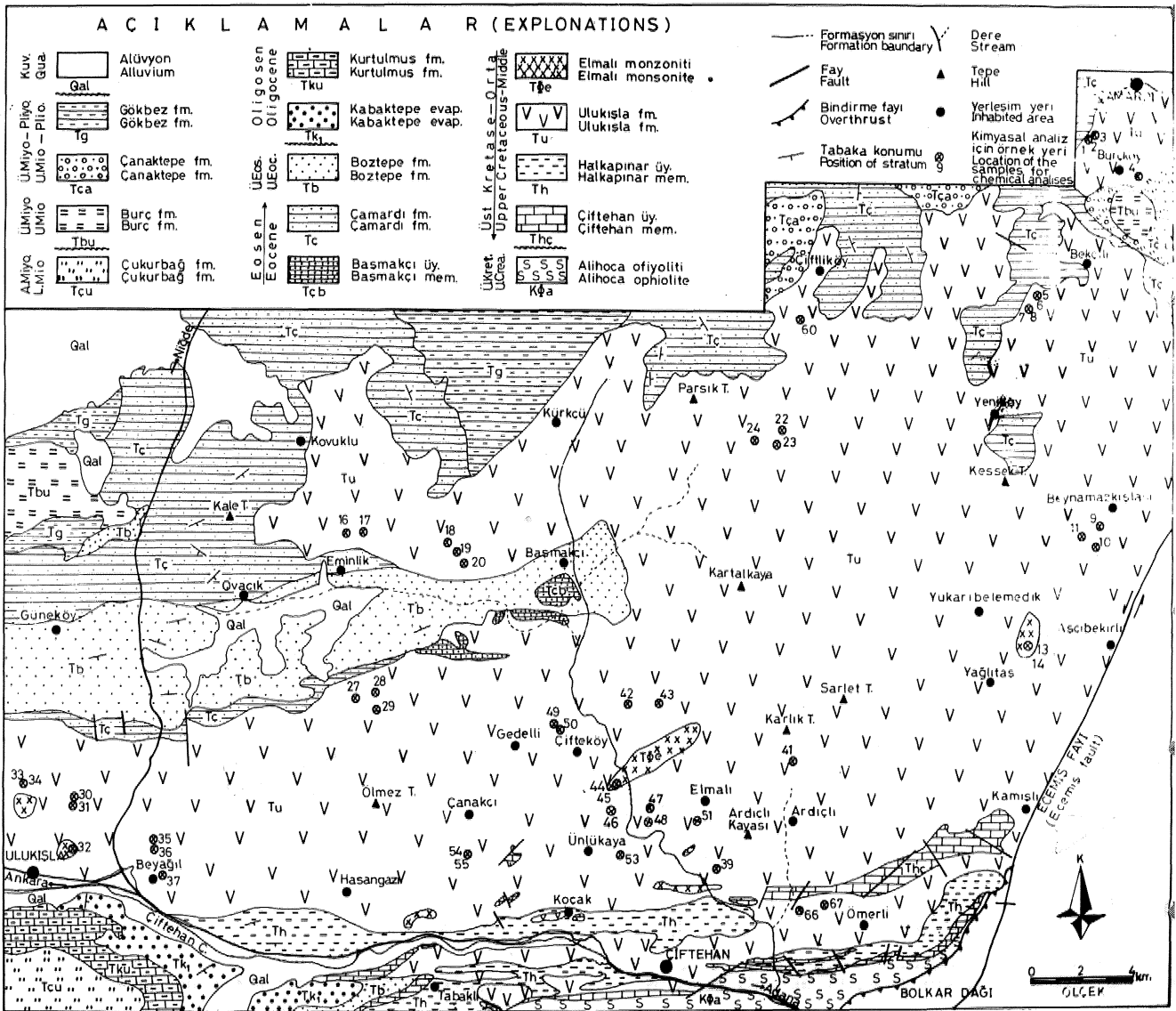
STRATİGRAFİ

Bu çalışmanın konusunu esas olarak Ulukışla-Çamardı arasında yüzeyleyen magmatik kayalar oluşturmaktadır. Bu kayaç istifinin, yaş ilişkisi olarak altında bulunan Bolkar dağları, Niğde masifi ve ofiyolitleri ile üstünde bu-

lunan çeşitli denizel ve karasal oluşuklar hakkında ayrıntı verilmeyecektir.

İnceleme alanının jeoloji haritası Şekil 1'de stratigrafik dikme kesiti Şekil 2'de verilmiştir. Sahadaki Üst Kretase-Orta Eosen yaşlı birimlerde güneyden kuzeye doğru genel bir gençleşme izlenir, Güney kesimde, en altta Bolkar dağları üzerine Maesnichtiyen'de yerleşmiş ofiyolitik kayalar (Ali Hoca ofiyöM) bulunur,

Ofiyötlar üzerinde, alt kesimleri genellikle çatoltaşı, kumtaşı içeren koyu kırmızı kahverengi, bej renkli, düzgün, orta-kah tabakalı kireçtaşları (Çiftahan üyesi) yer akr. Bu Mrectaslanndan;



Şekil 1 Ulukışla-Çamardı yöresinin jeoloji haritası (Atabay, 1988; Baş ve Temur, 1991'den yararlanılmıştır),
Figure 1 Geological map of the Ulukışla-Çamardı area (reconstructed after Atabay, 1988; Baş and Temur, 1991).

ULUKIŞLA MAGMATİTLERİ

- Globotruncana sp.
- Globotruncanidae
- Globigerinidae
- Globotruncanina et cowica (White)
- Abailtonphalms mayaroensis (Bolli)
- Rosita cf. contusa (Cushman)
- Heterohelicidae
- Rugoglobigerina sp.

fosilleri elde edilmiş ve bunlara göre Üst Maestrichtiyen yaşı verilmiştir. Çiftehhan üyesine ait kireçtaşları ve Ucanitler arasında daha üst düzeylerde de yer yer gözlenir.

Bu fosillerin belirlenmiş olması Şengör ve Yılmaz (1981), Görür ve diğerleri (1984) tarafından Paleosende Kırşehir masifi ile Menderes-Toros masifi arasında varlığı düşünülen iç Toros okyanusunun Üst Kretase'de varlığını kanıtlamış olması önemlidir.

Çiftehhan üyesi üzerine kimi yerlerde doğrudan volkanik kayalar, kimi yerlerde çoğunlukla şeyi ve yer yer kumtaşı ve çakıtaşından oluşan Halkapmar üyesi gelir, Halkapmar üyesine ait litolojilere İstifin yukarı kesimlerinde de yer yer rastlanır, Taneli bileşenlerde üst kesimlere doğpu volkanik gereç artmakta veya volkanik gereç etkili olmaktadır,

Ulukışla-Çamardı magmatitleri saha ve mikroskópik özelliklerine göre bazalt, andezit, trakit ve bunların ara üyelerinden (laut, latitandezit, laütbazalt) oluşan lav, pilow lav» akıntı breşi, aglomera, tuf, damar kayalar ile monzonitik, diyoritik sokulum kayalardan oluşur. Volkanik birimler arasında volkanik yükseltilerden beslenmiş kırıntılılar ile kimi zaman kireçtaşı mercer ve düzeyleri gözlenir* Bazaltik ve andezitik lavlar siyahımsı tıkkız, ince ve iri gözenekli, makro olarak mineral bileşimi ve mineral irilikleri yer yer değişen kayalar şeklindedir. Pilow lavlar yumruk büyüklüğünde 2-3 m. çapma varan bloklar olarak gözlenir» Aglomera bloklarının çapları 30-40 cm'ye varır. Ve kum boyutuna varan tanelerle tutturulmuştur, Akmu breşleri, aglomeralar ile birlikte sahada çok sivri gözükten topografyaların önemli bir kesimini oluşturmaktadır? Tüfler yer yer tüfük özelliktedir ve alterasyon etkisi ile gri renkler almıştır, Trakitler pembemsi renkleri ile diğer kayalardan kolaylıkla ayrılır. Bunlar seyrek olarak domsu, yaygın olarak da 150 m, kalınlığa varan damarlar şeklindedir. Bu damarların uzanımı kabaca doğu-batıdır. Bazaltların bulunduğu yerlerde bazalt ve ttaMt daykılanm birbirlerini kestiği gözlenmektedir. Sahada pekçok kesimde gözlenen baryum, bakır ve kurşun cevherleşmeleri çoğunlukla trakitlerin kantağında veya yakınlarında bulunmaktadır.

Bazaltik-andezitik lavlar sahanın, yer yer olmak üzere tüm kesiminde, pilow lavlar yaygın olarak Ali Hoca köyü yolu boyunca, Adana asfaltı üzerinde (Koçak köyü güneyi), Ulukışla-Niğe yolu üzerinde (Beyağıl köyü kuzeyi), Ulukışla hemen kuzeyinde, Elmalı köyü çevresinde, Çiftehhan-Ardıçlı köyü yolu üzerinde; aglomeralar Çiftehhan'ın hemen kuzeyinde, Çiftehhan-Ardıçlı yolu üzerinde; akıntı breşleri Çiftehhan çevresinde; tüfler Çiftehhan kuzeyinde bulunmaktadır. Trakitler çoğunlukla sahanın güney-orta kesimlerinde yaklaşık 10 km genişliğindeki doğu-batı uzammlı bir zonda yüzeylenmektedir.

Ulukışla-Çamardı magmatitlerinin, bugünkü yüzeyleme olarak az bir kesimi sokulum kayacıardan oluşur. Bunların en yaygın olanı monzonitik olanlardır, Monzonitler bazalt daydaları tarafından kesilmiştir. Siyahımsı renkli, orta-iri kristalli bu monzonitik kayalar, Elmalı-Çifteh köyleri arasında en büyük yüzeylenmesini yapmaktadır. Ayrıca Koçak-Beyağıl köyleri arasında ve Ulukışla kuzeyinde daha küçük alanlı yüzeylemeler vermektedir, Diyoritik kayalar monzonitik kayalara göre daha açık renkli ve daha ince kristallidir* Bunların, Çiftehhan'm yaklaşık 3 km

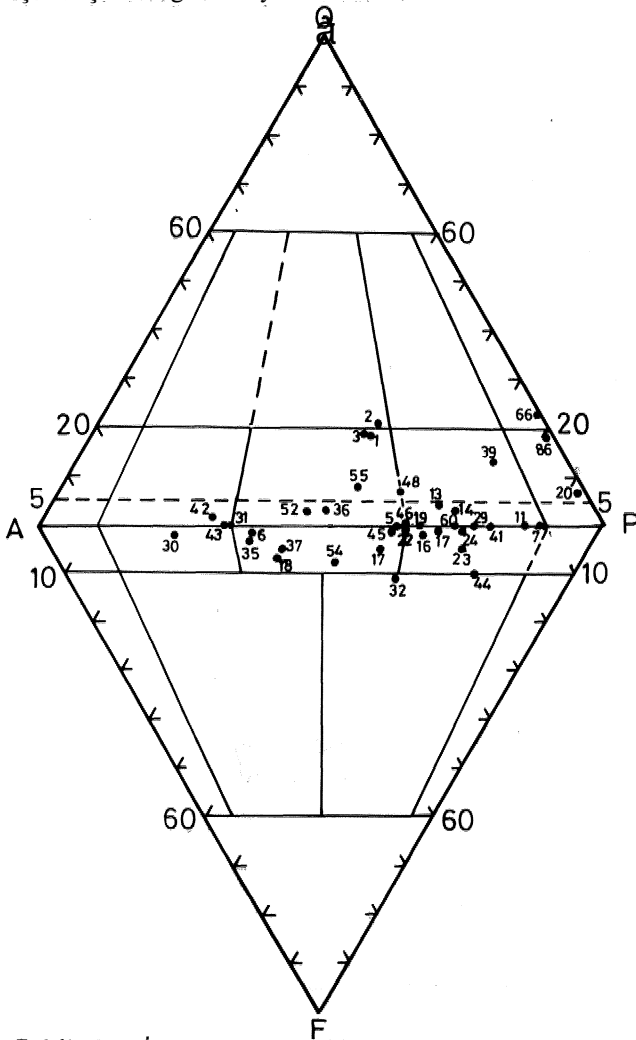
Yas Age	Formasyon Formation	A ÇIKLAMALAR Explanation
Kuv. Qua.	Aluvyon Alluvium	Aluvyon Alluvium
Ü. Mio. Pli.	Gökbeş fm.	Camurtaşı, kireçtaşı Mudstone, limestone
Ü. Mio. Pli.	Canaktepe fm.	Çakıltası, kumtaşı, silttaşı Conglomerate, sandstone, siltstone
Ü. Mio. Pli.	Burç fm.	Kumtaşı, kireçtaşı, marn Sandstone, limestone, marl
Ü. Mio. Pli.	Cukurbağı fm.	Çakıltası, kumtaşı, camurtaşı Conglomerate, sandstone, mudstone
Ü. Mio. Pli.	Kurtulmuş fm.	Marn, killi kireçtaşı, kumtaşı. Marl, argillaceous limestone, sandstone
Ü. Mio. Pli.	Kabaktepe fm.	Anhidrit, jips, camurtaşı Anhydrit, gips, mudstone
Ü. Mio. Pli.	Boztepet fm.	Çakıltası, kumtaşı, seyl Conglomerate, sandstone, shale
Ü. Mio. Pli.	Camardı fm.	Kumtaşı, silttaşı, seyl, killi kireçtaşı Sandstone, siltstone, shale, argillaceous limestone
Ü. Mio. Pli.	Basmaklıy Basmaklı mem.	Kireçtaşı Limestone
Ü. Mio. Pli.	Elmalı monzonit	Monzonit, diyorit, siyenit Monsonite, diorite, syenite
Ü. Mio. Pli.	Elmalı monzonit	Bazaltik, andezitik, trakitik, lav, tuf, aglomera pilow lav ve kireçtaşı, kumtaşı, kilttaşı ara seviyeler.
Ü. Mio. Pli.	Ulukışla Camardı magmatitleri Ulukışla Camardı	Basaltic, andesitic, trahytic, lava, tuff, aglomerate, pilow lava and interbedded with limestone, sandstone, claystone
Ü. Mio. Pli.	Halkapmar uy. Halkapmar mem.	Kilttaşı, seyl, kumtaşı, Claystone, shale, sandstone
Ü. Mio. Pli.	Çiftehhan uy. Çiftehhan mem.	Çakıltası, kumtaşı, kireçtaşı Conglomerate, sandstone, limestone
Ü. Mio. Pli.	Alihoca ofiyoliti	Ofiyolitik kayalar Ophiolitic rocks

Şekil 2 İnceleme alanının genelleştirilmiş dikme kesiti. Figure 2 Generalized columnar section of the studied area.

kuzeyinde ve Aşçibekir-Yavrutaş köyleri arasında yüzlekleri görülmektedir, Oktay (1982), Ulukışla yakınlarında siyenitlerin de varlığından söz eder,

Ulukışla-Çamardı volkanitleri arasında önemli bir yer tutan ve mağmatik istifin üst kesimlerinde bulunan Başmakçı kireçtaşı Blumenthal (1956) tarafından adlandırılmış Tabakalı ve fosilli bu kireçtaşı Oktay (1982) tarafından Üst Paleosen olarak değerlendirilmiştir*

Mağmatik ve tortul birimlerden oluşan bu birimler üzerine kilden kumlaşma varan kırıntılılar ile kireçtaşından oluşan Çamardı formasyonu, onun üzerine orta-kaba taneli kırıntılılardan oluşan Boztepe formasyonu gelir. Oligosende meydana gelen sığlaşma ve evaporit oluşumu (Kabaktepe anhidriti) ve bunun üzerinde mam killi kireçtaşı ve kumtaşından oluşan Kurutulmuş formasyonu, bunun da üzerine çamurtaşından çakıltaşına varan litolojiler içeren Çukurbağ formasyonu bulunur.



Şekil 3 İncelenen örneklerin QAPF diyagramı (Steckeisen, 1967).

Figure 3 QAPF diagram of the analyzed samples (Steckeisen, 1967).

Üst Miyosen ve Pliyosende gölsel ortam çökelleri gözlenir (Burç, Çanaktepe, Gökbez formasyonları),

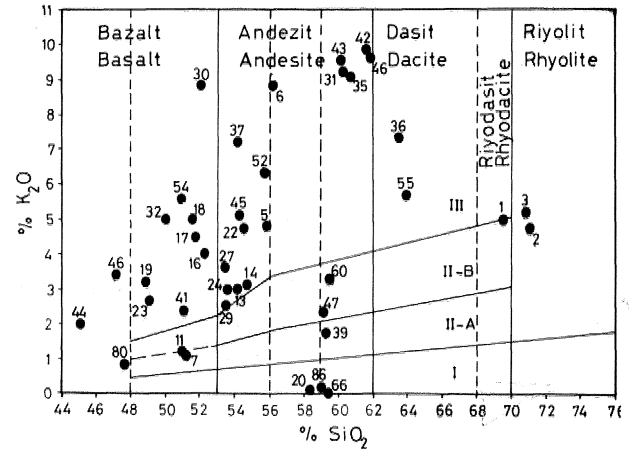
KAYAÇLARIN SINIFLAMA VE ADLANMASI

İncelenen magmatik kayaların, sahadaki yayırlarına göre çok büyük bir kesimi volkanik ve kısmen subvolkanik, *m* bir kesimi de sokulum kayalarından oluşur. Volkanik kayalardan yapılan 36, sokulum kayalarından 5 örneğin (Örnek 13, 14, 32, 44, 45) kimyasal analizi yapılmıştır (Analiz sonuçları jeokimya bölümünde verilecektir). Analizi yapılan örneklerin kimyasal bileşime göre sınıflanması için literatürdeki sınıflamalardan üç sınıflama diyagramı kullanılmıştır.

Bunlardan biri QAPF diyagramıdır (Şekil 3). Bu diyagrama göre volkanik kayalar bazalt- andezit, latitbazalt-laütandezit, laut trakit, birer örnek kuvarsandezit ve dasit; plutonik kayalar monzogabro-monzodiyorit, monzonit ve teralit olarak adlanmaktadır.

K₂O/SiO₂ bileşimlerine göre çizilen diyagramda (Şekil 4) volkanik örnekler bazalt andezit dasit, riyodasit ve riyolit alanlarında yayılım göstermektedirler, Plutonik örnekler ise bu diyagramda volkanik eşleniklerine göre gabro ve diyorit alanlarında bulunmaktadır. Bu diyagramda ayrıca örneklerin toleyitik, kalkalkali ve şoşonitik özelliklerde oldukları görülmektedir.

SiO₂-Zr/TiO₂ değerleri için hazırlanan diyagramda (Şekil 5) örnekler volkanik-plutonik ayrımı yapılmaksızın bazalt, bazanit-trakibazalt-nofelinit, fonolit, trakitandezit, trakit, komendit, pantşllşrit olarak adlanmaktadır.



Şekil 4 Örneklerin K₂O-SiO₂ diyagramında dağılımı. I- İslandare toleyitik serileri, II- kalkalkali serileri, III- yüksek K-kalkalkali serileri, IV- şoşonitik serileri (Peccerillo ve Taylor, 1975).

Figure 4 Distribution of the samples in K₂O-SiO₂ diagram. I- Islandare tholeiitic series, II- calc-alkaline series, III- high K-calcalkaline series, IV- shoshonitic series (Peccerillo and Taylor, 1975).

ULUKIŞLA MAGMATİTLER!

Plutonik örnekler, model bileşimlerine göre diyorit-gabro (Örnek 13,14) ve monzonit (Örnek 32,44, 45) adlarını alırlar, Diyotrit-gabro olarak belirlenen örneklerin plajiyomaslanndâki anortit oranları 50 ve daha yüksektir*

PETROGRAFI

Stratigrafi bölümünde saha özellikleri verilmiş olan inceleme alanındaki magmatik kayalardan monzonitik olanlar diyoritik olanlara göre daha iri kristalli; volkanik kayaların ise kristal irilikleri ve kristal zenginlikleri çok değişkendir; bunlarda cam oranı %90'a kadar çıkmaktadır,

Monzonitik kayaların ana mineral bileşenleri plajiyoklas, ortoklas, biyotit, hornblend» piroksen» olivindir. Ayrıca morfolojik olafak foid minerallerini andıran (lōsit, nozean) altere mineraller bulunmaktadır. Piroksenler optik özelliklerine göre enstatit şeklindedir, Plajiyoklasların anortit oranları optik yolla 54-56 bulunmuştur» Ortoklas-plajiyoklas oranlarındaki değişimlere göre monzonitik kayalar monzonit, monzodiyorit, monzogabro arasında değişim göstermekte, normatif olarak da bir örnek monzonit-tefrit sınırında bulunmaktadır (Şekil 3). Aksesuar mineral olarak opak mineraller, apatit» titanit; ikincil mineral olarak serisit, karbonat mineralleri, klorit, aktinolit gözlenmektedir.

Diyoritik kayalar monzonitik kayalara göre plajiyoklas mineralleri ve toplam açık renkli minerallerce daha zengin; biyotitçe daha fakir, foidsizdirler. Renk indisleri %40'm altında, plajiyoklaslardaki anortit oranları 45-57'dir. Bu renk indisi ve anortit oranlarına göre bu kayalar lökogabro olarak adlanabilir. Ancak bunte da Şekil 5'de verilen diyagramda monzodiyorit-monzogabro alanına düşmektedirler.

Volkanik kayalarda, kimi bölgelerde spilitleşme ve keratofleşme çok iyi gelişmiştir. Bunlardan çoğunda 1,5 cm. boyuna ulaşan albitik plajiyoklas çubukçuklanm varlığı ve kloritleşme-epidotlaşmaya bağlı olarak kayalarda yeşil renklerin gelişmiş olması saha gözlemlerinde dikkati çekmektedir.

Trakitlerde fenokristaüeri sanidin, plajiyoklas, biyotit ve çok ender olarak da homblend oluşmaktadır* Plajiyoklaslar andezin bileşimlidir. Hamur fazı kayacın yaklaşık %90'mı oluşturur. Hamur dokusu çoğunlukla trakiük, Mmi örneklerde de pilotaksitiktir. Aksesuar mineral olarak opak mineraller üe ütanit, ikincil mineral olarak karbonat mineralleri, zeolit, epidot gözlenmektedir. Feldispatların tümünde hafif kaolinleşme kimilerinde pertiteleşme izlenmektedir.

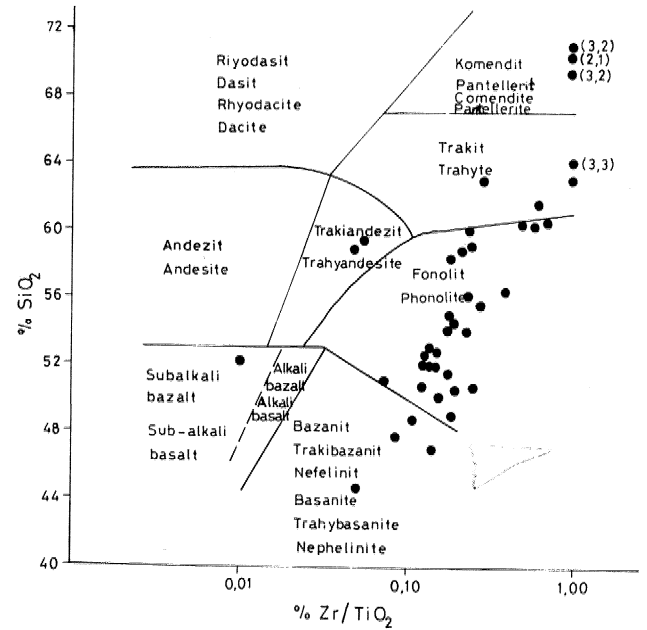
Latitlerde fenokristal olarak sanidin, plajiyoklas, biyotit, az oranda homblend ve piroksen gözlenmektedir, Pla-

jiyoklaslar andezin bileşimlidir. Piroksenler enstatit, klinoenstatit, ojit, titanojit, hedenberjit, eğirin ve egirinojit şeklindedir. Aksesuar mineralleri opak mineraller, apatit, titanit oluşturmaktadır. Fenokristallerde glomeratik yapılar gözlenebilmektedir. Hamur fazı kayacın % 80* Pö'mü oluşturmaktadır. Hamuru oluşturan bileşenler sanidin, plajiyoklas ve ikincil gelişmiş albit mineralleridir. Hamur dokusu pilotaksitik ve trakitiktir, Kayaçtaki felcüspatlarda killeşme, serisiüşme, tobonatlaşma; biyotit ve hornblendlerde oksitleşme (oksibiyotit ve oksihornblend), opaklaşma ve kloriüşme görülebilmektedir.

Kuvarslatit ve riyodasit alanlarına düşen örneklerde modal kuvars gözlenmemiştir. Bunların normal kütlerden farklılığını bunlarda mafik minerallerin çok az bulunması oluşturmaktadır»

Foidli latitler, foid minerali olarak lōsit ve olasılıkla plajiyoklasların hidrotermal etkilerle dönüşümünden oluşmuş wairakit içermektedir,

Latitandezit-latitbazalt bileşimini gösteren kayalarda fenokristalleri plajiyoklas, sanidin, piroksen, olivin ve biyotit oluşturmaktadır. Ancak sayılan minerallerin hepsi aynı kayaçta bulunmamaktadır. Piroksen türlerinde örnekte bazı değişiklikler görülmekle genelde enstatit, klinoenstatit» ojit, titanojit, pijonit, hedenberjit ve diyopsit görülmektedir. Yan mineraller ise opak



Şekil 5 Örneklerin Zr/TiO₂ - SiO₂ diyagramı (Winchester ve Floyd, 1977).

Figure 5 Zr/TiO₂ -SiO₂ diagram of the samples (Winchester and Floyd, 1977).

mineraller, titanit, apatitür. Plajiyoklasların anortit olanları 50 üe 72 masında değişmektedir. İkincil mineraller karbonat mineralleri, serisit, klorit, epidot, zeolit, pirenit, kalsit, serpantin, iddingsit ve kil mineralleri şeklindedir. Şekil 3'de AP-çizgisinin altında kalan örneklerde mikroskopik olarak foid mineraline rastlanmamıştır, ancak bu örnekler aynı çizginin üstünde kalan örneklere göre daha fazla olivin içermektedir. Hamur fazının dokusu hiyalopolitik, pilotaksitik olabilmektedir.

İki örnekten (80: laut, 23: Mtbazalt) rastgele seçilerek yapılan mikroprop analizlerine (Çizelge 1) olivinlerdeki ferstorit oranları 0,83 ve (XSS)'dir. Bu yüksek oranlar manto kökenini yansıtmaktadır,

Bazalt-andezit belişimli örneklerde fenokistal/hamur fazı oranları çok değişkendir. Diğer özellikleri latitandezit-latitbazaltlar üe benzerlik sunmaktadır.

Ör.No. Sp.No	80		23	
	a 1	a 2	b 1	b 2
SiO ₂	38.723	38.879	33.909	38.903
MgO	44.724	44.372	45.907	45.839
MnO	0.257	0.254	0.235	0.249
FeO	17.929	17.104	14.918	14.933
NiO	0.228	0.221	0.177	0.171

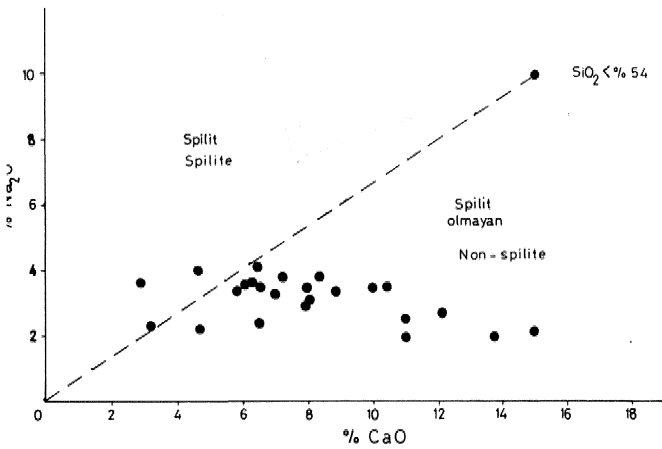
a: (Mg 0.83 Fe 0.17)₂ SiO₄ b: (Mg 0.85 Fe 0.15)₂ SiO₄

Çizelge 1 Olivin kristallerinin mikroprop analizleri.

Table 1 Mikroprop analyses of the olivin crystals.

JEOKİMYA

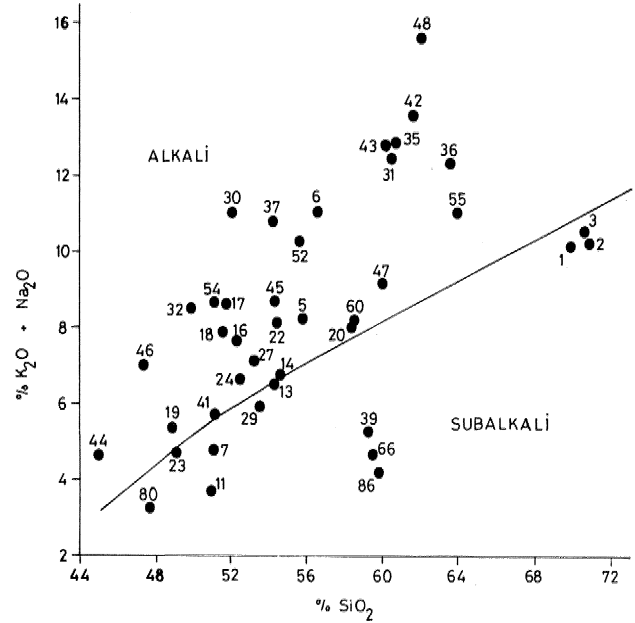
Kimyasal analizi yapılan 41 örneğin ana element bileşimleri Çizelge 2'de iz element bileşimleri Çizelge 3'de verilmiştir. Örneklerin sahadaki konumları Şekil 1'de



Şekil 6 Örneklerin CaO-Na₂O diyagramı (VaUance, 1974),
Figure 6 CaO-Na₂O diagram of the samples (Vallance, 1974),

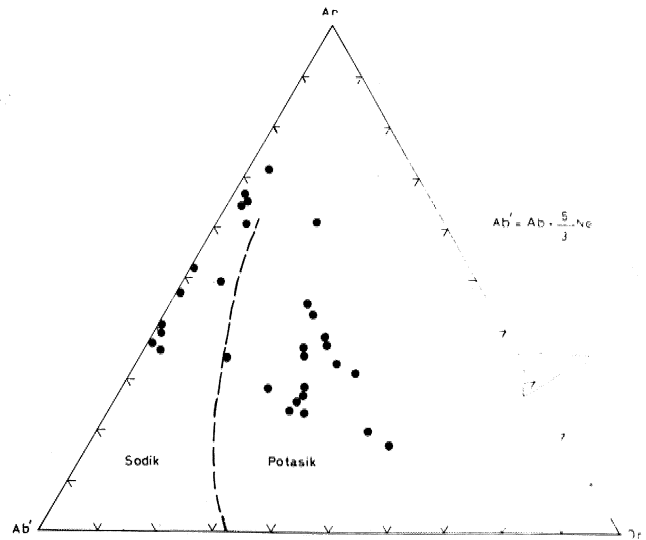
işaretlenmiştir. Bu örneklerden 80 ve 86 no.lu örnekler haritalama alanı dışından Çamardı'nın kuzeydoğusundaki Kavlaktepe köyü yakınından alınmıştır. Bu bölümde volkanik ve plutonik örnekler birlikte ele alınacaktır.

Kimyasal analiz için seçilen örneklerin elverdiğince *u*-terasyondan uzak olmalarına özen gösterilmiştir. Sahadaki en önemli alterasyon spilitleşmedir. Spilitleşmeyi belirle-



Şekil 7 Örneklerin SiO₂-ALK diyagramı. Diyagonal çizgi Irvine ve Baragar (1971)'den alınmıştır.

Figure 7 SiO₂-ALK diagram of the samples. The diagonal line after Irvine ve Baragar (1971).



Şekil 8 Alkali örneklerin An-Ab'-Or diyagramı (Irvine ve Baragar, 1971),

Figure 8 An-Ab'-Or diagram of the alkaline samples (Irvine and Baragar, 1971).

ULUKIŞLA MAGMATİLERİ

Çizelge 2 Ulukışla-Çamardı magmatitlerinin ana element bileşimleri ve CIPW normları.
Table 2 Major elements content and CIPW norms of the Ulukışla-Çamardı magmatites.

Ör No. Sp. No	44	46	19	80	32	23	11	54
SiO ₂	42.11	43.54	44.91	44.95	4.55	46.59	47.76	47.92
Al ₂ O ₃	18.70	17.64	13.05	12.47	18.59	12.91	11.86	18.31
Fe ₂ O ₃	5.19	5.57	3.93	3.08	4.71	2.82	2.73	4.54
FeO	4.26	6.07	3.12	7.72	2.61	4.86	3.82	2.43
MnO	0.16	0.21	0.13	-	0.12	0.14	0.12	0.13
MgO	4.92	5.16	7.16	15.98	4.68	11.53	13.06	3.84
CaO	12.44	5.65	13.65	6.08	6.46	10.28	10.17	6.69
Na ₂ O	2.53	3.27	1.99	2.22	3.12	1.81	2.38	2.85
K ₂ O	1.88	3.16	2.97	0.82	4.84	2.60	1.08	5.29
TiO ₂	1.91	1.14	0.88	0.79	1.06	0.88	0.65	1.03
PgO ₅	1.16	0.76	0.34	0.16	0.64	0.50	0.33	0.56
H ₂ O ⁺	3.81	4.15	2.73	3.77	5.20	3.63	4.17	4.87
H ₂ O ⁻	0.16	0.27	0.06	0.65	0.22	0.07	0.31	0.33
CO ₂	0.12	2.40	4.45	0.06	0.05	0.10	0.11	0.03
SO ₃	0.16	-	0.01	0.03	0.01	0.01	-	0.02
Top(Tot.)	98.51	98.99	99.38	98.78	98.86	98.73	98.55	98.74

CIPW - norm

Q	-	-	-	-	-	-	-	-
Or	11.82	19.86	18.26	5.14	30.73	16.19	6.80	33.51
Ab	10.59	29.36	17.52	19.97	12.08	11.36	21.49	12.99
An	36.32	8.36	18.58	22.97	24.12	20.47	19.67	23.08
Nc	6.60	-	-	-	8.81	2.60	-	6.99
Di	12.52	-	16.42	6.09	4.50	23.38	24.73	6.90
Hy	-	6.99	2.02	7.65	-	-	2.44	-
Ol	13.34	16.87	12.84	33.92	14.47	21.26	21.19	11.64
Mt	1.83	2.26	1.32	2.13	1.41	1.49	1.28	1.33
İlm	3.86	2.30	1.73	1.60	2.17	1.77	1.31	2.09
Ap	2.91	1.92	0.83	0.40	1.63	1.26	0.83	1.42
CC	0.30	5.80	10.51	0.14	0.11	0.25	0.27	0.07
C	-	6.32	-	-	-	-	-	-

Çizelge 2 (Devam)

Ör No. Sp.No	7	30	41	18	17	16	13	24	37
SiO ₂	48.39	48.62	48.63	48.70	49.29	49.31	50.26	50.36	50.66
Al ₂ O ₃	15.02	16.35	17.88	17.70	16.79	16.81	16.33	17.52	17.33
Fe ₂ O ₃	4.48	6.89	4.17	4.38	5.06	5.53	3.13	3.02	4.92
FeO	4.89	1.64	2.80	3.44	3.34	2.59	3.10	4.37	2.22
MnO	0.11	0.16	0.10	0.15	0.13	0.12	0.12	0.12	0.12
MgO	6.04	4.05	4.73	3.33	3.80	3.41	5.60	4.83	3.95
CaO	9.37	3.12	9.95	7.47	6.10	6,84	7.04	7.80	2.64
Na ₂ O	3.46	2.07	3.18	2.80	3.93	3,46	3.26	3.56	3.40
K ₂ O	1.05	8.26	2.30	4.69	4,28	3.83	2.77	2.81	6.73
TiO ₂	1.31	1.35	0.98	1.28	1,47	1.50	0.85	1.16	1.08
P ₂ O ₅	0.24	0,72	0.29	0.65	0.89	0.90	0.29	0.41	0.47
H ₂ O ⁺	3.42	3.72	1.33	3.74	3.26	3.82	2.69	3.31	4.86
H ₂ O ⁻	0.41	0.09	0.21	0.09	0.09	0.24	0.21	0.06	0.24
CO ₂	0.59	1.34	2.80	0.03	0,70	0.05	2.76	0.07	0.23
SO ₃	0.05	-	-	0.01	-	-	0.01	0.02	-
TopÇ(Tot.)	98.83	98.38	99.35	98.46	99.13	98.41	98.42	99.24	98.85

CIPW- norm

Q	-	-	-	-	-	-	3.18	-	-
Or	6.56	51.95	13.95	29.37	26.53	24,11	17.20	17.32	42.61
Ab	30.97	15.66	27.59	18.08	27,58	28,53	28.94	29.59	22.76
An	23.60	2.40	28,44	23.21	16.27	20.28	16.37	24.53	9.19
Ne	-	1.60	-	3.82	3.95	1.41	-	1.02	4.36
Di	16.28	-	1.72	9.46	3.97	7.67	-	10.33	-
Hy	3.28	-	12.39	-	-	-	22.78	-	-
Ol	10.79	15.65	5.48	10.31	13.38	11.06	-	12.33	14.38
Mt	1.81	1.59	1.29	1.49	1.52	1.54	1.19	1.42	1.36
il	2.62	2.73	1.92	2.58	2.92	3.04	1.69	2,30	2.20
Ap	0.59	1.82	0.71	1.63	2.20	2.27	0.71	1.02	1.18
cc	1.41	3,25	6.53	0.07	1.66	0.11	6.60	0.16	0.57
c	-	3.39	-	-	-	-	2.37	-	1.40

ULUKIŞLA MAGMATITLERİ

Çizelge 2. (Devam)

Ör No. Sp.No	27	29	14	52	22	45	5	6	20
SiO ₂	50.95	51.31	51.53	51.57	52.36	52.43	53.53	54.11	54.63
Al ₂ O ₃	17.51	15.49	16.77	18.63	18.07	18.97	17.82	17.69	15.89
Fe ₂ O ₃	3.44	4.60	3.10	2.09	3.22	4.87	2.84	3.00	5.79
FeO	2.44	2.09	2.59	2.98	3.00	2.23	2.79	2.42	0.71
MnO	0.09	0.09	0.15	0.13	0,10	0.13	0.09	0.06	0.14
MgO	5,21	7.10	4.75	2.14	3.72	2.28	4.18	2.73	3.57
CaO	7.59	8.39	7.81	4.30	6.33	5.94	5.55	4.48	4.50
Na ₂ O	3.37	3.30	3.21	3.71	3,32	3,48	3.29	2.08	6.45
K ₂ O	3.42	2.37	2.92	5.81	4,51	4.93	4.55	8.40	0.10
TiO ₂	1.09	0.81	0.87	0.91	1.00	1.03	0.79	0.68	1.19
P ₂ O ₅	0.45	0.27	0.32	0.36	0.46	0.45	0.36	0.38	0.61
H ₂ O+	2.75	2.53	2.55	2.67	2.62	2.12	2.22	2.45	2.81
H ₂ O-	0.10	0.10	0.10	0.21	0.18	0.19	0.26	0.20	0.17
CO ₂	0.07	0.11	2.45	3.33	0.07	0.04	0.23	0.41	1.81
SO ₃	-	-	-	0.24	-	-	-	-	-
Top(Tot.)	98.48	98.56	99.12	99.08	98.96	99.09	98.50	99.09	98.37

CIPW-norm

Q	-	-	2.36	1.78	-	-	-	-	5.38
On	21.22	14.66	17.91	35.81	27.78	30.26	28.07	51.59	0.65
Ab	28.29	29,19	28.26	32.75	29.27	27,91	29.02	16.50	57.54
An	23.65	21.42	22.01	0.28	22.00	22.37	21.33	14.70	7.26
Ne	0.85	-	-	-	0.01	1.43	-	0.97	-
Di	9.99	15.79	-	-	5.89	4.08	2.77	2.61	-
Hy	-	3.84	19.53	11.89	-	-	9.38	-	16.99
Ol	11.44	11.31	-	-	10.64	9.42	5.36	9.40	-
Mt	1.12	1.25	1.07	0.97	1.17	1.32	1.07	1.01	1.19
İl	2.17	1.61	1.71	1.80	1.98	2.03	1.56	1.35	2.37
Ap	1.11	0.66	0.78	-	1.14	0.11	0.90	0.92	1.52
cc	0.16	0.27	5.80	7.91	0.16	0.09	0.55	0.89	4.34
c	-	-	0.59	6.41	-	-	-	-	2.78

Çizelge 2 (Devam)

Ör No. Sp.No	66	47	60	86	39	35	31	43	48
SiO ₂	55.76	55.79	55.91	56.77	57.15	57.22	57.92	58.25	59.24
Al ₂ O ₃	14.96	17.30	15.47	14.02	17.48	16.33	18.19	18.43	17.23
Fe ₂ O ₃	2.72	3.07	4.35	5.97	3.26	1.23	3.90	3.39	4.01
FeO	7.50	1.61	0.64	5.97	2.38	0.80	0.38	0.44	0.61
MnO	-	0.11	-	-	-	0.06	0.12	0.11	0.06
MgO	4.52	1.74	5.74	3.98	3.07	0.81	2.22	2.25	1.62
CaO	3.04	3.34	4.70	4.23	7.16	5.24	0.98	0.89	1.96
Na ₂ O	4.32	6.22	4.70	3.90	3.40	3.51	3.11	3.13	5.35
K ₂ O	0.01	2.25	3.08	0.19	1.68	8.60	8.93	9.24	4.41
TiO ₂	1.04	1.20	0.66	1.21	0.63	0.49	0.58	0.56	0.95
PaOs	0.09	0.32	0.23	0.11	0.28	0.07	0.16	0.14	0.25
H ₂ O+	4.20	2.27	2.24	3.22	2.74	1.85	2.10	1.94	1.68
H ₂ O-	0.22	0.12	0.26	0.24	0.07	0.03	0.07	0.03	0.11
CO ₂	0.72	2.29	0.28	0.03	0.03	1.49	0.23	0.15	0.94
SO ₃	0.11	0.22	-	-	-	0.27	-	-	-
TopÇ(Tot.)	99.11	97.85	98.26	99.84	99.33	98.00	98.89	98.85	98.42

CIPW-norm

Q	14.29	6.52	-	12.32	10.40	-	-	-	5.88
Or	0.06	14.01	19.09	1.18	10.34	53.07	54.72	56.50	27.07
Ab	38.67	55.43	41.72	34.44	29.87	25.26	27.33	27.42	47.05
An	10.52	0.01	12.59	20.97	28.54	3.56	2.43	2.64	2.23
Ne	-	-	-	-	-	3.14	-	-	-
Di	-	-	6.83	-	5.19	8.83	-	-	-
Hy	25.96	9.63	12.67	26.00	12.63	-	7.09	3.10	9.26
Ol	-	-	3.69	-	-	-	2.92	5.36	-
Mt	2.02	0.88	0.91	2.26	1.06	0.38	0.77	0.70	0.84
n	2.09	2.39	1.31	2.39	1.23	0.97	1.14	1.10	1.88
Ap	0.24	0.81	0.57	0.26	0.69	0.17	0.40	0.33	0.62
cc	1.73	5.48	0.66	0.07	0.07	3.55	0.55	0.36	0.22
c	4.44	4.87	-	0.01	-	-	2.64	2.42	2.98

LUKIŞLA MAGMATİTLERİ

Çizelge 2 (Devam)

Ör No. Sp.No	42	36	55	1	2	3
SiO ₂	59.28	60.79	62.10	67.59	69.01	69.40
Al ₂ O ₃	18.07	17.56	18.02	15.89	16.03	16.02
Fe ₂ O ₃	3.69	3.06	4,13	2.16	1.51	1.37
FeO	0.12	0.04	0.38	0.18	0.03	-
MnO	0.10	0.10	0.04	0.08	0.07	0.04
MgO	1.00	0.41	0.74	0.95	0.44	0.46
CaO	0.64	1.58	0.83	0.27	0.16	0.24
Na ₂ O	2.99	4.79	5.15	5.03	5.29	5.20
K ₂ O	9.58	7.01	5.56	4.84	4.63	5.22
TiO ₂	0.55	0.40	0.17	0.12	0.12	0.12
P ₂ O ₅	0.14	0.12	0,05	0.05	0.05	0.05
H ₂ O+	3.45	0.94	1.44	1.05	0.67	0.83
H ₂ O-	0.30	0.12	0.18	0.43	0.22	0.17
CO₂	0.12	0.82	0.59	0.10	0.04	0.11
SO ₃	-	-	-	-	-	-
Top.(Tot.)	100.03	97.74	99.38	98.74	98.27	99.13

CIPW-norm

Q	1,11	3.05	7.19	17.26	19.38	17.67
Or	58.98	42.96	33.74	29.49	28.13	34.50
Ab	26.40	42.06	44.76	43.83	46.03	44.93
An	1.52	1.98	0.03	0.43	0.21	0.80
Ne	-	-	-	-	-	-
Di	-	-	-	-	-	-
Hy	7.25	4.56	9.73	5.71	3.28	2.94
Ol	-	-	-	-	-	-
Mt	0.68	0.55	0.81	0.42	0.28	0.25
Il	1.08	0.78	0.32	0.23	0.23	0.23
Ap	0.36	0.28	0.12	0.12	0.12	0.12
ce	0.30	1.93	1.39	0.23	0.09	0.02
c	2.34	1.44	3.61	2.29	2.30	1.54

Çizelge 3 Örneklerin iz element bileşimleri.
Table 3 Trace elements content of the samples.

Ör.No. Sp. No	Toleyitik/ <i>Tholeitic</i>			Kalkalkali / <i>Calc-alkaline</i>								
	20	86	66	80	11	7	60	39	47	1	3	2
SiO ₂	58,98	58,92	59,34	47,68	50,83	51,23	58,56	59,23	60,02	69,57	70,73	70,90
Ba	233	23	11	393	874	1102	1733	975	3455	48	10	10
Rb	5	5	5	27	31	51	136	60	56	218	105	160
Sr	397	49	64	290	532	832	932	668	281	48	52	29
Pb	37	5	5	22	26	41	26	10	14	37	42	24
Ni	7	19	5	463	316	169	177	5	11	10	9	13
Cr	15	24	24	641	727	325	309	30	5	5	6	6
Sc	16	28	27	19	31	52	16	15	8	5	5	5
V	185	368	261	89	147	147	91	78	68	5	5	5
Cu	12	91	20	64	14	87	45	24	5	5	5	5
Ga	18	19	18	14	15	24	13	18	20	24	17	24
Zn	67	96	127	69	45	81	48	65	42	32	16	24
Zr	257	59	67	81	195	92	123	158	322	385	256	386
Nb	5	5	5	5	5	5	5	5	5	33	19	17
La	101	10	10	10	33	10	37	10	108	138	101	127
Ce	213	10	10	44	93	54	76	58	182	250	240	220
Nd	90	10	10	17	42	22	30	28	86	80	87	77
Y	25	31	27	14	13	20	5	13	22	22	26	16

Çizelge 3 (Devamı)

Ör.No. Sp. No	Soşonitik / <i>Shoshonitic</i>													
	13	45	22	24	52	5	6	43	31	35	42	48	36	55
SiO ₂	54,19	54,20	54,30	54,81	55,67	55,88	56,35	60,16	60,35	60,64	61,65	61,91	63,42	63,91
Ba	1322	2490	2068	2293	2222	1862	1342	1787	1823	5967	2047	1800	1595	77
Rb	108	125	156	139	173	203	265	84	331	121	232	116	203	189
Sr	582	1275	1247	602	330	969	540	695	882	304	515	359	307	24
Pb	25	26	46	42	30	40	106	58	226	29	56	16	29	24
Ni	126	11	21	164	9	46	18	5	11	9	10	5	8	1
Cr	199	5	31	175	5	68	14	5	5	5	5	5	5	7
Sc	13	7	15	20	5	18	5	8	5	5	5	7	5	5
V	150	196	205	140	149	136	49	61	63	97	67	84	48	5
Cu	93	9	39	68	44	61	27	5	5	5	5	5	5	5
Ga	98	21	23	20	19	24	21	17	19	9	19	21	19	22
Zn	63	77	47	58	58	56	64	73	80	45	60	50	51	18
Zr	168	107	191	189	189	205	247	366	320	390	376	304	417	557
Nb	5	5	6	5	5	3	22	10	19	15	29	11	5	35
La	52	73	72	127	127	84	70	120	115	119	120	116	136	203
Ce	106	149	162	117	117	154	143	256	210	193	231	201	190	368
Nd	38	60	80	48	48	70	39	105	92	86	102	81	65	141
Y	12	13	19	8	8	9	18	13	19	14	21	20	5	21

Çizelge 3 (Devamı)

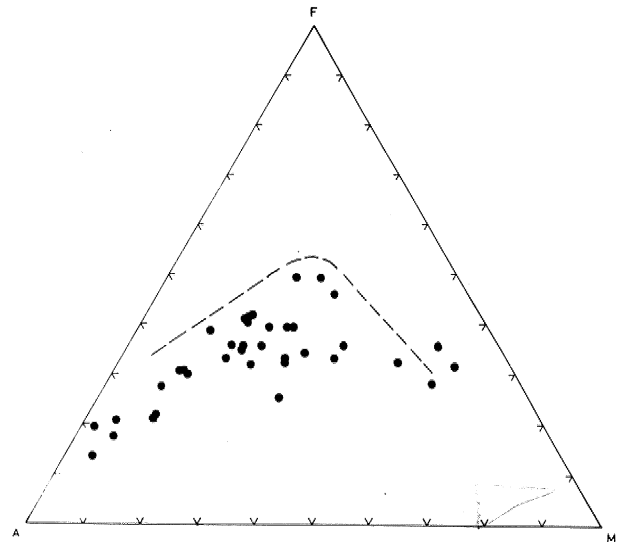
Şoşonitik / Shoshonitic															
Ör.No. Sp. No	44	46	19	23	32	41	54	18	17	30	16	24	27	29	37
SiO ₂	44,67	47,24	48,75	49,08	49,85	51,14	57,20	51,49	51,84	52,15	52,29	52,49	53,32	53,55	54,16
Ba	2097	1235	1361	1871	2104	1259	2133	1686	2417	4490	2321	1694	2339	1561	2362
Rb	70	120	112	84	180	73	143	138	134	253	96	93	63	84	106
Sr	1227	449	722	746	1062	924	1907	580	680	535	672	1082	1134	1082	223
Pb	17	39	15	33	27	56	40	37	25	35	56	30	30	34	30
Ni	29	32	177	256	30	85	29	18	12	10	12	18	50	92	10
Cr	29	43	455	586	18	94	26	5	9	5	7	18	68	232	5
Sc	22	24	29	33	14	17	9	13	20	26	7	14	23	23	5
Y	455	243	167	193	237	227	208	271	266	284	293	214	213	222	188
Cu	24	5	139	138	81	88	27	240	25	13	26	12	61	34	6
Ga	20	24	15	17	19	24	21	24	18	20	25	22	21	22	18
Zn	125	159	48	51	55	67	65	73	67	68	67	57	53	55	77
Zr	110	200	123	185	198	142	216	286	257	212	251	159	172	108	303
Nb	6	13	19	5	5	5	9	21	10	10	5	5	5	10	10
La	63	89	39	53	59	51	79	102	63	87	71	67	100	71	91
Ce	152	196	117	141	133	129	155	165	146	150	133	118	183	132	177
Nd	82	79	44	61	68	52	67	75	65	93	72	42	71	62	94
Y	26	18	15	13	17	21	24	25	25	12	19	16	17	7	23

mek amacıyla hazırlanmış olan Na₂O/CaO diyagramında (Şekil 6) örneklerin spilitleşmeden belirgin oranda etkilenmemiş veya az sayıda örneğin önemsiz derecede etkilenmiş olduğu görülmektedir.

Kayaçlar toplam alkali/SiO₂ bileşimlerine göre hem alkali hem subalkali alanda yer almışlardır (Şekil 7). Bunlardan alkali örneklerin ise hem sodik, hem de potasik özellik gösterdikleri görülmektedir (Şekil 8).

Şekil 4'de örneklerden 3 tanesinin toleyitik, diğerlerinin kalkalkali ve şoşonitik oldukları görülmektedir. Adıgeçen bu 3 örneğin toleyitik özellikleri AFM diyagramında da belirgindir. (Şekil 9). Toleyitik Örneklerden (Örnek 20, 66, 86) biri sahanın güney, diğerleri orta ve doğu kesimlerinde bulunmaktadır (Bu konu ileride tekrar ele alınacaktır). Sokulum kayaçlarından alınan örneklerin tümü şoşonitik karakterdedir.

Kalkali Örneklerin ortalama K₂O/Na₂O değerleri 0,43'tür, Bu değer kalkalkali özellikli okyanusal yaylarda O.S'den küçük iken kıta kabuğu üzerinde gelişen And tipi Aylarda değişken ve genelde daha yüksektir. Şoşonitik örneklerin K₂O/Na₂O değerleri dünyadaki, Joplin (1968), Morrison (1980) gibi yazarlarca verilen tipik şoşonitik değerlerle tam bir uyum içindedir. Bilindiği gibi K₂O/Na₂O değerleri şoşonitik serilerde 1 dolayında seyrederken alkali serilerde 1'den küçüktür. Şoşonitik örneklerde, hatta



Şekil 9 Örneklerin AFM diyagramı. Kesikli çizgi toleyitik (üst) ve kalkalkali (alt) alanları ayırmaktadır (Irvine ve Baragar, 1971).

Figure 9 AFM diagram of the samples. The dashed line classifies tholeiitic (upper) and calcalkaline (lower) fields (Irvine and Baragar, 1971).

incelenen tüm örneklerde Fe_2O_3/FeO değerleri O^*5 'de büyüktür. Bu özellik de şoşonitik kayaların alkali kayalardan ayıran önemli bir özelliktir (aynı değer alkali kayalarda O^*J 'den küçüktür). İncelenen örneklerin TiO_2 yüzdeleri bir örnek dışında 1,3'den küçüktür. Bu özellik de yine incelenen örneklerin Jakes ve White (1972), Morrison (1980)'in verilerine göre şoşonitik özelliği vurgulanmaktadır,

Analiz edilen örneklerin iz element konsantrasyonları, Şekil 4'e dayanılarak yapılmış sınıflama doğrultusunda toleyitik, kalkalkali, şoşonitik özelliklere göre Çizelge 3'de verilmiştir. Bu iz elementlerden jeokimyasal veya petrolojik açıdan önemli olanlardan bazıları için ayrıntıya girilecektir,

Ba, Rb, Sr

3 Toleyitik örnekte bu elementlerin dağılımı değişken ve düşüktür. 9 kalkalkali örneğin bazalt ve andezitlerinde Ba değeri kalkalkali yayların bazalt ve andezitlerine göre çok yüksek, riyoitik örneklerinde ise aşırı oranda düşüktür. Dünyada böyle çok yüksek Ba değerlerine lösiüt

gibi bazı alkali kayalarda rastlanmakta* 10-20 ppm gibi çok düşük değerlere ise pek rastlanmamaktadır, Şoşonitik örneklerin Ba konsantrasyonları gerek manto kökenli kayalar (Wedepohl, 1975; Prinz, 1967) ve gerekse graniük veya kıtasal kabuk (Taylor ve White, 1966) bileşimlerinin çok üstündedir (Çizelge 4). Bu yüksek Ba konsantrasyonları bu bölge için karakteristik bir özellik olabilir. Ayrıca çalışılan sahanın pek çok yerinde barit oluşumları gözlenmektedir,

Rb değerleri toleyitik örneklerde çok küçüktür. Jakes ve White (1972) okyanusal yaylar için böyle düşük değerler vermişlerdir. Bu elementin kalkalkali ve şoşonitik örneklerdeki dağılımları okyanusal yayların kalkalkali ve şoşonitik serileri ile önemli ölçüde uyum içindedir.

Sr'un toleyitik örneklerdeki dağılımı değişken ve düşüktür, Kalkalkali ve şoşonitik örnekler de genelde yüksek değerler vermekte ve okyanusal yayların değerleri ile uyumluluk göstermektedirler, Ancak SiO_2 değeri yüksek 3 kalkalkali örneğin Sr bileşimlerinde aşırı bir fakirleşme gözlenmektedir»

Ör.No. Sp. No	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Ba	790	2054	23	2056	1997	115	270	1000	850	528	246	428	600
Rb	36	84	161	125	155	10	30	75	100	32	22	85	145
Sr	551	627	43	815	651	330	385	700	850	702	328	375	285
Pb	30	17	34	34	49							17,5	30
Ni	325	64(?)	11	59(?)	36(?)	25	18	20		145	134	77	4
Cr	564	114(?)	6	107(?)	49(?)	40	25	30		202	168	105	10
Sc	34	13	5	19	10					20	30	22	6
V	128	79	5	255	129	255	175	20		213	251	145	40
Cu	55	25(?)	5	68(?)	26(?)					85	90	55	10
Ga	18	17	22	21	20					15	17	16	20
Zn	62	52	24	75	61					108	100		
Zr	123	201	340	179	278	100	110	50	150	189	137	145	180
Nb	5	5	23	79	12	20				69	13	20	20
La	18	52(?)	122	69	105	9,6	11,9	14	18	54	15	30	50
Ce	66	105	237	145	185	19	24	28	35	105	33	60	100
Nd	27	48	81	67	77					49	19	28	31
Y	16	13	21	19	15	20	21			33	28	33	40

Çizelge 4 Ulukışla-Çamardı magmatitlerinin ortalama iz element değerleri (1-5) ve bunların bazı tipik kay aç gruplarının değerleri ile karşılaştırılması. Kalkalkali örnekler: 1- bazalt, 2- andezit, 3= riyoit; şoşonitik örnekler: 4- bazalt, 5- andezit. Adayayı serileri (Jakes ve White, 1972): 6- kalkalkali bazalt, 7- kalkalkali andezit, 8- şoşonitik bazalt, 9- şoşonitik andezit. 10- alkali olivinbazalt* 11- toleyitik bazalt (Wedepohl, 1975). 12- Kıta kabuğu, 13- granit (Taylor ve White 1966).

Table 4 Trace element means of the Ulukışla-Çamardı magmatites (1-5) and their comparison with the some typical rock groups. Calcalkaline samples: 1- basalt, 2- andésite, 3- rhyolite; shoshonitic samples: 4- basalt, 5- andésite. Island are series: 6- calcalkaline basalt* 7- calcalkaline andésite, 8- shoshonitic basalt, 9- shoshonitic andésite (Jakes and White, 1972). 10 alkali olivinbasalt, 11- tholeiitic basalt (Wedepohl, 1975)» 12- continental crust, 13- granit (Taylor ve White, 1966).

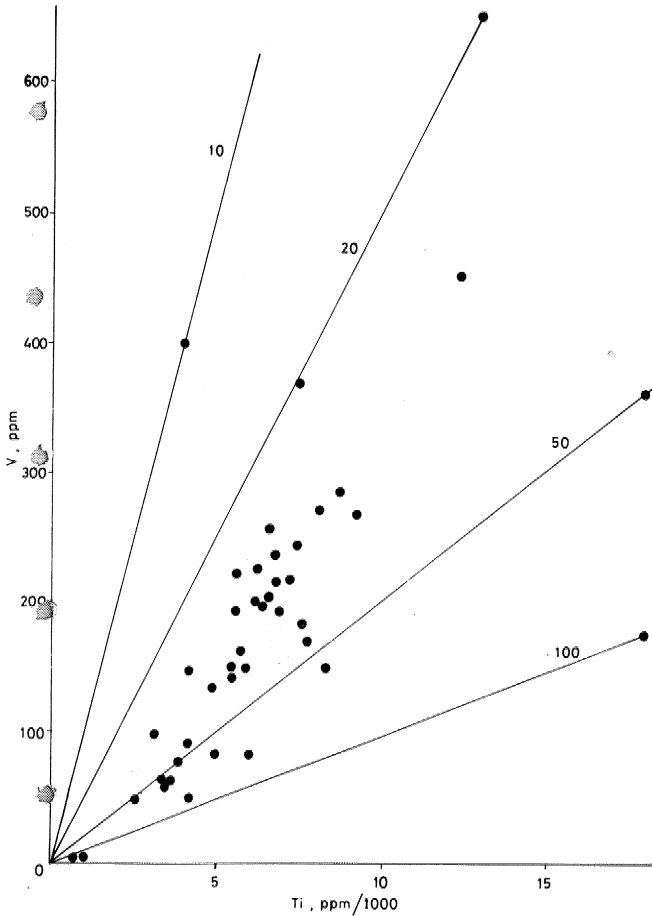
ULUKIŞLA MAGMATİTLERİ

Ni, Cr, Se, V

Toleyitik örneklerin Ni ve Cr bileşimleri yay andezitlerinin değerlerine yakın (Taylor, 1969) iken Se ve V bileşimleri manto kökenli bazalt (Wedepohl, 1975) değerlerine yakındır. Kalkalkali ve şoşonitik örneklerde çok değişken ve kimi örneklerde manto kökenli volkanit değerlerini çok aşan Ni, Cr ve V bileşimleri sözkonusudur» Sc açısından kalkalkali ve şoşonitik örnekler volkanik yaylara benzer veya biraz daha az değerler vermektedir»

* V/Ti değerleri dünyadaki çeşitli volkanilerde incelenmiş ve bu değerlerin adayayı toleyitik örneklerinde 20'den küçük, kalkalkali ve şoşonitik örneklerinde 20'den büyük olduğu görülmüştür (Cherwais, 1982). İncelenen örneklerin, bir örnek dışında tümünde bu değer 20'nin üzerindedir (Şekil 10). Buna göre Şekil 4'de toleyitik alana düşen 3 örneğin V/Ti açısından toleyitik özellik göstermedikleri söylenebilir.

V/Ni değerleri adayayı toleyitik ve kalkalkali kayalarda 5'den, şoşonitik kayalardan 5'den büyük (Taylor, 1969; Morrison, 1980) iken manto kökenli alkali olivinbazalt ve



Şekil 10 Örneklerin Ti-V diyagramı (Cherwais, 1982).
Figure 10 Ti-V diagram of the samples (Cherwais, 1982).

toleyitik bazaltlarda 2'den küçüktür. (Wedepohl, 1975; Prinz, 1967), İncelenen örneklerin bu element oranları SiO_2 bileşimine ve alkalilik özelliğine bağlı olmaksızın çok değişkendir (Çizelge 3). Bu durum, sahadaki magmatiklerin adayayı özelliğinin yansıması mantoda oluşan bölümsel erimelerden de etkilenmiş olabileceğini göstermektedir.

Zr% Nb

Çizelge 2 ve 3'ün incelenmesinden de görülebileceği gibi Zr değerleri toleyitik örneklerde belirsiz iken kalkalkali ve şoşonitik örneklerde SiO_2 ile pozitif bir ilişki sunmaktadır. Kalkalkali ve şoşonitik örneklerin Zr değerleri okyanusal yay değerlerinden (Taylor, 1969; Morrison, 1980) daha yüksek, ancak manto kökenli bazaltlar (Wedepohl, 1975) kıtasal kabuk ve granitik kayalarla (Taylor, 1969) karşılaştırılabilir durumdadır, Nb açısından, incelenen kayalar son derece fakir ve çoğu zaman analiz limitinin (5 ppm) altında kalmaktadırlar.

Y, La, Ce, Nd

Yüksek katyon değerlikleri nedeniyle magmatik farklılaşma süreçlerinde zenginleşme eğiliminde olan bu elementlerin incelenen örneklerdeki dağılımı SiO_2 ile çok hafif de olsa pozitif bir ilişki sunmaktadır.

Y, incelenen kalkalkali örneklerde 17 ppm, şoşonitik örneklerde 13 ppm ortalama değer göstermektedir, Toleyitik örnekler ise daha yüksek değerleri vermektedirler, 13-17 ppm gibi çok düşük değerlere şoşonitik serilerin bazik bileşimli kayalarında rastlanmaktadır. Manto kökenli bazik kayalar ve kıtasal kabuk ve panitik kayalar çok daha yüksek Y içerirler (Morrison, 1980; Taylor, 1969; Taylor ve White, 1969; Wedepohl, 1975). Y/Nb değerleri petrografik provensi belirlemede bir ayırtaç olarak kullanılmıştır (Pearce ve Cann 1973), Çizelge 3 incelendiğinde tüm örneklerde bu değer 2'den büyük olduğu ve buna göre de tüm örneklerin volkanik yay serisi ürünü oldukları söylenebilmektedir.

La, Ce, Nd açılardan incelenen Örnekler dünyadaki yay serilerine göre çok daha zengindirler. Buradaki gibi yüksek değerlere manto kökenli kayalar ile kıtasal kabuk ve granitik kayalarda rastlanmaktadır. Ancak kıtasal kabuk ve granitik materyalin, kayaların kökeninde etkili olmuş olması Y için de sözkonusu olurdu. Yukarıda değinildiği gibi Y açısından kayalar oldukça fakirdir.

İncelenen şoşonitik bazalt ve andezitlerin bazı elementlerinin oranları şoşonitik bazalt, andezit ve alkali olivin bazalt ortalamaları ile karşılaştırılmışlar (Çizelge 5). Bu oranlara göre Ulukışla-Çamardı şoşonitleri dünyadaki diğer şoşonit ortalamalarından daha düşük Ba/La ve Ba/Ce değerleri içermekte ancak, bazaltik bileşimli örnekler alkali olivin bazalttan daha yüksek değerler göstermektedirler.

	1	2	3	4	5
Ba/La	29.07	10.30	71.43	47.22	9.93
Ba/Ce	13.82	14.40	35.71	24.29	5.03

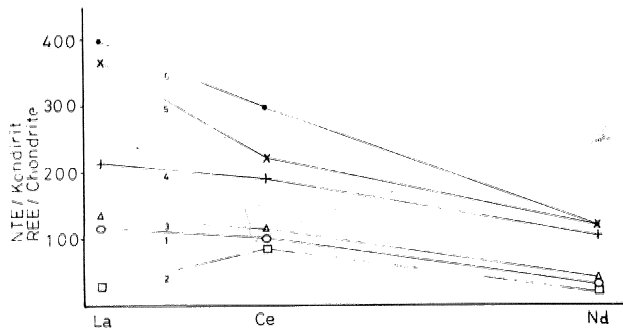
Çizelge 5 Şoşonitik örneklerin bazı ortalama iz element oranlarının diğer bazı kayaç değerleri ile karşılaştırılması 1 ve 2 şoşonitik bazalt ve andezit (Ulukışla-Çamardı) 3 ve 4 şoşonitik bazalt ve andezit (Jakes and White, 1972), 5-alkali olivin bazalt (Wedepohl, 1975).

Table 5 Comparison of some trace element mean ratios of the shoshonitic samples with some other rock values. 1 and 2- shoshonitic basalt and andésite (Ulukışla-Çamardı), 3 and 4- shoshonitic basalt and andésite (Jakes and White 1972), alkali olivinbasalt (Wedepohl, 1975).

İncelenen örneklerin tümü gözönüne alındığında hafif nadir toprak elementleri konstrasyonu toleyitikten şoşonitiğe doğru artmaktadır (Şekil 11), Bu diyagramda La'dan Nd'a doğru bir azalma gözlenmektedir. Bu durum magmatik farklılaşma sürecinde piroksen ayrılaşmasının önemli olabildiği şeklinde yorumlanabilir (Haskin, 1984; Henderson, 1984).

PETRÖJENİK VE JEOTEKTÖNİK KONUM

1000 km²'den daha geniş bir alanda y ayılım gösteren Ulukışla-Çamardı mağmatitlerinden yapılan 41 kimyasal analize ait örnekler elverdiğince sahanın çeşitli yerlerinden



Şekil 11 Örneklerin nadir toprak elementlerinin dağılımı. 1- toleyitik andezit, 2- kalkalkali bazalt, 3- kalkalkali andezit, 4- kalkalkali riyolit, 5- şoşonitik bazalt, 6- şoşonitik andezit.

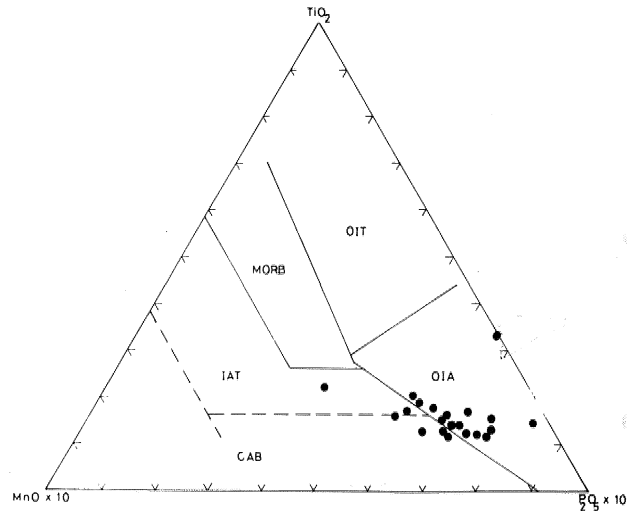
Figure 11 Rare earth element distributions of the samples, 1- tholeiitic andésite, 2- calcalkaline basalt, 3- calcalkaline andésite, 4- calcalkaline rhyolite, 5- shoshonitic basalt, 6- shoshonitic andésite.

ve farklı stratigrafik konumlardan seçilmeye çalışılmıştır» (Şekil 1). Şekil 1 ve 3'ün birlikte değerlendirilmesinden görülebileceği gibi kayaların sahadaki dağılımı ile soy özellikleri (toleyitik, kalkalkali, şoşonitik-alkali) arasında coğrafik bir ilişki kurulamamaktadır, Çevikbaş ve Öztunalı (1992) tarafından beürülen kuzeyden güneye doğru oluşan bindirmelerle istiftteki magmatitlerin bkaraya geldikleri şeklindeki bir düşünce bu durumun nedenini aydınlatılabilir. Ancak, bu bindirmelerin varlığı bu çalışma kapsamında yürütülen saha gözlemleri ile doğrulanamamıştır.

İncelenen 41 örneğin 3'ü toleyitik 9'u kalkalkali ve 36'sı şoşonitik özelliktedir (Şekil 4). Buna göre sahada toleyitiktan şoşonitiğe kadar değişen tüm seriler bulunmaktadır,

Magmatitlerin tektonik ortamını belirlemede yaygın olarak kullanılan diyagramlardan bazıları incelenen kayalar için de kullanılmıştır, SiO₂ %'si 54'ten küçük örnekler için hazırlanan MnO-TiO₂-P₂O₅ diyagramında örnekler (Şekil 12) kalkalkali bazalt, toleyitik bazalt (aday-ayrı serileri) ve okyanus adası alkali bazalt (levha içi serisi) alanlarına düşmektedirler.

Pearce ve Cann (1973), Pearce (1975), Garcia (1978), CaO+MgO yüzdeleri 12-20 ve Fe₂G₃ / FeO değeri 2'den küçük olan Örnekleri bazalt olarak nitelemişler ve bu tür kayalarda alterasyondan belirgin şekilde etkilenmeyen Ti, Zr, Sr, Y gibi elementlerin birbirleriyle ilişkilerine göre tektonik ortamı belirlemeye çalışmışlardır. Belirtilen bu özelliklere uyan veya yaklaşık uyan 12 örnek için hazırlanmış diyagramlar Şekil 12'de verilmiştir. Bunlardan Ti/Zr diyagramında (Şekil 13) bir örnek dışında tüm



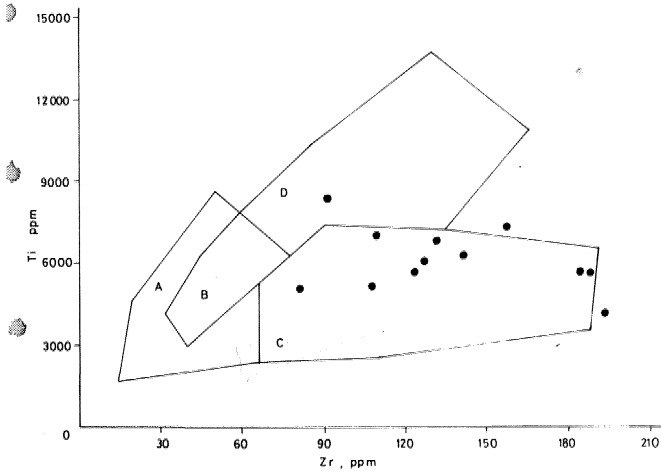
Şekil 12 Örneklerin MnO-TiO₂-P₂O₅ ayırtman diyagramı (Mullen, 1983).

Figure 12 MnO-TiO₂-P₂O₅ discriminant diagram of the samples (Mullen, 1983).

ULUKIŞLA MAGMATİLERİ

örnekler kalkalkali bazalt alanında (adayayı) yer almaktadır, Ti-Zr-Sr diyagramında (Şekil 14) ise tüm örnekler adayayı serilerinin kalkalkali bazalt ve düşük K-toleyitleri alanlarına düşmektedirler. İncelenen örneklerin Y açısından fakir oldukları jeokimya bölümünde belirtilmiştir, Ti-Zr-Y diyagramında (Şekil 15) da bu özellik kendisini göstermekte, örneklerden bir bölümü kalkalkali bazalt ve levha içi bazalt alanlarına düşerken diğer bir bölümü bilinen tüm ortamların dışında kalmaktadırlar,

Bu diyagramlardan görüldüğü gibi incelenen kayaçların volkanik yay ürünü özellikleri ağırlık kazanmakta ve ancak çok az sayıda örneğin bu özellikten sapma gösterdiği görülmektedir. Özellikle düşük Y değerlerinin varlığı sahadaki kayaçlara özgü bir durum olarak düşünülmektedir. Ayrıca jeokimya bölümünde sözü edilen bazı iz elementlerin manto kökenli alkali olivin-bazalt bileşimine yakın değerler vermesi akla şu durumu getirmektedir; Dalan levhanın metamorfizmaya ve anateksiye uğraması ile serbest kalan uçucu bileşenler ve alkali elementler astenosferde bölümsel ergimelere neden olabilir ve oluşan eriyikler, dalan levhadan türeyen eriyiklerle aynı bölgelerde yükselir. Böyle farklı eriyiklerin, yüksek viskozite nedeniyle önemli ölçüde karışması (kontaminasyonu) beklenemez. Bunun sonucunda da farklı kökenli magmalar aynı bölgelerde gözlenebilir. Carigan ve Eicheleberger (1990) aynı kraterden asidik ve bazik magmaların ardalanmalı olarak yüzeyleyebileceklerini açıklamışlardır»



• Şekil 13 Örneklerin Zr-Ti ayırtman diyagramı. A ve B düşük K-toleyitleri, C ve B kalkalkali bazaltlar, D ve B okyanus tabanı bazaltlar (Pearce ve Cann, 1973),

Figure 13 Zr-Ti discriminant diagram of the samples. A and B low K-Tholeiites, C and B calcalkaline basalts, D and B ocean-floor basalts (Pearce and Cann, 1973),

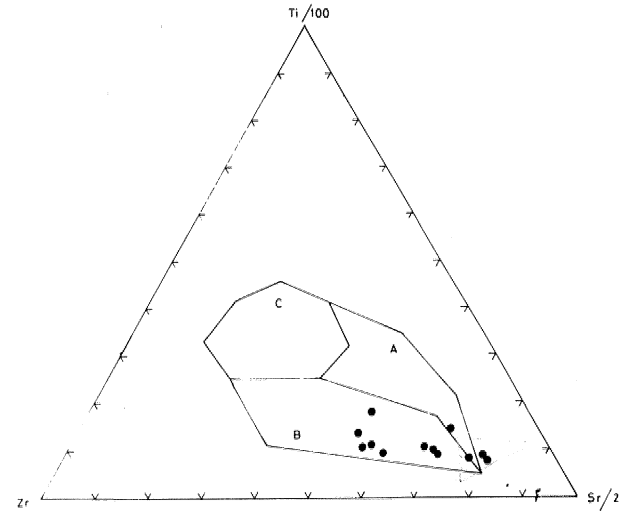
Şengör ve Yılmaz (1981), Görür ve diğerleri (1984) Toroslarla Kırşehir-Niğde masifi arasında Paleosende İç Toros Okyanusu olarak adlandırılan bir okyanusun varlığını belirtmişlerdir. Bu okyanusun kuzeye dalımlı yitimi ile kapanması sonucu incelenen magmatitlerin oluştuğu düşünülmektedir. Ancak bu okyanusun varlığı stratigrafi bölümünde belirtildiği gibi Üst Kretasede de söz konusudur. Toleyitik, kalkalkali ve şoşonitik örneklerin sahada coğrafik bir zonlama göstermemeleri kayaçların oluşumunda etkili olan dalan levhanın oldukça dik bir açıyla daldığı veya dalmanın ileri dönemlerinde dMestığı ve mantodaki bazı bölümsel ergimelerin etkili okluğu sonucuna bağlanabilir.

Oktay (1982) da bölgede yapıldığı çalışmada buradaki okyanusal alanda Üst Kretasede güneye, Paleosende kuzeye dalımlı yitim zonlarının varlığını düşünmüştür. Baş ve diğerleri (1986) bunlardan güneye dalımın inandırıcı olmadığını ileri sürmüşlerdir.

İncelenen volkanitlerin paleocoğrafik ve jeotektonik konumu Güneydoğu Anadolu'daki Üst Kretase yaşlı Yüksekova ve Eosen yaşlı Maden magmatitleri (Yazgan, 1983; Özçelik, 1985; Asutay, 1987) ile benzerlik sunar,

EKONOMİK JEOLJİ

Ulukışla-Çamardı magmatitlerinin yayılım sahasında gerek volkanitlerin içerisinde ve gerekse volkanitlerle



Şekil 14 Örneklerin Ti-Zr-Sr ayırtman diyagramı. A düşük K-toleyitleri, B kalkalkali bazaltlar, C okyanus tabanı bazaltları (Pearce ve Cann 1973).

Figure 14 Ti-Zr-Sr discriminant diagram of the samples, A low K-tholeiites, B calcalkaline basalts, C ocean-floor basalts (Pearce and Cann, 1973).

kireçtaşı kontaküanında hidrotermal ve kontakt metazoma«
ük cevher oluşumları gözlenmektedir. Cevherleşme esas
olarak Fe» Ba, Pb, Zn, Cu mineralleri ile ilgiliHdir. Bu cev-
herleşmeler Baş ve Temur (1991) tarafından ayrıntılı olarak
ele alınmıştır,

SONUÇLAR

1 - Ulukışk-Çamardı havzasında Üst Kretase'den Orta Eosen'e kadar plutonik, subvolkanik ve volkanik kayalardan oluşan bir mağmatizma ve volkanitlerle arda-
lanma gösteren sedimantasyon etkili olmuştur.

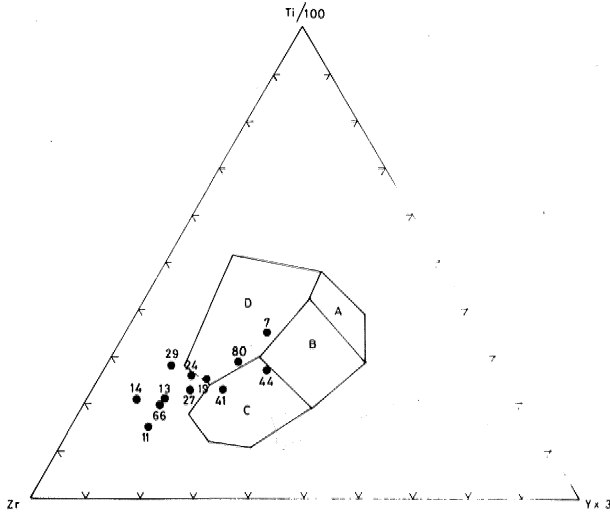
2« Plutonik kayalar diyorit-gabro ile monzonit bileşimi» volkanit kayalar bazalt-andezit, latitbazalt*
Mtandezit, latit ve trakit bileşimlidir,

3- Volkanitlerin saha görünüşleri lav akıntısı pilov lav akmü breşi, aglomera» tuf-tüft şeklindedir,

4- Sahada toleyitikten şoşonîtiğe kadar tüm seriler gelişmiştir,

5- Ana ve iz element bileşimlerine göre kayaların magmatik yay ürünü oldukları, kısmen de mantodan gerçekleşen bölümsel ergimelerden etkilendikleri görüşü benimsenmiştir. Mağmatik yayın kuzeye dalımlı bir yi«
time bağlantılı olduğu düşünülmüştür,

6- Sahada mağmatizmaya bağlı olarak Fe, Ba» Pb» Zn»
Cu cevherleşmeleri gelişmiştir.



Şekil II Örneklerin Ti-Zr-Y ayırtman diyagramı A ve B düşük K-toleyüeri, C ve B kalkalMi bazalüar-B okyanus tabanı bazaltlar, D levha içi bazalüan (Pearce ve Cann, 1973).

Figure 15 Ti-Zr-Y discriminant dia^am of the samples. A and B low K-tholites, C and B calcalkaline basalts» B ocean-floor basalts, D within plate basalts (pearce and Cann, 1973),

KATKI BELİRTME

Bu çalışmanın yürütülmesinde, saha çalışmalarında MTA Genel Müdürlüğü'nün, kimyasal analizlerin yapılmasında Hamburg Üniversitesi Mineraloji-Petrografi Enstitüsü çalışanlarının büyük yardım ve katkıları olmuştur. Yazarlar, emeği geçen bu kuruluşlara içten teşekkürlerini sunarlar.

DEĞİNİLEN BELGELER

Asutay, H,L, 1987, Baskil (Elazığ)çevresinin jeolojisi ve Baskil magmatitlerinin petrolojisi: MTA Derg, 107,49^72

Atabey, E., 1988, 1:100,000 ölçekli açınsama nitelikte Türkiye jeoloji haritaları serisi, Kozan J19 paftası: MTA Genel Mdl, yayını, 12 s.

Baş, E., Ayhan, A, ve Atabey» E., 1986, Ulukışla-Çamardı (Niğde) volkanitlerinin bazı petroiöjik ve jeokimyasal özellikleri: Jeoloji Müh. Derg., 26,27-34.

Baş, H. ve Temur, S., 1991, Çiftehane^Koçak-Elmalı (Ulukışla-Niğde) yöresi demir, barit ve bakır oluşumları: TÜBİTAK proj. No: TBAG 907,99 s.

Blumenthal» M, 1956, Yüksek Bolkar Dağının kuzey kenar bölgesinin ve batı uzantısının jeolojisi: MTA yayını, seri D, 7» 179 s*

Chervais» J.W*, 1982, Ti-V plots of the petrogenesis of modern and ophioc tovas: Earth, and Planet Sei. Lett, 59,101418

Çevikbaş, A, ve Öztunalı, Ö., 1991» Ulukışla-Çamardı ÇNiğde) havzasının maden yatakları: Jeoloji Müh. Derg, 39,2240

Çevikbaş, A, ve Öztunalı, Ö., 1992, Ulukışla Çamardı (Niğde) havzasının jeolojisi: 45. Türkiye Jeol. Kulltayı BúdM Özet» 58-59

Demirtaş» E., Bilgin, A.Z. Erenler» D., Iş M ^ D., Sanlı, V.» Selim, M. ve Turan» N.» 1973, Bolkar Dağlarının Jeolojisi: Cumhuriyetin 50. yılı Yerbilimleri Kong, Tebliğler Kitabı, 42-57

Demirtaş» E.» Turan, NL, Bilgin, A. Z. ve Selim» M.» 1983» Geology of the Bolkar Mountains: Geology of the Taurus Belt, Internat Symposium» Ankara» 125-142

Garcia, M., 1978, Criteria of the ancient volcanic arcs: Earth Sei. Rev. 14,147-165.

Görür, N., Oktay, F.Y., Seymen. I. ve Şengör» A.M.C, 1984: Paleotectonic evolution of Üie Tuzgölü basin complex, Central Turkey: Dkon» J.E. ve Robert*

ULUKIŞLA MAGMATİTLERİ

- son, A.H.F., cd., sedimentary record of the Neotethyan closure. The geological evolution of the Eastern Mediterranean, special publication of the Geol Soc, 17'de; Blackwell Sci. Public, Oxford, 77-111,
- Haskin, L.A., 1984, Petrogenetic modelling-use of rare earth elements; Henderson, P., Ed., Rare earth geochemistry de: Elsevier, Amsterdam, 115-152.
- Henderson, R, 1984, General geochemical properties and abundances of the rare earth elements; Henderson, P., Ed., Rare earth geochemistry de: Elsevier, Amsterdam, 1-32.
- Irvine, T. ve Baraga W, R A 1971, A guide to the classification of the common volcanic rocks: Canad. J. Earth Sci, 8,523-548
- İşler, F., 1988, Çiftahan (Niğde) volkanitlerinin mineralojik, petrografik ve jeokimyasal incelemesi: Türkiye Jeol. Kur. Bül., 31,29-36.
- Jakes ve White, A.J., 1972, Major and trace element abundance in volcanic rocks of orogenic areas: Bull. Geol Soc. America, 83,29-39,
- Joplin, O.A., 1968, The shoshonite association: a review: J. Geol Soc, AusL, 15,275-294,
- Ketin, İ, ve Akarsu, L, 1965, Ulukışla Tersiyer havzasının Jeolojik etüdü hakkında rapor: TPAO raporu No: 339 (yayınlanmamış).
- Momson, G.M., 1980, Characteristics and tectonic setting of the shoshonite rock association: Lithos, 13,97-108.
- Mullen, E.D., 1983, MnQ/TiQ^C a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environment and its implications for petrogenesis: Earth planet. Sci, Lett, 62, 53-62
- Oktay, F.Y., 1982, Ulukışla ve çevresinin stratigrafisi ve jeolojik evrimi: Türkiye Jeol Kur, Bül, 25, 15-24
- Özçelik, M., 1985, Malatya güneydoğusundaki Maden magmatik kayaların jeolojisi ve tektonik ortamına jeokimyasal bir yaklaşım: Türkiye Jeol. Kur. Bül, 28,19-34.
- Pearce J.A., 1975, Basalt geochemistry used to investigate post tectonic environment on the Taurus: Tectonophysics, 25,41-67.
- Pearce, J.A. ve Cann, J.R., 1973, Tectonic setting of basic rocks determined using trace element analyses: Earth and Planet Sci, Lett, 19,290-300.
- Peccerillo, A. ve Taylor, S.R., 1975, Geochemistry of Upper Cretaceous volcanic rocks from Pontic Chain, Northern Turkey: Bull. Volcano!, 39,557-569.
- Prinz, M. 1967, Geochemistry of basaltic rocks, rare elements, Hess, H.H. ve Poldervaart, A., ed., Trace elements, Basalts da: Poldervaart Treatise on rocks of basaltic composition, Vol. 1, New York, 320-345.
- Streckeisen, A., 1967, Classification and nomenclature of igneous rocks: NJb. Mineral Abh., 107,144-220
- Şengör, A.M.C ve Yılmaz, Y., 1981, Tethyan evolution of Turkey; A plate tectonic approach: Tectonophysics, 75,181-241
- Taylor, S.R., 1969, Trace element chemistry of andesites and associated calc-alkaline rocks: In Proceedings of the andesite conference, State of Oregon, Dept of Geo. and Min., Bull, 65,43-63»
- Taylor, S.R. ve White, A.J.R., 1969, Trace element abundances in andesites: Bull Volcano!, 29,172-194.
- Vallance, T.G., 1974, Spilitic degradation of a tholeiitic basalt: J. Petrol. 15,79-96
- Wedepohl, K.H., 1975, The contribution of chemical data to assumption about the origin of magmas from the mantle: Fortschritt. Mineral., 52 (2), 141-172
- Winchester, J.A. ve Floyd, P.A., 1977* Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements: Chemical Geol, 20,325-343,
- Yazgan, E., 1983, Geodynamic evolution of the Eastern Taurus region: Geology of the Taurus belt Internat Symposium, Ankara, 199-208.
- Yetiş, C, 1978, Çamardı (Niğde ili) yakın ve uzak dolayının jeoloji incelemesi ve Ecemiş yanlım kuşağının Madenboğazı-Kamışlı arasındaki özellikleri. Doktora tezi: İstanbul Ün*, 164 s. (yayınlanmamış)
- Yetiş, C, 1983» New observations, on the age of the Ecemiş fault: Geology of the Taurus belt» Internat. Symposium, Ankara, 159-164*

ANKARA GÜNEYİNDEKİ EYMİR GÖLÜ'NÜN BATİMETRESİ VE TABAN SEDİMANLARI

Bathymetry and Bottom Sediments of Lake Eymir, South of Ankara

T. KEMAL TÜRELİ MTA Genel Müdürlüğü, MAT Dairesi, ANKARA
TEOMAN NORMAN ODTÜ, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, ANKARA

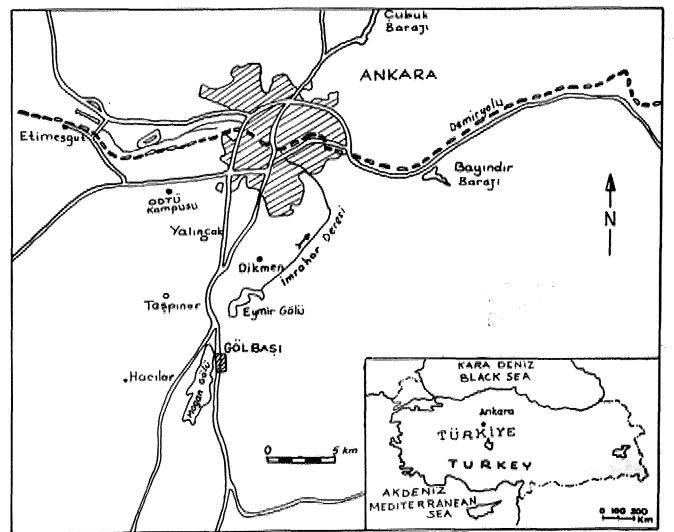
ÖZ- Ankara'nın 15 kilometre güneyinde yer alan gömük menderesti eski bir nehrin kalıntısı olan Eymir Gölü'nün batimetresi ve taban sedimanları incelenmiştir. Göl tabanı hemen hemen düz olup, kenarları çanak şekillidir, Göl ortalarındaki en derin kısım 5,5 m olup, uçlara doğru yavaş yavaş sığlaşmaktadır. Taban çamurları, tabandan 20 cm. derinliğe kadar, muhtemelen biyolojik aktiviteden dolayı sedimanter yapılar içermemektedir. Sedimanlar gölü, özellikle her iki uçtan, asılı yük halinde doldurmaktadır. Gölün GB ve KD uçlarında tabanda silt hakimdir. Ayrıca alüvyon yelpazelerinin göl kıyılarına ulaştığı kenar kısımlarda kumlu çakıl, kum ve kumlu silti dar zonlar bulunmaktadır. Geniş göl çukurunun ortasında yer alan sedimanlar çok ince silt ve kil boyutundadır. Tane boyu dağılımında boylanma parametresi "kötü/çok kötü" olup, yamukluk ve basıklık parametre değerleri göl içerisinde yersel değişiklikler göstermektedir. Mineroloji, yakın çevredeki litolojik özellikleri yansıtmaktadır» Taban sedimanlardaki organik madde oranının gölün ortalarına doğru gidildikçe arttığı saptanmıştır,

ABSTRACT: Bathymetry and the bottom sediments of Lake Eymir, remnant of an old meandering river situated 15 kilometres south of Ankara, have been studied. The lake bottom is pan shaped and nearly flat. The deepest part occurs at the middle, where 5.5 m of depth has been recorded; there is a gradual shallowing towards both ends. Bottom muds are vertically structureless down to a depth of 20 cm, possibly due to bioturbation activity. The sediments are filling the lake as suspension loads particularly from both ends. At these shallow SW and NE ends silt is dominant. At the lower ends of alluvial fans where they reach lake banks, sandy gravel, sand and sandy silt also occur as narrow zones. The sediments in the broad central depression of the lake have a very fine silt and clay grain size. Sorting is "poor" to "very poor", skewness and kurtosis values show local variations within the lake. Mineralogy strongly reflects the characteristics of the hinterland terranes. Organic content of the bottom surface sediments increases towards the center of the lake.

GİRİŞ

Ankara'nın yaklaşık 15 km güneyinde (Şekil 1) bulunan Eymir gölü, Orta Doğu Teknik Üniversitesi mülkiyetinde olup, halen dinlenme ve rekreasyon alan olarak kullanılmaktadır.

Eski bir gömük menderesli nehir vadisini (Salomon, 1936; Lahn, 1948; Erol, 1956) kapsayan göl alan yaklaşık 4 km uzunluğunda ve en geniş yerinde 450 metreye eniindedir. Yeraltı suyu ile güney batıda Mogan gölüne, bir kanal ile de kuzeydoğuda İmrahor deresine bağlantılıdır. Gölün çevresi; Paleozoyik yaşlı metamorfik şist ve grovakları içeren Dikmen grovakları (Erol 1956), çok sınırlı bir yayılım gösteren Permokarbonifer kireçtaşı blokları, Miyosen-Pliyosen yaşlı gölsel kireçtaşı ve marllar ile bunların üzerinde aşıl uyumsuzlukla oturan Pliyosen yaşlı akarsu çökeltileri ve Kuvaterner yaşlı alüvyon yelpazeleri ile sınırlanmıştır (Şekil 2)*



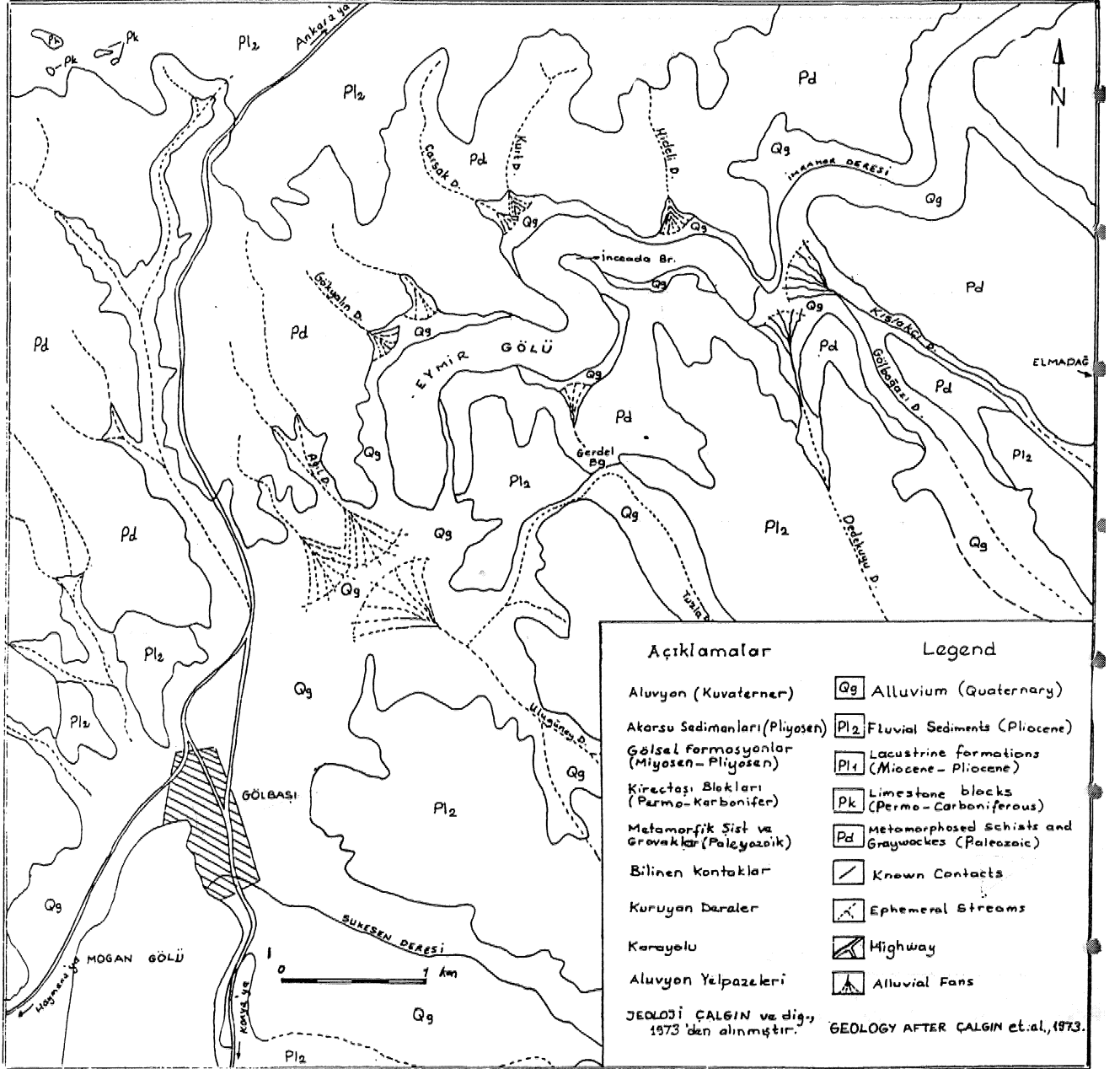
Şekil 1 Eymir gölünün buldu haritası.
Figure 1 Location map of Lake Eymir,

Bu çalışmada sonar derinlik ölçme aleti ile göl alanının batimetrik haritası hazırlanmıştır. Daha sonra göl tabanından, geliştirilen bir el sondajı aletiyle alınan güncel sediman örneklerinin yapıları, tane boyu dağılımları ve bileşimleri çeşidi yöntemlerle incelenmiştir.

BATİMETRİK HARİTANIN HAZIRLANMASI

Göl çevresindeki hakim tepelerden seçilen referans noktaları temel alınarak, göl kıyılarındaki 29 adet istasyon saptanmıştır. Daha sonra motorlu bir kayak ve sonar

derinlik ölçme aleti (Koden Electronics Depth Recorder) kalibrasyon edilerek, istasyonlar arasında derinlik sinyalleri kaydedilmek suretiyle profiller çıkartılmıştır. Bu işlemler sırasında motorun hızı sabit tutulmuş ve 30-60 saniye gibi belli zaman aralıklarında özel işaretli ara ölçümler de yapılmıştır. Sonuçta her hat boyunca ortalama 200'den fazla özel işaretli ölçüm noktası elde edilmiştir. Bu profiller kullanılarak eş derinlik eğrileri birer metre aralıklarla çizilmiş ve gölün batimetrik haritası çıkartılmıştır (Şekil 3).



Şekil 2 Eymir gölü ve yakın çevresinin jeoloji haritası.
Figure 2 Geological map of Lake Eymir and the surrounding territory.

EYMİR GÖLÜ SEDİMANLARI

Özellikle karşılıklı kıyılar arasında ölçülen derinlik değerleri (Şekil 4) göl yatağının çanak şekilli, hemen hemen düz bir taban topografyasına sahip olduğunu göstermektedir. Kıyılarına yaklaştıkça keskin ve hızlı bir derinlik azalması söz konusudur. Gölün en derin bölümleri orta kısımları olup, ölçüm yapılan 1982 yılı temmuz ayında 5.5 metre derinlik saptanmıştır. (Türel, 1985) Gölün GB ve KD uçlarına doğru göreceli bir sığlaşma izlenmektedir (Şekil 5),

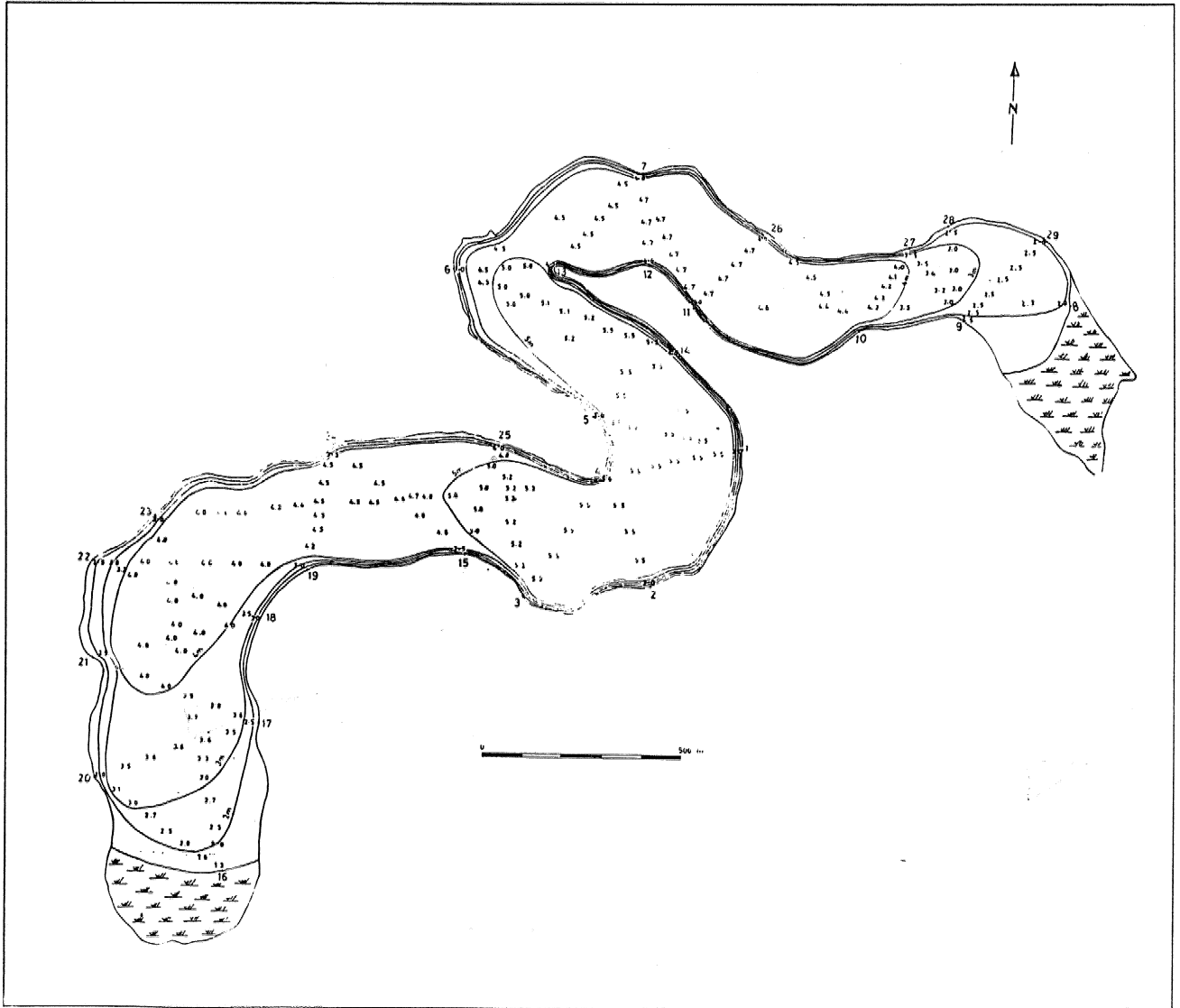
GÖL TABANINDAN ÇÖKELLEKİN ALINMASI

Bu amaçla geliştirilen basit fakat pratik bir el sondajı aletiyle göl tabanından 15-20 cm uzunluğunda karotlar alınmıştır. Sert plastikten, 32 cm uzunluğunda 9 cm çapında imal edilen karot başlığının ucuna dilim dilim ke-

silmiş ince ve yumuşak bakır huniden bir düzenek iliştirilmiştir (Şekil 6). Bu düzenek sayesinde, göl tabanına geçmeli metal borular ucunda daldırılan alet, göl tabanında sedimanlarla temas ettiğinde açılan bakır dilimleri malzeme içine almaya başlar; tamamen dolunca kendiliğinden kapanır. Daha sonra motora alman el sondajı aleti vidası gevşetilerek açılır ve elde edilen karot şekilli numune kurutmaya bırakılır. Bu şekilde gölün değişik yerlerinden 31 adet numune alınmıştır.

SEDİMANLARIN ANALİZLERİ

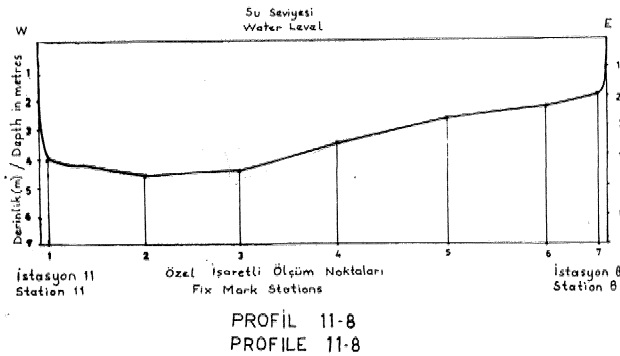
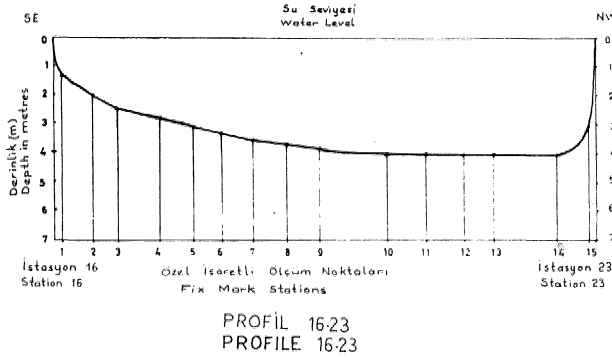
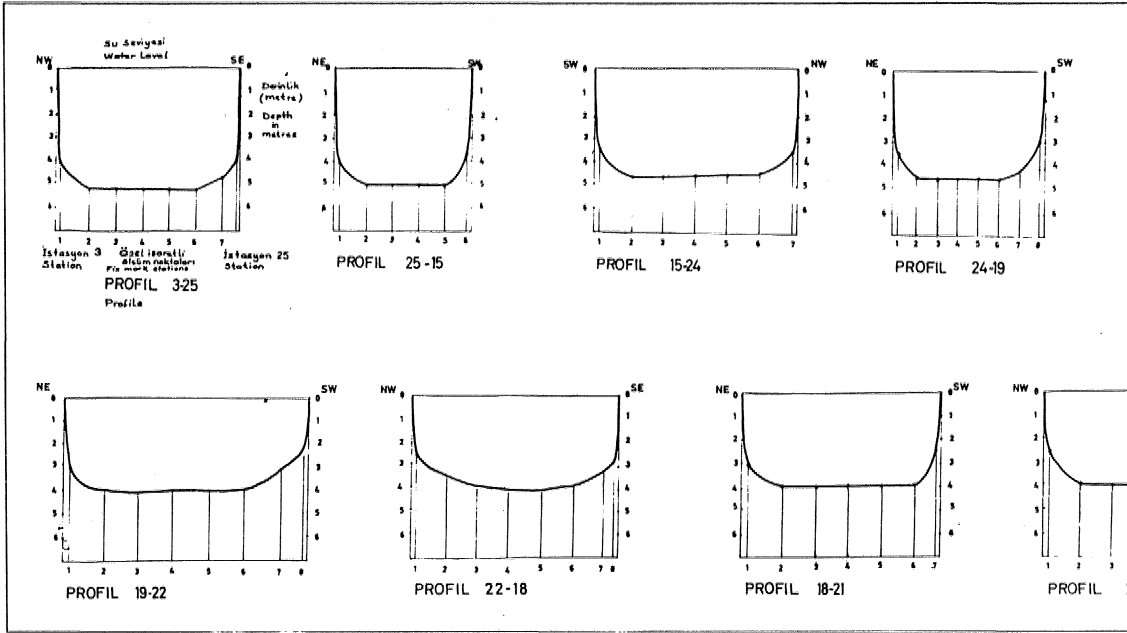
Eymir gölü taban sedimanları; sedimenter yapıları, tane boyu dağılımları ve ilişkili parametreler, mineralojik bileşimleri ve organik madde içerikleri açısından incelenmiştir.



Şekil 3 Eymir gölünün batimétrik haritası. İri sayılar istasyon yerlerini, ufak sayılar derinlikleri gösterir.

Figure 3 Bathymetric map of Lake Eymir, Greater numbers show station locations, smaller numbers show water depths.

Şekil 4 Gölün karşılıklı kıyıları boyunca alınan nü profiller. Yatay ölçek $1/5000$, Dikey ölçek $1/100$ (50 kere 1
Figure 4 Profiles taken along corresponding lake banks. Horizontal Scales $1/5000$, Vertical Scales $1/100$ (x



Şekil 5 Gölün GB ve KD uçlarına doğru alınan profiller. Ölçekler şekil 4'de olduğu gibidir.
Figure 5 Profiles through SW and NE ends of the lake. Scales are same as Figure 4,

Sedimanter Yapılar

Taban çökellerinin yüzeyden 20 cm olan bölümlerindeki sedimanter yapılar Har rafından önerilen X-ray radyografi tekniği 500 S Tıbbi X-ray cihazı kullanılarak geç Çeşitli denemelerden sonra en iyi sonuçlar, miliamper akıma 1 metre uzaktan 4-5 saniye kalınlığındaki örneklerden elde edilmiştir, bazı örneklerde aktüel biyolojik faai laminalaşma olarak yorumlanabilecek izi bir sedimanter yapı saptanmamıştır. Eyi sedimanlannda belirgin sedimanter yapılar özellikle düşük sedimantasyon evreler organizamalarla karıştırılmasının (Biotu olduğu düşünölmektedir.

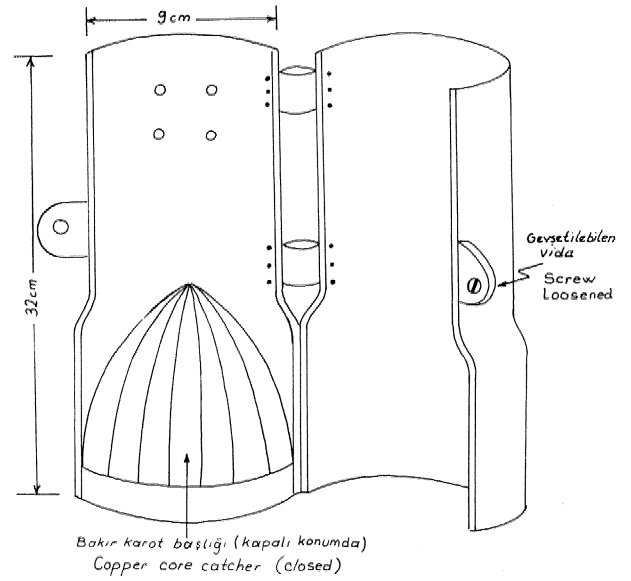
Tane Boyu Dağılımı

Tüm karot örnekleri, tane boyu açışım tarafından önerildiği şekilde, elek ve i yöntemiyle incelenmiş tane boyu dağıtım logaritmik j ρ -afikler hazırlanmış ve bunlard parametre değerleri saptanmıştır (Çizelge manlar içerdikleri kum (çakıl), silt, kil < (Shepard, 1954) sınıflandırılmışlardır (Ç edilen 31 karot örneğine ek olarak el sondajı yapılan yoklamalara göre sediman tip] dağılımı gölün taban topografyasına uygun

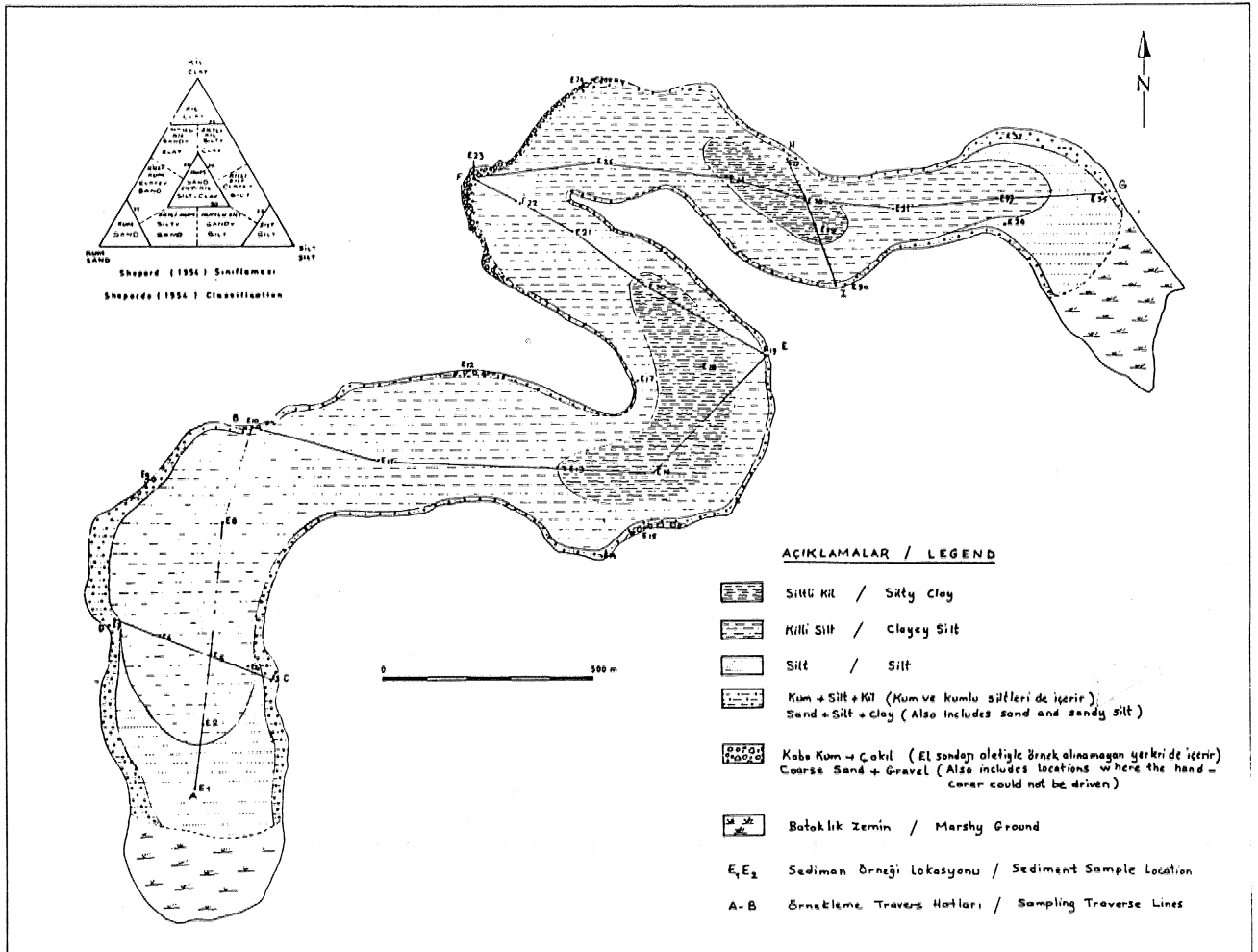
EYMİR GÖLÜ SEDİMANLARI

Çakıl ve kumların sadece kıyılarda çok dar şeritlerde gözlenmesi göldeki dalga ve akın hareketlerinin bu malzemeleri derinlere sürükleyecek kadar güçlü olmadığı göstermektedir. Buna karşılık daha önce taneli malzemenin bir taban topografyası ve buna uygun tane boyu ufalması söz konusudur. Bu da göl eksenini boyunca etkili olan su hareketlerinin ince taneli malzemeyi asılı bir yük halinde taşıyabildiğini gösterir.

Boylanma katsayısının göldeki dağılımında (Şekil 8) göreceli olarak daha iyi boylanma gösteren (< 10) sedimanların alüvyon yelpazelerinin ağızlarında olduğu ve iri taneli bir tane boyu dağılımına sahip olduğu görülür. Aynı zamanda göreceli olarak sığ olan bazı kenar zoniyanında da dalga enerjisinin daha iyi boylanmış sedimanların oluşumunda etkili olduğu düşünülmektedir. Kötü boylanma gösteren ($1-20$) kıyı sedimanları ise kum, silt ve kil karışımı malzemeden oluşmaktadır. Göl tabanının ana bileşenini oluşturan silt ve killi malzemeler ise genellikle çok kötü boylanmıştır (> 20)



Şekil 6 Karot başlığının iç görünümü.
Figure 6 Inner view of a core catcher.



Şekil 7 Eymir gölündeki örnek alım yerleri ve sediman tiplerinin dağılımı.
Figure 7 Sample locations and distribution of sediments in Lake Eymir.

Örnek No (Sample)	Derinlik (cm) (Depth)	Çakıl (%) (Gravel)	Kum (%) (Sand)	Silt (%) (Silt)	Kil (%) (Clay)	Boylanma (Ø) (Sorting)	Yamukluk (Ø) (Skewness)	Basıklık (Ø) (Kurtosis)	Sediman tipi (Shepard, 1954) (Sediment Type)
1	2.5	-	11.2	80.1	0.7	1.79	0.175	1.373	Silt
2	3.5	-	-	71.1	28.9	4.81	-0.233	1.195	Killil Silt
3	2.4	-	98.2	1.8	-	0.63	-0.076	1.036	Kum
4	3.7	-	-	61.3	38.7	3.45	-0.030	1.484	Killil Silt
5	3.9	-	-	59.0	41.0	3.75	-0.061	0.998	Killil Silt
6	4.0	-	-	60.4	39.6	3.52	-0.084	1.557	Killil Silt
7	2.2	-	98.4	1.6	-	0.69	-0.077	1.109	Kum
8	4.0	-	-	63.8	36.2	3.39	-0.027	1.603	Killil Silt
*9	1.2	-	-	-	-	-	-	-	-
10	1.7	42	57.3	0.7	-	1.38	-0.615	0.500	Kumlu Çakıl
11	4.5	-	-	53.2	46.8	3.38	0.053	1.455	Killil Silt
*12	1.6	-	-	-	-	-	-	-	-
13	5.4	-	-	43.1	56.9	3.93	-0.278	1.327	Siltli Kil
14	3.2	-	22.2	49.3	28.5	3.45	0.243	0.848	Kum Silt Kil
*15	1.8	-	-	-	-	-	-	-	-
16	5.5	-	-	41.7	58.3	2.39	0.111	0.902	Siltli Kil
17	5.0	-	2.1	49.3	48.6	2.90	0.022	0.843	Kum Silt Kil
18	5.5	-	0.3	48.7	51.0	2.53	0.157	0.841	Siltli Kil
19	4.3	-	0.8	65.6	33.6	2.88	0.155	0.930	Killil Silt
20	5.5	-	-	46.4	53.6	3.79	-0.235	0.899	Siltli Kil
21	5.1	-	-	51.9	48.1	3.66	-0.172	1.339	Killil Silt
22	5.0	-	-	54.0	46.0	3.44	-0.101	1.473	Killil Silt
23	1.5	59	40.7	0.1	-	0.53	3.079	2.800	Kumlu Çakıl
*24	1.9	-	-	-	-	-	-	-	-
25	4.5	-	-	52.0	48.0	3.87	-0.172	1.129	Killil Silt
26	4.7	-	-	46.3	53.7	3.89	0.263	1.302	Siltli Kil
27	4.0	-	3.1	59.2	37.7	3.05	-0.223	0.811	Killil Silt
28	4.7	-	-	44.8	53.8	3.34	-0.085	1.581	Siltli Kil
29	4.7	-	0.7	49.2	50.1	3.30	-0.099	0.785	Siltli Kil
30	3.0	-	48.0	30.1	21.9	3.73	0.426	0.993	Kum Silt Kil
31	4.3	-	-	61.8	38.2	3.46	0.046	1.362	Killil Silt
32	2.1	-	35.1	54.9	10.0	2.20	0.477	1.093	Kumlu Silt
33	3.0	-	1.8	68.2	30.0	3.00	0.332	0.848	Killil Silt
34	2.5	-	0.7	75.5	23.8	2.74	0.338	1.114	Silt
35	2.0	-	5.9	75.8	19.1	3.14	0.082	1.766	Silt

Çizelge 1 Eymir gölü taban sedimanlarının saptanan özellikleri (Boylanma, Yamukluk, Basıklık parametreleri, Folk 1980'e göre Ø değerleri olarak hesaplanmıştır. * Karot alınamayan çakıl ve iri kumdan oluşan örnekleri gösterir).

Table 1 Determined features of Eymir Lake bottom sediments. (Sorting, Skewness and Kurtosis parameters are determined as Ø values according to Folk's 1980 proposal. * Indicates samples which consists of gravel and sand but could not be cored.

EYMİR GÖLÜ SEDİMANLARI

Örnek No Sample	İllit % Illite	Klorit % Chlorite	Smektit % Smectite
5	64.6	17.9	17.5
11	60.6	23.3	16.7
19	70.8	24.3	9.5
22	57.4	23.2	19.4
25	67.2	20.4	12.4
30	45.8	30.1	24.1
32	58.8	29.4	11.8
34	58.5	14.6	26.9

Çizelge 2 Kil minerallerinin birbirine göre olan bağıl yüzdeleri.

Table 2 The clay mineral percentages calculated on a clay mineral only basis.

Örnek No Sample	Su (m) derinliği Water Depth (m)	Organik Madde % Organic Material	Sediman Tipi Sediment Type
3	2.4	2.23	Kum
5	3.9	7.07	Killi Silt
7	2.2	2.37	Kum
9	1.7	1.42	Çakıllı Kum
11	5.4	9.21	Siltli Kil
14	3.2	5.64	Kum Silt Kil
17	5.0	8.39	Killi Silt
18	5.5	10.61	Siltli Kil
19	4.3	7.62	Killi Silt
23	2.0	1.02	Kumlu Çakıl
27	4.0	8.17	Killi Silt
28	4.7	8.98	Siltli Kil
30	3.0	6.64	Kum Silt Kil
32	2.1	4.52	Kumlu Silt
33	3.0	6.77	Killi Silt
34	2.5	5.09	Silt

Çizelge 3 Eymir gölü örneklerinde saptanan organik madde miktarları.

Table 3 Determined organic material content of the Lake Eymir samples.

Yamukluk değerleri gözözüne alındığında (Şekil 9), basıklık değerlerinde (Şekil 10) olduğu gibi rastgele bir dağılım olduğunu görürüz. Bu durum Eymir gölü taban sedimlannda değişik oranlarda ve değişik tane boyundaki malzemelerin birlikte olmasından kaynaklanabilir (Thomas, 1972),

Mineralojik Özellikler

Çakıl ve kum boyutundaki taneler metamorfik kayaç parçaları (süt, şeyi, metogrovak gibi) kireçtaşı, çört ve andezitik volkanik parçalar ile kuvars, plajiyoklaz, biotit, muskovit ve kalsit gibi mineral parçalarını içerirler.

Göl tabanından alınan örneklerin büyük çoğunluğunun ana bileşeni silt ve kil tane boyundaki malzemelerdir, Bunların mineralojik bileşimleri ise çeşitli cins killer ile daha az oranlardaki kuvars, plajiyoklaz, muskovit, biotit ve kalsit gibi mineraller oluşturur.

Kil minerallerinin birbirlerine göre olan oranları Biscaye (1965) ve Johns ve diğerleri (1954) tarafından önerilen yöntemlerle yarı kantitatif olarak saptanmıştır (Çizelge 2), İllit hakim kil mineralidir. Daha az ve değişen oranlarda da klorit ve smektit izlenmiştir.

Eymir gölü taban sedimanlanndaki ağır mineraller Mülller (1967)in önerdiği yöntemle zenginleştirilmiş, par* lak ve ince kesitleri yapılarak incelenmiştir, Öpak mineral olarak bol pirit, daha az limonit ve çok az manyetit saptanmıştır. Işığı geçiren ağır mineraller olarak çoktan aza doğru; granat, zirkon (idiomorf), eğirin, ojit, epidot, hornblend, biotit, klinozoizit, titanit ve turmalin saptanmıştır. Folk (1980)'e göre granat, epidot, klinozoizit metamorfik, hornblende, egkinojit magmaük ve/veya metamorfik; idiomorfik zirkon ise volkanik kaynak bölgeyi temsil eder.

Görüldüğü gibi Eymir gölü taban sedimanlarının mineralojisi gölü çevreleyen kaynak alandaki kayaçları yansıtmaktadır. Kısmen yuvarlaklaşmış bazı çakılların dışında, kum tane boyutundaki ağır minerallerin kısmen dşşeli, veya köşeli oluşu (Şekil 11) bunların dokusal açıdan olgunlaşmadığını gösterir. Tüm bu özellikler, kaynak alandan, tasa mesafeli ve yatak yükünden daha çok asılı yük halinde bir taşınmanın hakim olduğunu gösterir. Ayrıca göldeki mekanik enerjinin düşüklüğünü ortaya koyar,

Organik Maddeler

Gölden alınan karot örneklerinin hidroskopik nemi giderildikten, karbonatlarından (seyreltilmiş hidroklorik aside) ayrıldıktan sonra Twenhofel (1953)'ün önerdiği yöntemle organik madde oranları bulunmuştur (Çizelge 3),

Göldeki organik maddeler otokton veya taşınmış olabi-

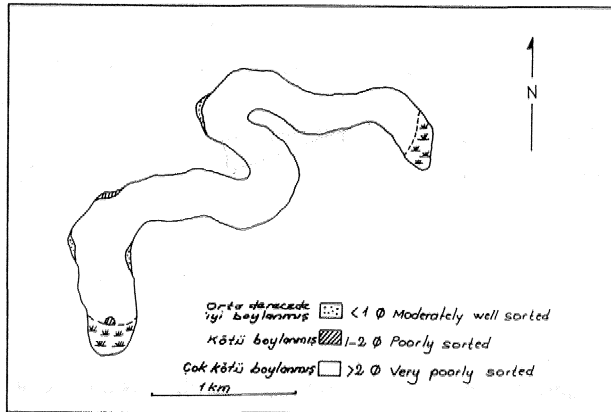
lirler. Göl içerisinde oldukça bol olan alglerin yanısıra, bakteriler, bazı gastropod ve balık türlerinin varlığından söz edilmektedir (Başar, 1970). Göl kenarlarındaki yoğun sazların yanısıra, gölün her iki ucunda organik maddece ve bitki topluluklarmca zengin bataklık bölgeler vardır. Ayrıca çevre ağaçlandırılmıştır.

Eymir gölündeki taban sedimanlardaki organik madde oranı % 1,02 ile % 10,61 arasında değişmektedir. Organik maddece zengin olan sedimanların gölün orta kısımlarındaki siltli killi malzemede yoğunlaştığı görülmektedir, Kıyılara yakın yerlerden alınan örnekler ise organik maddece fakirdir» Bu durum göl kıyısına taşınan ve göl kıyılarında çürüyerek, parçalanarak biriken organik maddeler hafif dalga hareketleriyle gölün ortalarına kolaylıkla taşınabilmektedir.

SONUÇLAR

Eski bir gömük menderesi! akarsu kalıntısı olan Eymir gölü çanak şekilli bir taban topografyasına ve ortalama 5 metre derinliğe sahiptir. Göl kenarlarından birkaç metre uzaklaştığında derinlik hızla artmakta ve ortalarında en derin seviyesine ulaşmaktadır. Gölün GB ve KD uçlarına doğru ise dereceli bir sığlaşma gözlenmektedir.

Gölü çevreleyen topografya ve alüvyon yelpazeleri ile gölün taban topografyası ve gölde biriken sedimanların dağılımları birbirleriyle yakından ilişkilidir. Kum, çakıl gibi iri taneli malzemeler kısa mesafeye taşınmış olup, 5-10 derecelik bir eğimle inen alüvyon yelpazelerinin göle karıştığı dar ağızlarda gözlenmektedir. Gölün GB vş KD uçlarında ise yumuşak bir eğimle gelen alüvyon yelpazelerinin göle karıştığı alanlarda siltli zonlar bulunmaktadır. Gölde hakim olan siltli ve killi malzemenin her iki uçtan



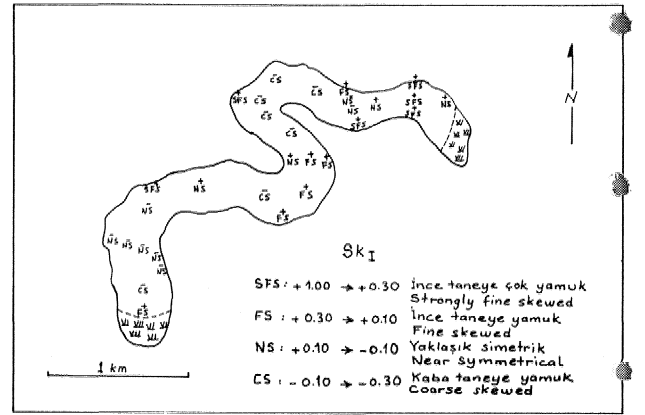
Şekil 8 Boylanma katsayısına göre örneklerin dağılımı.

Figure 8 Distribution of samples according to their sorting coefficient,

hafif akıntı ve dalga hareketleriyle asılı yük halinde taşındığı düşünülmektedir.

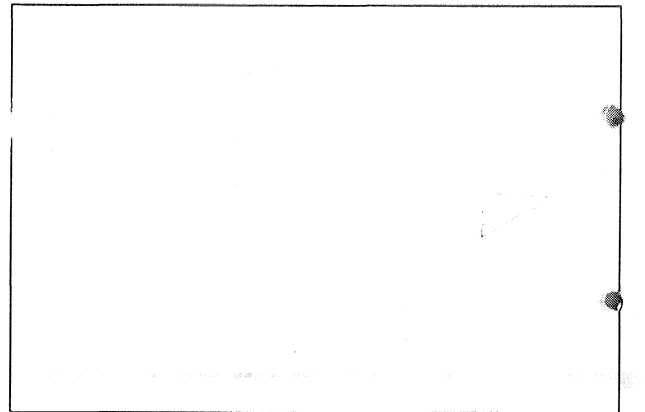
Yoğun biyolojik aktivite nedeniyle gölün üst seviye-J1 sindeki taban sedimanlarında» zayıf laminalaşmalar dışında, sedimanter yapılar gelişmemiştir.

Göreceli olarak iyi boylanma ($< 1 \phi$) gösteren kumlu çakıllı örneklerin dışındaki tüm örnekler "kötü" ya da "çok kötü" ($> 2 \phi$) boylanmıştır. Ayrıca özellikle ince taneli malzemelerin köşeli ve dokusal açıdan olgunlaşmamış olması, sedimanların kaynak bölgeden kısa mesafeli taşınmalarının ve göldeki mekanik enerjinin düşüklüğünün kanıtlarıdır. Yamukluk ve basıklık parametrelerinin rastgele dağılımı ise muhtemelen değişik orandaki ve değişik tane boyundaki malzemenin bir arada olmasından kaynaklanmaktadır.



Şekil 9 Örneklerin yamukluk (skewness) değerlerinin dağılımı.

Figure 9 Distribution of skewness values of samples.



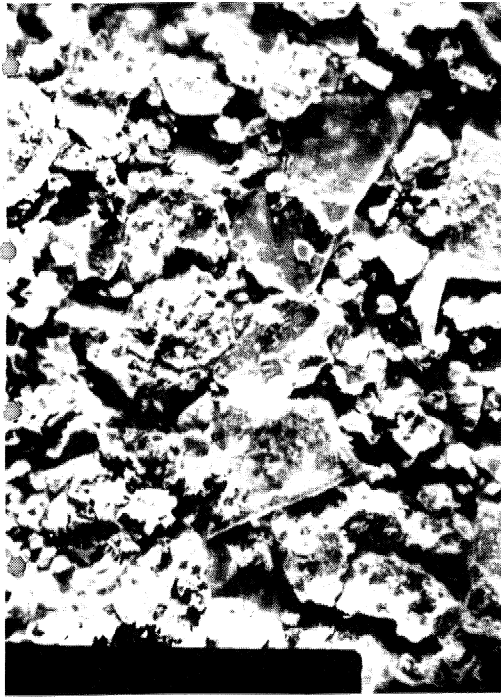
Şekil 10 Örneklerin basıklık (kürtozis) değerlerinin dağılımı.

Figure 10 Distribution of kurtosis values of samples.



a

50 µm



b

50 µm

Şekil 11 Köşeli tanelerden oluşan a) Kumlu Silt, b) Killi Silt örneklerinin taramalı elektron mikroskopundaki görüntüleri,
Figure 11 Scanning electron microprobe view of a) Sandy Silt b) Clayey Silt samples with angular grains.

Göl sedimanlarının minerolojik bileşimi gölü çevreleyen kayalarla yakından ilişkilidir. Kaynak alandan göle taşınmış sedimanların çakıl-kum tane boyunda şist, şeyi, metakumtaşı, kireçtaşı çört, andezit parçaları; kum-silt tane boyunda kuvars, plajiyoklaz, muskovit, biotit, kalsit gibi mineraller; kil tane boyunda ise illit, klorit ve smektit bulunmaktadır.

Organik maddeler hafif dalga hareketleriyle kolayca taşınabildiklerinden gölün orta kısımlarındaki ince taneli malzemeler içerisinde daha yoğundur*

KATKI BELİRTME

Bu çalışma Prof. Dr. Teoman Norman yönetiminde ODTÜ'sinde 1985 yılında tamamlanan yüksek lisans tezinin özetleştirilmiş bir bölümüdür. Yazarlar değerli yardımlarını esirgemeyen Dr. Gültekin Elgin (MTA) ve Nurgün Güngör'e (MTA) teşekkürü borç bilirlir.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Başar, M., 1970, Eymir Gölü çevresinin morfolojik, jeolojik ve bitki durumu hakkında: Jeomorfoloji Dergisi., 2,100-112.
- Biscaye, P.E., 1965, Mineralogy and sedimentation of recent deep sea clay in the Atlantic Ocean and adjacent seas and oceans: GSAB., 76,803-832.
- Çalgın, R., Pehlivanlıoğlu, H., Ercan, T., Şengün, M., 1973, Ankara civarı jeolojisi hakkında rapor: MTA Rap. No; 6487
- Erol, Ö., 1956, Ankara güneydoğusundaki Elma Dağı ve çevresinin jeoloji ve jeomorfolojisi üzerine bir araştırma: MTA yayınları., D*9, Ankara,
- Folk, R.L., 1980, Petrology of Sedimentary Rocks: Texas Hempil's, 182 s,
- Hamblin, W.K., 1962, X-ray radiography in the study of structures in the homogenous sediments: Jour» Sed, Petr., 32,201-210. *
- Johns, W.Ü., Grim, R.B., Bradley, W.F., 1954, Quantitative estimations of clay minerals by diffraction methods, Jour. Sed. Petr., 24,242-251.
- Lahn, E., 1948, Türkiye Göllerinin Jeolojisi ve Jeomorfolojisi hakkında bir etüd: MTA yayınları., B. 12, Ankara.
- Müller, G., 1967, Methods in Sedimentary Petrology: Heidelberg, 122 s,
- Salomon, C.W., 1936, Ankara'nın su vaziyeti: Yüksek Ziraat Enstitüsü Çalışmaları., 20, Ankara.
- Shepard, F.F., 1954, Nomenclature based on sand-silt-clay ratios: Jour Sed. Petr., 24,151458.
- Thomas, D.L., 1972, Distribution composition and characteristics of the surficial sediments of Lake Ontario: Jour. Sed. Petr., 42,66-84,
- Türel, T.K., 1985, Bathymetry and Bottom Sediments of Lake Eymir, South of Ankara: ODTÜ yüksek Msans tezi: 65 s,
- Twenhofel, W.M., 1953, The sediments of Lakes Florence and Lucy, Central Florida: Jour, Sed, Petr., 23, 272-279,

BOLKARDAĞI YÖRESİ (ULUKIŞLA/NİĞDE) ÇİNKO-KURŞUN YATAKLARININ JEOKİMYASAL İNCELEMESİ

Geochemical investigation of the zinc-lead deposits in the Bolkardağı (Ulukışla/Niğde-Turkey) district

SEDAT TOMUR Selçuk Üniv, Mühendislik-Mimarlık Fak. Jeoloji Müh, Böl. KONYA

Ö Z ; Üst Permiyen-Triyas yaşlı Alt mermerler ve Bolkardağı mermerlerinin içinde yer alan Zn-Pb yatakları stratabound ve epigenetik karakterlidir. Üst Paleosen - Alt Eosen yaşlı ve hidrotermal kökenli yatakların sülfürlü cevher damarlarında gözlenen ana mineraller pirit, galenit ve sfalerittir.

Sülfürlü cevher örneklerinin yüksek Sb ve Ag konsantrasyonları ile Zn/Pb oranları yatakların hidrotermal kökenli ve oldukça yüksek oluşum sıcaklığına sahip olduklarını yansıtmaktadır. Konsantre pirit örneklerinin yüksek Co, Ni, Ti, Cu ve As değerleri ile Co/Ni oranları ve Co-Ni-Mn ilişkileri, konsantre sfalerit örneklerinin yüksek Mn, Cu ve Fe ve konsantre galenit örneklerinin düşük Sb değerleri de bu sonucu doğrulamaktadır.

Ham sülfürlü cevher örneklerinin Fe-Si, Ti-Fe, Cr-Fe, Si-Ca, Cr-Si, Cd-Zn, Ag-Pb ve Sb-Cu element çiftleri ile konsantre pirit örneklerinin Co-Ni, Co-Ti, Co-As, Ni-Ti, Ni-As ve Ti-As element çiftlerinin arasında kuvvetli derecede korelasyon ilişkisi bulunmaktadır*.

ABSTRACT: The Zn-Pb deposits occurring in Upper Permian-Triassic lower marbles and Bolkardağı marbles are stratabound and epigenetic in character. Pyrite, sphalerite and galena are the main minerals within the hydrothermal sulfide ore veins which are Upper Paleocene-Lower Eocene in age.

The high average Sb and Ag concentration and high Zn/Pb ratio of the crude sulfide ores point to a hydrothermal origin and high formation temperature. High average Co, Ni, Ti, Cu and As concentration, high Co/Ni ratio and Co-Ni-Mn relations of pyrite samples, high average Mn, Cu and Fe concentration of sphalerite and low average Sb concentration of galena also support this conclusion.

There is high correlation between Fe-Si, Ti-Fe, Cr-Fe, Si-Ca, Cr-Si, Cd-Zn, Ag-Pb and Sb-Cu element pairs of sulfide ores and Co-Ni, Co-Ti, Co-As, Ni-Ti, Ni-As and Ti-As element pairs of concentrated pyrite samples.

GİRİŞ

* İnceleme alanındaki Zn-Pb yatakları Ulukışla (Niğde) ilçesinin 35 km. kadar güneydoğusunda yer almakta ve yaklaşık 65 km² lik bir alanda yayılım göstermektedir. (Şekil 1),

Bu çalışmada yöredeki Zn-Pb yataklarından derlenen sülfürlü cevher ile konsantre pirit- sfalerit ve galenit örneklerinin bazı ana ve m element değerleri benzer yataklarla deneşürülerek yatakların kökensel özelliklerinin belirlenmesi amaçlanmıştır*.

Bolkardağı ve yakın çevresinde yapılmış çalışmalar arasında Blumenthal (1956), İşgüden (1970), Demktaşlı ve

diğ. (1973), Çalapkulu (1978,1980 ve 1981), Şişman ve Şenocak (1982), Temur (1989,1991 ve 1991a) ile Baş ve Temur (1991) sayılabılır,

MATERYAL VE METOD

Yöreden derlenen ve farklı amaçlar için analize tabi tutulan örnekler sülfürlü cevher ve konsantre sülfür mineraleri olmak üzere iki grupta toplanabilir:

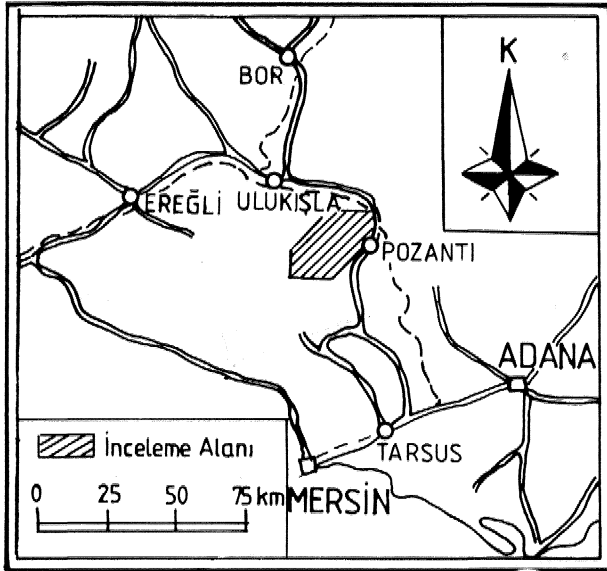
Sülfürlü Cevher Örnekleri

Farklı cevher damarlarına ait 200 adet sülfürlü cevher örneğinden seçilen 50 adet örnekte bazı ana ve iz element konsantrasyonları belirlenmiştir* Örnekler temsil ettikleri

damarlara göre sıralanmıştır. Analiz sırasında örneklerden yaklaşık 150 gr'lık tipik parçalar alınarak pudra kıvamına gelinceye kadar öğütülmüştür. 20 ml 1:3 oranında 1:1'lik soğuk HNO₃+HCl ile muamele edildikten sonra 90°C sıcaklıkta 1 saat süreyle ve kanştınlarak bekletilmiştir. Saf su ile yıkanarak süzölmüş ve 100 ml'ye tamamlanmıştır. Çözölmeyen kısımları tartılarak silisli kısım olarak hesaplanmıştır. Çözelti Atomik Absorbsiyon Spektrofotometresi (AAS) ve renk indeksine dayalı spektral analiz metodları ile analize tabi tutulmuştur, $\$XJ>$ Müh, Mim, Fak. Jeoloji Müh, Bölümü laboratuvarında Varian Tectron A-175 AAS cihazıyla yapılan analizlerde kalibrasyon sırasında ve sonrasında cihazın el kitabının değerleri kullanılmıştır.

Konsantre Pirit* Sfalerit ve Galenit Örnekleri

Birincil sülfürlü cevher örneklerinden seçilen piritli, galenitli ve sfaleritli 32'şer adet örnek 1 mm'den küçük tane boyuna ulaşınca kadar öğütölmüştür. Sonra elenerek 0.5 mm ile 0.7 mm tane boyu aralığı alanmış ve bînoköler mikroskopta saf pirit, sfalerit ve galenit taneleri seçilmiştir. Her birinden 1 gr alınarak konsantre piritler 1:1'lik sıcak HCl'de, konsantre sfalerit ve galenitler de sıcak 1:1'lik (1:3 oranında HCl+NH₃) ile muamele edilmiştir. 100°C sıcaklıkta 1 saat süre ile kaynatıldıktan sonra 24 saat bekletilmiş ve süzölmüştür. Katı kısımlar tartılarak oranlan ölçüsünde sonuçlara yansıtılmıştır. Seyreltilen çözeltielerde AAS yardımıyla bazı iz element konsantrasyonları okunmuştur.



Şekil 1 İnceleme alanının yer buldum haritası.

Figure 1 Location map of the study area.

Analizleri yapılan elementler, ikişerli gruplar oluşturularak korelasyon ilişkileri incelenmiştir. Korelasyon katsayısı 0.60'tan büyük olan element çiftlerinin arasında kuvvetli derecede bir ilişki olduğu kabul edilerek bunların regresyon analizleri yapılmıştır. Regresyon denklemlerinin bl katsayıları T testine dağılım diyagramlarında noktaların regresyon doğrusuna uyumları da T testine tabi tutulmuştur. Test sonuçlarına göre denklemlerin tamamının bl katsayıları ve noktaların regresyon doğrusuna uyumları 0,95 anlamlılık düzeyinde Önemli çıkmıştır. Bütün istatistik işlemleri JEÖIST programı ile yapılmış ve sonuçlar STATGRAF paket programı ile kontrol edilmiştir.

Çizelgelerde yapılan kısaltmalar şu anlamları taşımaktadır: Xmaxs En büyük değer; Xmin= En küçük değer; X= Aritmetik ortalama; $\langle j_{n-1}$ = Standart sapma; 0_x = Standart hata; $th^$ Hesaplanan t değeri; SRA= Regresyondan ayrılışın standart hatası; bo= Regresyon denkleminin taban katsayısı; bl= Regresyon doğrusunun eğimi; r= Örnek korelasyon katsayısı; R= Anakitle korelasyon katsayısı*

GENEL JEOLOJİ

İnceleme alanında Üst Permiyen-Tersiyer zaman aralığını temsil eden sedimanter, volkano-sedimanter, damar ve derinlik kayaçları ile ofiyolitler yüzeylenmektedir. Yörede gözlenen en yaşlı birim, gri ve siyah renkli şist arabantlı Üst Permiyen yaşlı karbonatlardan oluşan Alt mermerlerdir, Bunların üzerinde uyumlu olarak Alt-Orta Triyas yaşlı Bolkaradağ şistleri ve Üst Triyas yaşlı BoUcardağ mermerleri bulunmaktadır. Bunlar, bölgeye bir sürüklenimle gelen Üst Kretase (Kampaniyen) yaşlı Alihoca ofiyoliti tarafından örtölmektedir, Üst Senoniyen-Paleosen yaşlı Çiftahan karmaşığı kendinden yaşlı birimlerin üzerine açılı bir uyumsuzlukla gelmektedir* Birim; bazaltik, andezitik ve trakiük bileşimli volkanitlerle bunların tabanında ve arasında değişik kalınlıklarda seviyeler halinde bulunan kireçtaşı, şeyi ve kumtaşı seviyelerinden oluşmaktadır. Alt Eosen yaşlı Horoz granodiyoriti ve buna bağlı damar kayaçları, Çiftahan karmaşığından daha yaşlı birimleri kesmektedir. Bütün bu birimler ise Orta Eosen yaşlı Delimahmutlu formasyonu tarafından açılı bir uyumsuzlukla örtölmektedir,

MADEN YATAKLARI

İnceleme alanındaki çinko-kurşun yatakları Horoz Köyü ile Maden Köyü arasında uzanan yaklaşık 12 km, uzunluk ve 6 km. genişlikte bir alan içinde kalmaktadır, Yataklar hem sülfürlü hem karbonatlı, hem de karst plaseri tipi cevherler bulundurmaktadır. Horoz Köyü yakınındaki yataklar Alt

BOLKARDAĞIÇİNKÖ-KURŞUN YATAKLARI

mermerlerin, diğerleri ise Bölkaradağı mermerlerinin içinde gözlenmektedir. Birincil cevherler daha çok kuvarsporfir damarlarının yakın kesimlerine, karbonatlı kayaçların içine ve özellikle bunların ezikli ve boşluklu zonlarına yerleşmiş durumdadır.

Çinko-kurşun yatakları Bolkardağı antiklinalinin kuzey kanadında yer almaktadır. Birincil cevher damarları yan kayaçların tabakaianmasına uyumlu uzanımlar sunmakta ve benzer konumlu kuvarsporfir damadan ile paralel hatlar oluşturmaktadır. Cevher damarlarında gözlenen ana mineraller pirit, galenit ve sfalerit olup, bunlara daha az oranlarda bulunan kalkopirit» arsenopirit» bornit» fahlerz» arjantit» nabit gümüş, markasit, pirrotin, jeokronit, pirarjirit, nabit altın, eiektrum, freislebenit, skutterudit» bravoit* meneginit, semseit, manyetit, molibdenit» bulanjerit gibi mineraller eşlik etmektedir. Gang ise kalsit, dolomit, barit, kuvars» kiorit» biyotit, muskovit, siderit ve ankeriüe temsil edilmektedir. Birincil minerallerin yüzey ayrışması ile smitsonit, anglezit, seruzit, hematit, göüt, amorf demir hidroksit, lepidokrokrit, malahit» azurit» hidrozinkit ve hemimorfit türemiştir.

Üst Paleosen-Alt Eosen yaşlı olan bu yatakların jeolojik ve mineralojik özellikleri orta sıcaklıklı hidrotermal oluşumu yansıtmaktadır,

JEOKİMYA

Sülfürlü Cevher Örnekleri:

Toplam 50 adet sülfürü cevher örneklerinin Fe, Si» Zn» Pb» Cu» Mn» Mg, Sb, Cd, Ti, Ca, Co, Ag, Ni, Cr ve Bi analizleri yapılmıştır (Çizelge 1). Elde edilen değerlerin aritmetik ortalamaları t¹ testlerinde anlamlı çıkmaktadır (Çizelge 2).

Örneklerin Zn konsantrasyonları ortalaması %6,98 olup, anakitle aritmetik ortalaması %62-in arasında beklenmektedir, Pb değerlerinin ortalaması ise %L88 olup» anakitle % 1,6-2,2 arasında Pb içermektedir, Örneklerde Zn/Pb oranları oldukça yüksektir, Zn/Pb oranlarının aritmetik ortalaması 16.79'dur. Zn ve Pb ortalamalarının oranı ise 4,42 kadardır. Aslaner (1977)'e göre Zn/Pb oranları hidrotermal damarlarda karakteristik olup, dasitik ve andezik lav proklastlarda damar veya stokverk tipinde bulunan yataklarda 2, sedimanter kayaçlar içinde yer alan ve görünürde plütonik kayaçlarla ilişkisi olmayan yataklarda ise bu oran Tin altındadır. Asidik plütokra bağh hidrotennal damarlarda ise Zn/Pb oranı değişken olup, kaynaktan uzaklaştıkça küçülmektedir. Kuzey Irak'taki Serguza Zn-Pb yatağında Zn ve Pb ortalamalarının oranı 1.71 olup, yatağın kökeni sedimanter veya düşük sıcaklıklı epijeneük-hidrotermal olarak yorumlanmaktadır (Al-Bassam ve diğ. 1982).

Volkano-sedimanter kökenli McArihur (Avustralya) yatağında Zn/Pb oranı 04 kadardır (Lambert, 1976), Horzum (Kozan-Adana) yöresi piritli Zn-Pb yataklarının oluşumu ise hipojen, mezotermal-epitermal geçişli olarak yorumlanmakta ve Zn/Pb oranlarının ortalaması 5.9, Zn ve Pb ortalamalarının oram ise 3,6 olarak verilmektedir (Temur, 1986), Hidrotermal kökenli Cafana (Malatya) Zn-Pb yataklarında ise bu oran 9'un üzerindedir, (Önal ve diğ., 1991). Bu verilere göre Bolkardağı yöresi sülfürlü cevher oluşumunun oldukça yüksek sıcaklıklı hipojen çözeltilerle ilişkili yatak tipini yansıttığı anlaşılmaktadır.

Cevher örneklerinin Cu konsantrasyonları 13-5700 ppm arasında geniş bir dağılım sunmasına karşın 1771 ppm'lik aritmetik ortalaması önemli çıkmaktadır (Çizelge 2), Cevher içinde kalkopirit, bomit, fahlerz, kalkozin, kov» elin gibi bakirli minerallerin dağılımı düzensiz olduğundan Cu değerleri de düzensiz dağılım sunmaktadır» Genel olarak Zn-Pb yataklarında oluşum sıcaklığının artması ile birlikte Cu konsantrasyonu da yükselmektedir. Volkanik ve subvolkanik kayaçlarla beraber bulunan Pb-Zn yataklarında ve asidik plütonlara bağlı Pb-Zn yataklarında ana bileşenlerden birini oluşturan Cu (Aslaner, 1977), kontakt-metasomatik oluşumlu Balya Madeni'nde 5300 ppm'e (Gümüş, 1964) ulaşırken sedimanter veya düşük sıcaklıklı hidrotermal oluşuma sahip Serguza (Irak) yatağında 443 ppm'e kadar düşmekte ve bu durum oluşum sıcaklığının düşük olması gerektiği şeklinde yorumlanmaktadır (Al-Bassam ve diğ., 1982). Orta sıcaklıklı bir oluşumu yansıtan Horzum (Kozan-Adana) piritli Zn-Pb yataklarında 717 ppm Cu değeri (Temur, 1986) elde edilirken karbonatlı kayaçlar içinde yer alan Aladağ-Delikkaya Pb-Zn yataklarında 25 ppm (Ayhan, 1983), Bakır Dağı yataklarında 90 ppm'dir (Vache, 1964) ve hidrotermal oluşumlu Cafana (Malatya) yataklarında 36 ppm'dir (Önal ve diğ., 1991). Bu bilgilere göre örneklerin Cu değerleri oldukça yüksek sıcaklıklı, hipojen-hidrotermal yataklara ait bir oluşumu yansıtmaktadır.

Aritmetik ortalaması 2879 ppm gibi yüksek bir değer veren Sb konsantrasyonları 73-22000 ppm arasında değişmektedir. Genel olarak Sb, mağmatik-hidrotermal kökenli bir elementtir, Karamadazı (Yahyah-Kayseri) yakınlarındaki Şipşik Tepe ve Keybet Tepe Pb-Zn yataklarında Sb değerinin 1000 ppm'in üzerinde olması yatakların yüksek sıcaklıklarda oluştuğuna bağlanmaktadır (Çevrim ve diğ., 1986). Düşük sıcaklıklı bir oluşuma sahip Serguza (Irak) piritli Zn-Pb yataklarında ise Sb miktarı ortalama 153 ppm'dir (Al-Bassam ve diğ., 1982). Nisbeten yüksek sıcaklıklı hipojen-hidrotermal bir kökene bağlanan Horzum (Kozan-Adana) piritli Zn-Pb yataklarında Sb

SAMPLE NO	SOME MAJOR AND TRACE ELEMENT CONCENTRATIONS															
	% Fe	% Zn	% Cu	% Pb	ppm Co	ppm Mn	ppm Mg	ppm Sb	ppm Cd	ppm Ti	% Ca	ppm Cs	ppm Ag	ppm Ni	ppm Cr	ppm Bi
T01	21.1	6.6	4.9	1.43	1802	757	0.39	473	473	466	16.37	43	89	40	130	246
T02	22.0	5.7	5.0	1.56	1562	772	0.40	429	1142	521	14.86	39	109	27	113	250
T03	21.9	4.2	4.9	1.14	1165	744	0.58	432	5124	442	15.69	36	88	52	167	151
T04	21.3	6.7	5.2	1.50	1482	754	0.42	627	300	778	16.13	30	113	32	114	354
T05	21.8	5.0	5.9	1.35	1453	740	0.71	266	4246	458	17.79	21	65	31	141	265
T06	23.9	11.5	5.4	1.23	2144	7397	0.37	712	3279	766	6.97	41	135	46	192	241
T07	27.8	12.9	8.2	1.42	2295	7101	1.10	756	2588	788	7.15	23	231	42	112	166
T08	28.8	11.8	5.0	1.21	2419	6829	0.95	631	3896	909	6.49	52	292	36	130	349
T09	28.7	12.6	5.2	1.48	2320	7306	0.37	787	3025	887	6.13	38	116	47	105	153
T10	26.8	10.5	5.0	1.91	2269	6758	0.70	722	3008	896	6.99	41	179	40	171	281
T11	10.8	30.7	3.3	1.10	1427	5949	1.03	1762	2008	186	1.15	23	261	113	46	106
T12	9.9	32.0	5.3	0.74	569	5261	1.13	1428	2038	59	1.38	20	98	80	68	49
T13	11.6	29.3	5.7	1.59	721	5473	0.93	1418	3156	43	1.72	15	187	94	35	102
T14	11.0	10.2	5.7	0.85	778	5428	1.01	1400	4109	58	1.22	17	81	110	23	607
T15	12.6	29.1	5.6	1.07	393	5949	1.00	2712	4256	132	1.30	12	149	124	37	165
T16	25.3	8.2	9.0	0.26	794	552	0.86	350	105	740	10.47	69	175	109	150	242
T17	26.6	7.9	9.1	0.28	728	525	0.77	604	143	881	12.48	61	142	89	108	292
T18	27.7	8.1	9.1	0.34	797	566	1.00	828	4052	691	12.79	77	165	100	180	357
T19	25.0	9.5	8.7	0.28	826	551	0.68	580	82	661	10.20	92	61	101	84	160
T20	25.9	7.4	8.0	0.29	834	558	0.83	716	31	574	20.27	43	122	92	149	361
T21	12.6	34.5	5.2	0.87	5247	403	0.85	912	167	113	0.49	21	132	296	37	51
T22	13.1	34.6	5.2	0.87	5682	317	0.95	8040	198	33	0.33	4	76	249	80	53
T23	11.2	35.5	5.2	1.06	5286	489	1.21	7361	181	157	0.34	21	99	254	18	25
T24	11.8	36.6	5.0	0.06	4836	400	0.96	3211	199	324	0.62	17	128	286	136	179
T25	11.2	36.6	5.2	0.03	4719	420	1.14	2474	188	435	0.37	26	106	136	81	23
T26	25.3	9.6	5.9	1.37	2879	7087	0.39	1621	5003	551	5.89	24	155	34	165	146
T27	22.0	8.3	6.1	1.60	2905	6715	1.11	1166	975	593	7.33	42	35	25	144	100
T28	21.2	17.9	6.7	1.20	2854	6993	1.17	2279	4844	695	5.89	13	112	71	143	122
T29	21.3	9.1	5.6	1.71	2326	6778	0.72	2232	2855	263	6.20	24	151	26	242	191
T30	26.5	7.0	5.1	1.71	2687	7068	0.70	1997	5061	539	10.74	29	219	29	326	306
T31	12.2	32.2	5.2	1.22	742	744	1.27	929	273	783	12.34	22	37	69	28	124
T32	15.3	33.1	5.2	1.22	1001	6995	1.22	1252	1021	213	20.27	26	28	114	71	145
T33	16.6	32.2	5.2	1.34	381	7211	1.17	1225	2004	196	12.71	8	164	113	142	80
T34	14.5	32.1	5.3	1.36	1025	7456	0.32	1146	1162	292	12.94	27	78	162	187	70
T35	16.5	10.4	11.6	0.54	1143	722	1.06	1128	1299	224	12.80	22	49	90	45	177
T36	9.4	8.0	16.6	3.95	1968	3223	1.40	327	302	67	12.15	5	86	89	113	56
T37	10.3	6.1	16.7	4.13	1993	7289	0.97	32	242	82	12.71	90	112	73	191	81
T38	9.2	7.0	15.5	4.32	2399	6892	1.04	125	272	150	12.39	40	62	77	1	85
T39	9.2	7.2	15.7	4.32	2396	7042	1.30	167	2543	190	12.27	4	107	92	110	383
T40	10.5	5.5	16.1	4.36	1869	7294	1.47	242	212	256	12.66	13	150	66	26	153
T41	5.4	31.9	2.9	5.14	204	4529	0.89	1629	218	259	2.57	5	62	92	42	166
T42	6.1	32.0	3.7	5.01	548	5169	0.79	1639	200	71	3.72	25	79	65	18	26
T43	5.8	33.8	3.0	5.43	92	5184	0.92	2002	525	180	3.27	4	130	51	68	127
T44	5.9	32.5	2.9	6.35	123	6903	1.06	1536	4049	160	2.32	20	104	87	68	37
T45	5.9	31.1	2.8	6.34	59	5721	0.93	1612	1928	142	3.79	17	49	81	90	228
T46	14.7	32.1	2.8	6.57	816	1827	1.83	228	255	92	6.55	9	68	24	110	51
T47	13.3	14.1	2.5	0.36	42	1894	1.26	120	4875	48	5.88	24	117	22	169	166
T48	17.3	28.3	2.7	0.58	179	2806	1.22	202	2078	18	4.82	13	63	14	88	154
T49	22.6	20.0	2.7	1.53	2266	7224	1.27	418	2248	250	7.69	12	159	16	115	239
T50	22.5	15.7	2.8	0.28	2452	6392	1.57	700	1222	267	7.84	4	143	12	179	222

Çizelge 1 Hamsulfürlü cevher örneklerinin bazı ana ve iz element konsantrasyonları.

Table 1 Some major and trace element concentration of the crude sulphide ore samples.

BOLKARDAĞI ÇİNKO-KURŞUN YATAKLARI

ELEMENT (Elements)	\bar{x} max	\bar{x} min	\bar{x}	σ n-1	σ \bar{x}	t_b	ANAKITİLE ART. ORT. (Population Mean)
% Fe	28.90	5.36	17.13	7.41	1.05	16.35	15.8 - 18.5
% Si	36.63	4.18	17.18	11.55	1.63	10.52	15.1 - 19.3
% Zn	16.73	2.54	6.98	4.16	0.59	11.88	5.2 - 7.7
% Pb	6.35	0.03	1.88	1.78	0.25	7.44	1.6 - 2.2
ppm Cu	5682	43	1771	1430	202	8.75	1510 - 2032
ppm Mn	7589	317	5161	2723	385	13.40	4665 - 5658
% Mg	1.40	0.58	0.96	0.15	0.32	41.03	0.9 - 1.0
ppm Sb	22474	73	2679	5649	799	3.60	1848 - 3910
ppm Cd	6721	98	2592	1817	256	10.99	2360 - 2923
ppm Ti	1422	18	397	309	44	9.08	341 - 454
% Ca	17.79	0.33	7.93	5.12	0.72	10.94	7.0 - 8.9
ppm Co	92	4	28.96	2129	3.01	962	25.1 - 328
ppm Ag	470	38	160	104	15	10.88	141 - 179
ppm Ni	336	13	88	74	10.40	8.68	75 - 102
ppm Cr	326	16	111	61	8.68	12.76	100 - 122
ppm Bi	607	23	179	114	16.10	11.21	158 - 200

Çizelge 2 Birincil sülfürlü cevher örneklerinin bazı element konsantrasyonlarının aritmetik ortalamalarının "t" testi.
Table 2 Student "t test" of mean of the some elements concentration of the primer sulfide ore samples.

Fe	Si	Zn	Pb	Cu	Mn	Mg	Sb	Cd	Ti	Ca	Co	Ag	Ni	Cr	Bi
-.60															
-.11	-.55														
-.34	.03	.07													
-.08	.15	.01	-.26												
.04	-.44	.22	.48	-.22											
-.26	.23	.12	-.05	.16	.01										
-.25	.57	-.19	-.33	.78	-.57	.14									
-.07	-.46	.86	-.04	-.18	.20	.12	-.21								
.60	-.38	-.09	.15	-.05	.11	-.27	-.18	-.07							
.38	-.07	.54	-.02	-.29	.38	-.25	-.55	.44	.23						
.48	-.41	.20	-.13	-.09	.22	-.29	-.15	.24	.37	.35					
-.25	.07	.11	.71	-.04	.34	.05	-.16	-.04	-.20	-.10	-.19				
.01	.11	-.24	.10	-.29	-.02	.25	-.36	-.29	-.18	-.07	-.21	.08			
.51	-.49	-.07	-.14	.16	.10	-.24	-.11	-.19	.30	.29	.27	-.13	-.01		
.53	-.35	-.17	-.11	-.29	.04	-.25	-.36	-.01	.44	.22	.28	-.18	.07	.24	

Çizelge 3 Birincil sülfürlü cevher örneklerinin bazı elementlerinin korelasyon katsayıları.
Table 3 Correlation coefficient of some element concentration of the primary ore samples.

değeri ortalama 106 ppm olarak çıkmaktadır (Temur, 1986). Kontakt-metazomatik veya yüksek sıcaklıklı hidrotermal kökenli olan Balya (Balıkesir) Madeni'nde ise Sb konsantrasyonu ortalaması 5300 ppm'dir (Gümüş, 1964). Bu veriler ışığında Bolkardağı yöresi Zn-Pb yataklarının oldukça yüksek Sb değerlere sahip olması, bunların oluşumunun yüksek sıcaklıklı olduğuna işaret etmektedir.

Örneklerin Cd değerleri 98-6721 ppm arasında değişmekte ve anakitlede 2260-2923 ppm arasında Cd beklenmektedir. Genel olarak sfalerite bağlı bir element olan Cd oluşum sıcaklığının artışı ile zayıf bir ters orantılı değişim sunmaktadır. Mississippi Vadisi tipi yataklarda hemen her zaman 100 ppm'in üzerinde Cd değerleri çıkarken (Mercer, 1976) Alpin Tipi yataklara benzetilen Göktepe-Ermenek (Kanman) yöresi Pb-Zn yataklarında 2500 ppm (Kuşçu, 1983), kökeni sedimanter veya düşük sıcaklıklı hidrotermal olarak kabul edilen Serguza (tak) yataklarında 443 ppm (Al-Bassam ve diğ., 1982), nisbeten yüksek sıcaklıklı oluşuma sahip hidrotermal Horzum (Kozan-Adana) yataklarında 200 ppm (Temur, 1986) ve kontakt-metazomatik veya yüksek sıcaklıklı hidrotermal kökenli Balya Madeni'nde 100 ppm (Gümüş, 1964) ortalama değerler vermektedir. Bu bilgilere göre 2592 ppmlik Cd değeri Bolkardağı yöresi Zn-Pb yataklarının çok düşük sıcaklıklı bir oluşuma sahip olduğunu ifade etmekte ve bu sonuç diğer verilere ters düşmektedir.

Co değerleri 4 ppm ile 92 ppm arasında olup, örnek ortalaması 29 ppm, anakitle aritmetik ortalaması 25-32 ppm arasındadır, Mercer (1976) Mississippi Vadisi ve Alpin Tipi yataklar için Co oranının 20-10000 ppm olarak vermektedir. Buna göre numunelerin Co konsantrasyonları çok düşük kalmaktadır, Ancak hidrotermal kökenli Cafana (Malatya) Zn-Pb yataklarında Co ortalamasının 16 ppm olması hipojen yataklarda Co değerinin daha düşük olduğunu göstermektedir. Örneklerin Co/Ni oranlarının ortalaması 0,52, Co ve Ni ortalamalarının oranı ise 0,33'tür. Genel olarak Zn-Pb yataklarında Co/Ni oranları oluşum sıcaklıkları ile ters orantılı olarak değişmektedir. Bu oran Mississippi Vadisi yataklarında 0,8 (Mercer, 1976), volkano-sedimanter oluşumuna sahip Me Arthur (Avusturalya) yataklarında 1,5 (Lambert, 1976) ve hidrotermal kökenli Cafana (Malatya) yataklarında 0,1 (Önal ve diğ., 1991) civarındadır. Buna göre Bolkardağı yöresi yatakların Co/Ni oranları hidrotermal yataklara benzemektedir,

Numunelerin Ag konsantrasyonları 38 ppm ile 470 ppm arasında olup, 160 ppmlik bir aritmetik ortalamaya sahiptirler. Aladağ-Deliklikaya yataklarında Ag değeri 20 ppm (Ayhan, 1983), Serguza (Irak) yataklarda ise 62 ppm'dir (Al-Baisam ve diğ., 1982). Düşük oluşum

sıcaklığına sahip bu yatakların yanısıra granodiyorit kantağına yakın ve yüksek oluşum sıcaklığına sahip Şipşik Tepe ve Kaybet Tepe (Yahyalı-Kayseri) yataklarında Ag oranı 1000 ppm'in üzerinde çıkmaktadır (Çevrim ve diğ., 1986), Nisbeten yüksek oluşum sıcaklığına sahip Horzum (Kozan-Adana) Zn-Pb yataklarında ise 124 ppm ve hidrotermal kökenli Cafana (Malatya) yataklarında 44 ppm (Önal ve diğ., 1991) ortalama değer vermektedir. Bu verilere göre Bolkardağı yataklarının Ag değerleri oldukça yüksek sıcaklıklı yataklara benzemektedir,

Cr konsantrasyonları ise 16 ppm ile 326 ppm arasında değişmektedir, Çalapkulu (1978a) Bolkardağı sülfidli cevherlerinde Cr değerlerinin Sulu Mağara'da 0 ile 827 ppm arasında değiştiği Suluca Dere'de ise 306 ppm olduğunu ve değerlerin ofiyolitik serilerden uzaklaştıkça azaldığını, dolayısıyla Cr'un ofiyolitlerden geldiğini belirtmektedir. Değişik cevherlerden seçilen örneklerde ise bu kadar yüksek Cr değerleri elde edilmezken, yataklar arasında belirgin bir farklılık da belirlenmemiştir. Ancak 14 ppmlik ortalama değer veren hidrotermal kökenli Cafana (Malatya) Zn-Pb yataklarına göre Bolkardağı yataklarının oldukça yüksek Cr içerdikleri anlaşılmaktadır.

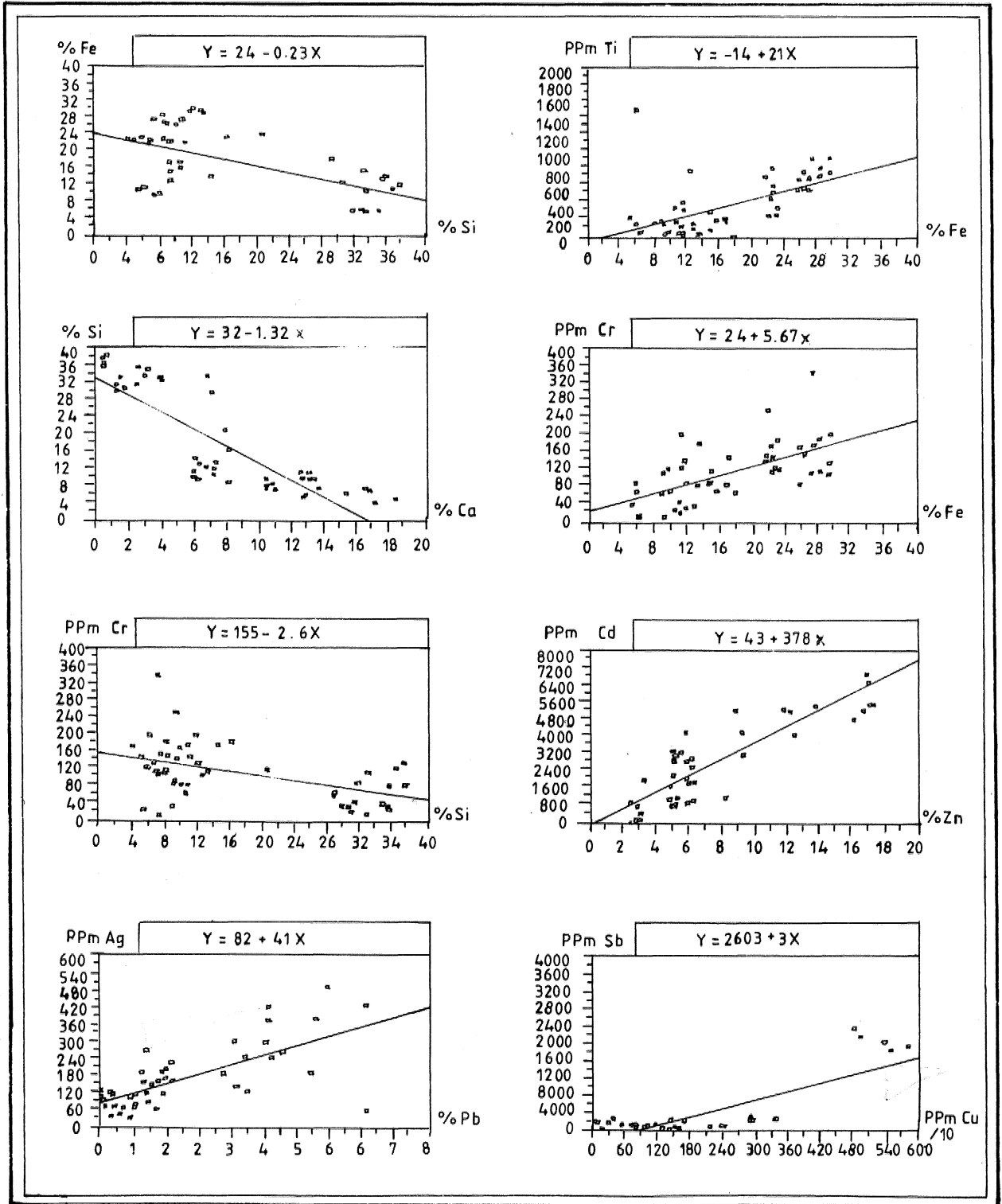
Sülfürlü cevher örneklerinin Si-Fe, Fe-Ti, Fe-Cr, Ca-Si, Si-Cr, Zn-Cd, Pb-Ag ve Cu-Sb element çiftlerinin arasında kuvvetli korelasyon ilişkisi vardır (Çizelge 3 ve Şekil 2), Bunlardan Si-Pe element çiftinin arasındaki kuvvetli negatif korelasyon cevher içinde bu elementlerin kaynağını oluşturan minerallerden birinin artması ile diğerinin azalmasının sonucudur,

Fe-Ti ve Fe-Cr değerlerinin arasında kuvvetli pozitif korelasyonların olması bu elementlerin demire kimyasal yakınlıklarından sülfidli cevherleşmelerde bu elementlerin daha çok piriüerle ilişkili olarak yayılım göstermelerinden kaynaklanmaktadır Si-Cr değerlerinin arasında negatif korelasyon olması kromun piritle olan ilişkisinden ileri gelmektedir.

Zn-Cd element çiftinin arasındaki çok kuvvetli pozitif korelasyonun varlığı kadmiyumun sfalerite bağlılığını ifade etmektedir. Hurşit-Köprübaşı Madeni'nde Zn-Cd arasındaki korelasyon katsayısı 0,98 (Acar ve Akıncı, 1975) ve Horzum (Kozan-Adana) yöresi Zn-Pb yataklarında ise 0,88 (Temur, 1986) olarak bulunması da bu tip cevherlerde her zaman Zn-Cd ilişkisinin kuvvetli olduğunu belirtmektedir.

Kuvvetli Pb-Ag korelasyonu gümüş sülfö-tuzlarının galeniinin içinde ayrılım dokuları oluşturmalarına veya bu minerallerde Pb'nin yerine Ag geçmesine bağlanabilir.

BOLKARDAĞI ÇİNKO-KURŞUN YATAKLARI



Şekil 2 Tüvenan sülfüdlü cevher örneklerinin bazı element konsantrasyonlarının arasındaki basit regresyon ilişkileri ve dağılım diyagramları.

Figure 2 Linear recession relationship and distribution diagrams between some element concentrations in crude sulphide ore samples.

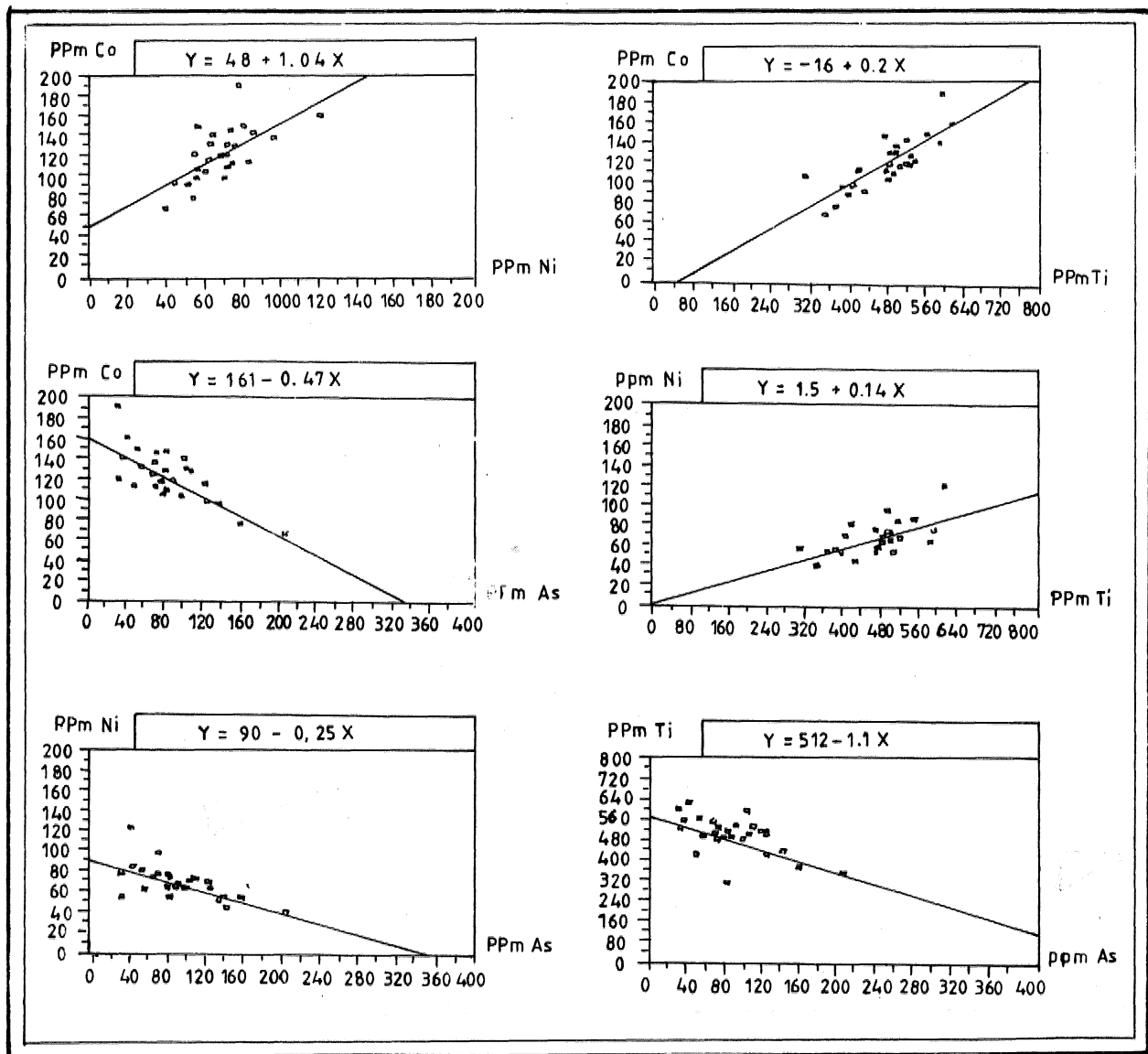
Konsantre Piritler

Toplam 32 adet konsantre pirit örneğinin Co, Ni, Mn, Ti, Cu* Sb ve As analizleri yapılmıştır (Çizelge 4), Elde edilen element konsantrasyonlarının aritmetik ortalamaları Y testlerinde önemli çıkmaktadır (Çizelge 5).

Piritlerin Co konsantrasyonları 66 ppm ile 185 ppm arasında değişmektedir. Genel olarak Co cevher içinde piritlere bağlı bir element olup, oluşum sıcaklıkları üe doğru orantılı olarak değişmektedir. Fakat iyi bir belirleyici değildir, Türkiye'deki masif sülfid yataklarına ait piritlerde Co değeri 518 ppm gibi yüksek bir değer verirken (Güleç ve Erler, 1983), diyajenetik piritlerde 20 ppm'e (Raisweil ve

Plant, 1980) düşmektedir. Nisbeten yüksek sıcaklıklı Horzum (Kozan-Adana) Zn-Pb yatakları 59 ppmlik ortalama değer vermektedir (Temur, 1987), Buna göre Bolcardağ yöresi Zn-Pb yataklarına ait piritlerin Co değerleri bunların oldukça yüksek bir sıcaklıkta oluştuğuna işaret etmektedir.

Pirit örneklerinin Ni değerleri 40 ppm ile 117 ppm arasında değişmektedir (Ort 68 ppm). Sedimanter piritlerde 200 ppm kadar olan Ni değeri (Raisweil ve Plant, 1980) Mississippi Vadisi yataklarında 300 ppm ile 10000 ppm arasında (Mercer, 1976), Türkiye'deki masif sülfid yataklarında piritlerde ortalama 38 ppm (Güleç ve Erler, 1983), sedimanter veya düşük sıcaklıkta hidrotermal kökenli Ser-



Şekil 3 Pirit örneklerinin bazı element konsantrasyonlarının arasındaki basit regresyon ilişkileri ve dağılım diyagramları.

Figure 3 Linear regression relationship and distribution diagrams between some element concentrations in pyrites samples.

BOLKARDAÖİ ÇİNKÜ-KURŞUN YATAKLARI

guza (Irak) yatakdandaki piritlerde 78 ppm (Al-Bassam ve diğ. 1982) ve nisbeten yüksek sıcaklıklı bir oluşuma sahip Horzum (Kozan-Adana) Zn-Pb yataMamidaki piritlerde 40 ppm (Temur, 1989) değerleri elde edilmiştir* Bu örneklerden, piritlerin Ni değerlerinin oluşum sıcaklıkları ile ters orantılı değişim gösterdiği, ancak iyi bir kriter olmadığı anlaşılmaktadır. Buna göre Bolkardağı yataklarına ait piritlerin Ni değerleri ise nisbeten yüksek bir oluşum sıcaklığını yansıtmaktadır»

Piritlerin Co/Ni oranları, bunların oluşumlarının belirlenmesinde çok kullanılan bk yöntem olup- diyajencük

ÖRNEK NO (Sample No)	E L E M E N T L E R (Elements)						
	ppm Co	ppm Ni	ppm Mn	ppm Ti	ppm Cu	ppm Sb	ppm As
Py 1	136	63	25	575	246	175	100
Py 2	143	55	23	463	235	160	83
Py 3	156	117	32	602	296	203	41
Py 4	185	76	28	580	283	190	32
Py 5	111	81	17	412	243	80	50
Py 6	96	69	22	406	231	82	123
Py 7	124	75	20	490	257	197	81
Py 8	133	94	25	485	263	71	70
Py 9	88	51	22	390	223	42	134
Py10	76	54	20	365	217	108	156
Py11	138	83	25	507	311	230	44
Py12	124	73	24	514	316	199	108
Py13	113	65	22	494	292	137	121
Py14	107	70	22	474	273	154	34
Py15	120	73	23	523	303	113	69
Py16	66	40	19	342	217	54	203
Py17	104	55	22	304	214	163	82
Py18	128	62	23	476	277	15	56
Py19	109	74	25	464	243	190	73
Py20	112	61	23	473	260	194	124
Py21	144	78	38	545	316	53	55
Py22	94	55	36	378	294	185	138
Py23	115	63	28	476	348	33	88
Py24	116	71	33	498	266	42	84
Py25	118	54	31	503	370	36	34
Py26	91	45	24	421	255	304	141
Py27	136	85	35	537	284	42	37
Py28	115	64	27	470	263	116	80
Py29	141	72	28	506	315	120	73
Py30	116	68	25	514	239	130	91
Py31	102	60	24	470	276	115	98
Py32	127	70	26	486	292	114	104

Çizelge 4 Konsantre pirit örneklerinin bazı element konsantrasyonları.

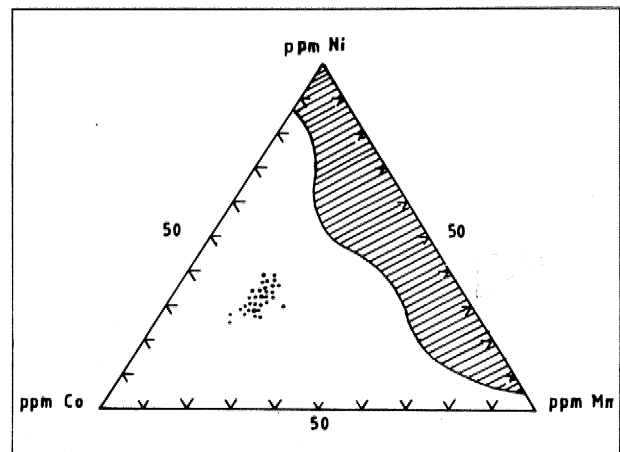
Table 4 Some element concentrations of the concentrated pyrite samples.

piritlerde 0,1 'den küçük (Mercer, 1976), karbonatlı kayalarda bulunan ve plütonik kayalarla görünür bir ilişkisi olmayan Zn-Pb yataklarındaki piritlerle 0.1 ile 1.5 arasında (Aslaner, 1977), hidrotermal piritlerde her zaman 1'den büyük (Güleç ve Erler, 1983) ve masif sülfid yataklar daki piritlerde 2'den büyüktür (Aslaner, 1977). Nisbeten yüksek sıcaklıklı hidrotermal bir oluşuma sahip Horzum ÇKözan- Adana)Zn-Pb yataJdardaki piritlerin Co/Ni oranları da L5 kadardır (Temur, 1987)* Analiz edilen örneklerde Co/Ni oranlarının ortalaması L7 çıkmaktadır. Buna göre Bolkardağı piritlerinin oluşumu yüksek sıcaklıklı hidrotermal kökeni yansıtmaktadır,

Uduhaşa (1984) piritlerin Co, Ni ve Mn değerlerine göre hazırlanan üçgen diyagramında sedimanter ve sedimanter olmayan piritlerin birbirlerinden ayrılmasının mümkün olduğunu belirtmektedir. Numunelerin Co, Ni ve Mn değerlerine göre hazırlanan üçgen diyagramında noktalar sedimanter pirit alanının dışında kalmaktadır (Şekil 3),

Örneklerin Ti değerlerinin ortalaması 473 ppm'dir. Güleç ve Erler (1983)'e göre piritlerin Ti değerleri oluşum sıcaklıkları ile doğru orantılı bir artış göstermekte ve Türkiye'deki masif sülfid yatakları 548 ppm'lik bir ortalama değer vermektedir. Analiz edilen örneklerin Ti değerleri masif sülfidlere çok yakın olduğundan yüksek sıcaklığı yansıttıkları söylenebilir»

Örneklerin Cu değerleri ortalaması 276 ppm'dir, Oenel olarak Cu konsantrasyonu Mississippi Vadisi Tipi yataklara ait piritlerde 10 ppm ile 1500 ppm arasında (Mercer, 1976), düşük sıcaklıklı hidrotermal veya sedimanter kökenli Serguza (tak) Pb-Zn yataklarına ait piritlerde 110 ppm (Al-Bassam ve diğ. 1982), diyajenetik piritlerde



Şekil 4 Konsantre piritlerin Co-Ni-Mn değerlerine göre hazırlanmış üçgen diyagram (taralı alan ^di- manter piritleri göstermektedir (Uduhaşa, 1984).
Figure 4 Co-Ni-Mn tomydiapamofconcentrated pyrite samples*

ortalama 132 ppm civarında (Raiswell ve Plant, 1980) ve nisbeten yüksek sıcaklıklı hidrotermal bir oluşuma sahip Horzum (Kozan-Adana) yöresi Zn-Pb yataklarına ait piritler 297 ppm'lik (Temur, 1987) değer vermektedir, Attepe (Feke-Adana) demir yataklarının bitişinde piritlerin Cu değerleri hidrotermal olanlarda 330 ppm ile 6790 ppm arasında, sedimanter olanlarda ise eser ile 740 ppm arasında değişmektedir (Ayhan ve diğ., 1992). Bu bilgilere göre, iyi bir kriter olmasa da oluşum sıcaklığı ile doğru orantılı bir artış gösteren piritlerin Cu değerleri Bolcardağı yataklarında da nisbeten yüksektir. Bu özelliği ile hidrotermal kökenli yataklara benzemektedir.

Piritlerin Sb konsantrasyonları 16 ppm ile 304 ppm arasında değişmekte ve 126 ppm ortalama değer vermektedir. Anakitle aritmetik ortalaması ise 111-143 ppm arasında beklenmektedir. Nisbeten yüksek sıcaklıklı hidrotermal kökenli Horzum (Kozan-Adana) yöresi Zn-Pb yataklarındaki 213 ppm (Temur, 1987), diyajenetik piritlerde 16 ppm (Kaiswell ve Plant, 1980) ve Attepe (Peke-Adana) demir yataklarının bitişindeki hidrotermal piritlerde Sb değerleri 4070 ppm'e kadar çıkarken sedimanter piritlerde deteksiyon limitinin altında kalmaktadır (Ayhan ve diğ., 1992), Buna göre örneklerin diyajenetik piritlerden çok hidrotermal piritlere benzediği anlaşılmaktadır.

Piritlerin As değerleri ise 32 ppm ile 203 ppm arasında değişmekte ve 89 ppm'lik bir aritmetik ortalama değeri vermektedir. Genel olarak oluşum sıcaklığının artışı ile beraber azalma gösteren As değerleri (Güleç ve Erler» 1983), Mississippi Vadisi tipi yataklardaki piritlerde 0-15000 ppm arasında (Mercer, 1976), düşük sıcaklıklı hidrotermal veya sedimanter bir oluşuma sahip Serguza (Irak) yataklarına ait piritlerde 2 ppm (Al-Bassam ve diğ., 1982), diyajenetik piritlerde 47 ppm (Raiswell ve Plant, 1980), Attepe (Feke-

Adana) demir yataklarının bitişindeki sedimanter piritlerde eser ile 1570 ppm, aynı yataklardaki hidrotermal piritlerde 3330 ppm ile %2,52 arasında oldukça yüksek değerler çıkmaktadır (Ayhan ve diğ., 1992). Nisbeten yüksek sıcaklıklı hidrotermal bir oluşumu yansıtan Horzum (Kozan-Adana) yöresi yataklarındaki piritlerde 51 ppm ve Türkiye'de masif sülfid yataklarına ait piritlerde 755 ppm (Güleç ve Erler, 1983) değerler vermektedir. Örneklerin As değerleri piritlerin nisbeten yüksek bir sıcaklıkta oluştuğunu, ancak Mississippi Vadisi tipi yataklarda ve Attepe yöresindeki piritlerde değişim aralığının genişliği, piritlerin As konsantrasyonlarının oluşumlarının belirlenmesinde iyi bir kriter olmadığını ortaya koymaktadır.

Konsantre pirit örneklerinin Go-Ni, Co-Ti, Go-As, Ni-Ti, Ni-As ve Ti*As element çiftlerinin arasında kuvvetli korelasyon ilişkisi bulunmaktadır (Şekil 3). Bu durum, pirit örneklerinin alındığı damarların cevher getiren magmatik kayalara uzaklığının veya piritlerin süksesyon içindeki oluşum evrelerinin bir ölçüsü olarak düşünülebilir. Ö halde, As değerlerinin Ti, Ni ve Co değerleri ile kuvvetli negatif korelasyon göstermesi, piritlerin oluşum sıcaklığının artmasına karşılık As oranının azalmasından kaynaklanmaktadır. Ni değerlerinin Co ve Ti değerleri ile kuvvetli pozitif korelasyon sunması ise piritlerdeki Ni değerlerinin yatak içi değişimden çok yatak tipleri arasındaki değişimden etkilendiği şeklinde yorumlanabilir (Çizelge 6 ve Şekil 4)

Konsantre Sfaleritler

Toplam 32 adet konsantre sfalerit örneğinin Gd, Mn, Cu ve Fe analizleri yapılmıştır (Çizelge 7). Elde edilen değerlerin aritmetik ortalamaları t² testlerinde önemli çıkmaktadır (Çizelge 8).

ELEMENT (Elements)	\bar{X}_{mx}	\bar{X}_{mn}	\bar{x}	σ_{n-1}	$\sigma_{\bar{x}}$	t_h	ANAKİTLE ART. ORT. (Population Mean)
ppm Co	185	66	118	23.58	4.17	1.30	112.8 - 125.7
ppm Ni	117	40	68	14.83	2.62	25.84	64.6 - 71.4
ppm Mn	38	17	25	5.00	0.88	28.87	24.4 - 26.7
ppm Ti	602	304	473	67.89	12.00	39.44	457.7 - 488.9
ppm Cu	370	214	275	39.45	6.97	39.55	266.7 - 284.9
ppm Sb	304	16	126	29.11	12.22	10.38	110.9 - 142.7
ppm As	203	32	89	39.18	6.93	12.88	80.2 - 98.2

Çizelge 5 Konsantre pirit örneklerinin bazı element konsantrasyonlarının aritmetik ortalamalarının T testi. Table 5 "Student t test" of mean of some element concentrations in concentre the pyrite samples,

BOLKARDAĞIÇİNKO-KURŞUN YATAKLARI

Örneklerde Cd konsantrasyonları ortalaması 597 ppm olup, arakiüe ortalaması 570-623 ppm arasında beklenmektedir, Genel olarak Cd sülfidü cevherlerde sfalerite bağlı bir elementtir, Wedepohl ve Brehler (1969)'a göre sfaleritlerin Cd değerleri 10-1000 ppm arasında değişmektedir. Karbonatlı kayalarda yer alan Zn-Pb yataklarına ait sfaleritlerde ve yüksek sıcaklık (> 500°C) bir oluşuma sahip Kutna Hora (Çekoslovakya) yataklarında sfaleritlerde Cd oranı da hemen hemen aynı değerler vermektedir (Hak ve Novak, 1970), Aslaner (1977)'e göre Türkiye'deki karbonatlı kayaç içinde yer alan plütonlarla görünür bir ilişkisi olmayan yataklara ait sfaleritlerde Cd değerleri 100 ppm ile 1000 ppm arasında dağılım göstermektedir* Bu örneklerden anlaşılacağı sfaleritlerin Cd değerleri yatak tipi ve oluşum sıcaklığının belirlenmesinde iyi bir kriter değildir. Bolkar- dağı yataklarının Cd değerleri benzer yataklara göre biraz daha düşük çıkmaktadır.

Sfaleritlerin Mn değerleri 36-241 ppm arasında değişmektedir (ort, 136 ppm), Wedepohl ve Brehler (1969)'e göre sfaleritler 1000 ppm'e kadar Mn bulundurmaktadır ve oluşum sıcaklığı veya yatak üpi ile ilişkisi belirgin değildir, Aslaner (1977) Türkiye'deki Zn-Pb yataklarını sınıflandırırken karbonatlı kayalardaki Zn-Pb yataklarının düşük Mn oranlarını epitermal bir kökeninin belirleyicisi olarak değerlendirmektedir. Al-Bassam ve diğ, (1982) sfaleritlerin 20 ppm'lik Mn ortalamasını çok düşük sıcaklıklı hidrotermal veya sedimanter bir kökene bağlarken, Kutno Hora (Çekoslovakya) yataklarında 566°C'ta oluşmuş sfaleritlerin Mn değerleri 7000 ppm'e kadar yükselmektedir (Hak ve Novak, 1970). Nisbeten yüksek sıcaklıklı hidrotermal oluşumlu Horzum (Kozan-Adana) Zn-Pb yataklarına ait sfaleritlerde de ortalama 63 ppm Mn değeri elde edilmektedir (Temur, 1987), Bu bilgi-

Co						
.65	Ni					
.42	.31	Mn				
.82	.64	.45	Ti			
.42	.28	.53	.59	Cu		
.15	.07	-.13	.10	-.09	Sb	
-.79	-.66	-.39	-.64	-.47	.28	As

Çizelge 6 Konsantre pirit örneklerinin bazı element konsantrasyonları arasındaki korelasyon katsayıları.
Table 6 Corelation coefficient between some element concentrations in the concentre pyrite samples.

ÖRNEK NO (Sample Nu)	ELEMENTLER (Elements)			
	ppm Cd	ppm Mn	ppm Cu	% Fe
Sp 1	507	241	810	3.50
Sp 2	670	168	954	3.70
Sp 3	570	237	1109	4.55
Sp 4	455	185	1025	3.71
Sp 5	476	145	1246	3.82
Sp 6	692	111	1164	3.10
Sp 7	616	234	2318	5.60
Sp 8	610	85	2473	5.87
Sp 9	556	36	1813	5.60
Sp10	806	143	1264	3.66
Sp11	592	118	1920	5.06
Sp12	560	202	1884	5.46
Sp13	792	113	1266	3.60
Sp14	586	37	974	3.92
Sp15	561	115	1310	5.04
Sp16	478	213	2750	4.50
Sp17	781	204	1970	3.76
Sp18	456	63	2355	4.68
Sp19	697	198	1871	4.54
Sp20	665	121	3282	5.68
Sp21	406	123	910	3.59
Sp22	714	193	1160	3.45
Sp23	750	75	787	3.97
Sp24	484	177	643	6.17
Sp25	607	102	1418	5.06
Sp26	459	155	2840	4.01
Sp27	735	72	2204	5.00
Sp28	470	38	1916	4.35
Sp29	748	136	2592	5.84
Sp30	452	56	1984	5.59
Sp31	627	114	2346	5.42
Sp32	510	150	1007	4.82

Çizelge 7 Konsantre sfalerit örneklerinin bazı element konsantrasyonları.
Table 7 Some element concentrations of the concentre sphalerite samples.

ELEMENT (Elements)	\bar{X} max	\bar{X} min	\bar{X}	σ n-1	σ \bar{X}	t h	ANAKITLE ART. ORT. (Population Mean)
ppm Cd	806	406	597	116	20	28	570 - 623
ppm Mn	241	36	136	61	10	12	122 - 150
ppm Cu	3282	43	1674	701	124	13	511 - 1835
% Fe	3	3	5	1	0	30	4.4 - 4.9

Çizelge 8 Konsanre sfalerit örneklerinin bazı element konsantrasyonlarının aritmetik ortalamalarının "t" testi.

Table 8 "Student t test" of mean of some element concentrations in the concenre sphalerite.

ÖRNEK NO (Samp. No)	ELEMENT (Elements)		ÖRNEK NO (Samp. No)	ELEMENT (Elements)	
	ppm Ag	ppm Sb		ppm Ag	ppm Sb
G1 1	1181	165	G117	610	14
G1 2	500	178	G118	481	7420
G1 3	359	21	G119	332	1031
G1 4	219	191	G120	122	536
G1 5	144	82	G121	1586	32
G1 6	126	18	G122	130	557
G1 7	2264	56	G123	375	883
G1 8	179	154	G124	390	41
G1 9	135	171	G125	850	94
G110	45	61	G126	2310	558
G111	485	558	G127	483	182
G112	510	52	G128	1164	29
G113	275	450	G129	730	14
G114	320	163	G130	944	29
G115	300	61	G131	896	225
G116	590	556	G132	301	75

Çizelge 9 Konsanre galenit örneklerinin bazı element konsantrasyonları.

Table 9 Some element concentrations of the concenre galena.

ELEMENT (Elements)	\bar{X} max	\bar{X} min	\bar{X}	σ n-1	σ \bar{X}	t h	ANAKITLE ART. ORT. (Population Mean)
ppm Ag	2310	45	586	557	98.5	5.94	457 - 714
ppm Sb	7420	14	489	1302	230.2	2.13	190 - 789

Çizelge 10 Konsanre galenit örneklerinin bazı element konsantrasyonlarının aritmetik ortalamalarının "t" testi.

Table 10 "Student t test" of mean of some element concentrations in concenre galena samples.

BOLKARDAĞIÇINKÖ-KURŞUN YATAKLARI

lere göre, Bolkardağı yöresi Zn-Pb yataklarına ait sfaleritlerin Mn değerleri orta sıcaklıklı hidrotermal damarları yansıtmaktadır.

• Sfaleriüerin 643 ppm ile 3282 ppm arasında değişim gösteren Cu değerleri 1674 ppm'lik ortalama değer vermektedir. Genel olarak Cu» yüksek sıcaklıklı çözeltilerin yaygın bir elementidir, Çözeltilerin soğuması ile beraber Cu, sfalerit içinde kalkopirit ayrılmaları halinde kristalleşmektedir. Dolayısıyla sfaleriüerin oluşum sıcaklığı ile Cu değerleri arasında yakın bir ilişki bulunmaktadır. 640°C civarında oluşmuş Kutna Hora (Çekoslovakya) yataklarındaki sfaleriüerde Cu değeri 6000 ppm (Hak ve Novak» 1970), buna karşın düşük sıcaklıklı Serguza (Irak) yapıklarında sfaleriüerin içinde 850 ppm Cu (Al-Bassam ve diğ., 1982) bulunmaktadır* Appalachian (ABD) yataklarındaki sfaleriüerde 1=2000 ppm olan Cu oranı ile Mississippi Vadisi yataklarına benzemektedir (Hoagland, 1976), Nisbe* ten yüksek sıcaklıklı hidrotermal oluşumlu Horzum (Kozan-Adana) yataklarında da ortalama 1204 ppm Cu bulunmaktadır (Temur, 1987), Bu bilgilere göre örneklerin Cu değerleri sfaleriüerin Horzum (Kozan-Adana) (150-200°C) ve Mississippi Vadisi yataklardan (100-150°C) daha yüksek oluşum sıcaklığına sahip olduğunu, ancak orantıya göre J50°Clan da daha düşük sıcaklıkları yansıttığı söylenebilir»

Sfaleriüerin %3,10 ile %6,17 arasında değişen Fe değerleri ortalaması %4,56'dır Genel olarak sfalerit içinde Zn² katyonunun yerine Fe² katyonunun alması mümkün olup, sfalerit içinde Fe oranı pirit veya pirrotin ayrılması olarak en fazla %1 kadar bulunmaktadır. (Wedepohl ve Breliler, 1969). Sfalerit ve demir sülfidlerin beraber oluşması halinde sfaleritin içindeki Fe miktardan oluşum sıcaklığının belirlenmesinde jeotermometre olarak kullanılabilir. (Comlious veHurlbut, 1981).

•> Konsantre Galenitler

Toplam 32 adet konsantre galenit örneğinin Ag ve Sb analizleri yapılmıştır (Çizelge 9). Elde edilen element değerlerinin aritmetik ortalamaları önemli çıkmaktadır (Çizelge 10).

Galenitlerin Ag değerleri 45 ppm ile 2310 ppm arasında değişmektedir. Verilerin aritmetik ortalaması 486 ppm'dir. Genel olarak galenitlerin Ag konsantrasyonları 200 ppm ile 5000 ppm arasındadır (Wedepohl ve diğ., 1970), Yukarı Mississippi yataklarına ait galenitlerde ise ftg değerleri 18 ppm kadardır (Mercer, 1976), Al-Bassam ve diğ., (1982)'ne göre galenitlerin düşük (448 ppm) Ag değerleri oldukça düşük sıcaklıklı hidrotermal veya sedimanter bir kökene karşılık gelmektedir, Türkiye'de karbonatlı kayalar içinde yer alan ve granitik sokulumlarla görünür bir ilişkisi olmayan Zn-Pb yataklarındaki galenitlerin Ag değerleri genel olarak 20 ppm ile 500 ppm arasında

değişmekte ve bazen 3000 ppm'e kadar çıkmaktadır, Asidik plütonlara bağlı hidrotermal (mezotermal) yataklara ait galenitlerde ise 5000 ppm civarında Ag bulunmaktadır (Aslaner, 1977). Nisbeten yüksek sıcaklıklı hidrotermal bir oluşuma sahip Horzum (Kozan-Adana) piritli Zn-Pb yataklarındaki galenitlerin ortalaması ise 641 ppm olup, düşük sıcaklıklı yataklara göre yüksek bir değer olarak yorumlanmaktadır, Bu bilgiler ışığında» Bolkardağı yöresi Zn-Pb yataklarının simli olarak bilinmesine rağmen benzer yataklara göre düşük oranlarda gümüş içerdiği ve düşük oluşum sıcaklığına karşılık gelen bu sonucun diğer verilere ters düştüğü söylenebilir.

Konsantre galenit örneklerinin Sb değerleri 14 ppm ile 7420 ppm arasında değişmektedir. Wedepohl ve diğ., (1970)'ne göre galenitlerin Sb değerleri genel olarak 200 ppm ile 5000 ppm arasında değerler vermektedir. Al-Bassam ve diğ. (1982) ise galenitlerin yüksek Sb değerleri düşük sıcaklıklı hidrotermal veya sedimanter bir kökeni ifade ettiğini belirterek 3000 ppm'lik bir Sb ortalamasını yüksek bir değer olarak kabul etmektedirler, Nisbeten yüksek sıcaklıklı bir oluşumu yansıtan Horzum (Kozan-Adana) Zn-Pb yataklarına ait galenitlerin de Sb değerleri ortalaması 1268 ppm olarak bulunmuştur (Temur, 1986), Bu bilgilere göre Bolkardağı yöresi Zn-Pb yataklarına ait galenitlerin Sb oranları oldukça düşük olup, bu da yüksek bir oluşum sıcaklığını yansıtmaktadır.

SONUÇLAR

Bolkardağı yöresi Zn-Pb yataklarının jeokimyasal olarak araştırılması ve benzer yataklarla deneştirilmesi şu sonuçları ortaya koymuştur:

Yüzey alterasyonunun oldukça ilerlemiş olması ve eski işletmelere ait galerilere girilememesi birincil cevherlerden rastgele örnek seçimini zorlaştırmaktadır» Buna karşın aritmetik ortalamaları anlamlı çıkması uygulanan metodun geçerliliğini göstermektedir,

Tüvenan sülfidli cevher analizlerinde Zn/Pb oranının yüksekliği ile benzer yataklara göre yüksek Sb ve Ag değerleri, yatakların oluşum sıcaklığının yüksek olması gerektiğinde veri olarak kullanılabilir. Ancak Cd değerlerinin yüksek ve Co/Ni oranının düşük olması bu sonuca ters düşmektedir.

Birincil sülfidli cevher örneklerinin Fe-Si, Ti-Fe, Cr-Fe, Si-Ca, Cr-Si, Cd-Zn, Ag»Pb ve Sb-Cu element çiftleri arasında en az orta derecede korelasyon ilişkisi bulunmaktadır.

Konsantre piritlerin yüksek Co, Ni, Ti, Cu ve As değerleri ile Co/Ni oranları ve Co-Ni-Mn dağılımları, bunların hidrotermal kökenli ve nisbeten yüksek sıcaklıklı bir oluşuma sahip olduklarını göstermektedir.

Konsantre piritlerin Co-Ni, Co-Ti, Co-As, Ni-Ti, Ni-As ve Ti-As element çiftlerinin arasında kuvvetli derecede korelasyon ilişkisi vardır. Konsantre sfaleritlerin yüksek Mn, Cu ve Fe değerleri yine oldukça yüksek bir oluşum sıcaklığını ifade etmektedir* Konsantre galenitlerin düşük Sb değerleri hidrotermal bir oluşumu ve nisbeten yüksek bir sıcaklığı yansıtmaktadır.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Acar, E. ve Akınca, O., 1975, Harşit-Köprübaşı (Tirebolu) Cu-Pb-Zn Madeninde Zn-Cd oransal bağlantısının istatistik yöntemlerle saptanması; Türkiye Jeol. Kur. Bült., 18, 1, 85-86,
- Al-Bassam, K.S., Hak, J. ve WatMnson, D.H., 1982, Contribution to the origin of the Serguza lead-zinc-pyrite deposits, Northern Irak; Mineralium Deposita» 17, 133-149,
- Aslaner, M., 1977, Türkiye bakır-çinko-kurşun yataklarının jeolojisi ve bölgesel sınıflamasıyla plaka tektoniği yönünden incelenmesi; K.T.Ü. YayınL, No. 85, 70s.
- Ayhan, A., 1983, Aladağ yöresi karbonatlı Pb-Zn yataklarının kökeni: Türkiye Jeol. Kur. Bül. 26, 2, 103-116,
- Ayhan, A., Küpeli, Ş. ve Amstutz, G* C, 1992, Atatepe (Feke-Adana) yataklarının bitişiğindeki pirit oluşumları; MTA Derg. 113, (baskıda).
- Baş, H. ve Temur, S., 1992, Çiftahan-Koçak Elmalı (Ulukışla-Niğde) yöresi demir, bant ve bakır oluşumları; Türkiye Bil. ve Tek. Araş. Kur. projesi, Proje no: TBAG^007,100s.
- Blumenthal, M.M.- 1956, Yüksek Bolkardağ'ın kuzey bölgelerinin ve uzantılarının jeolojisi; Maden Tet. Ar. Ensl Yay., Seri D, No 7,179 s.
- Cornalius, S. ve Hurlbut, J.R., 1982, Mnemloji; (Çev. K. İnan ve E. Tanyolu), Doyuran Matbaası, İstanbul, 2, 315 s.
- Çalapkülu, F., 1978, Bolkardağ bölgesinin jeolojik evrimi; Türkiye Jeol. Kur. 32 Bilimsel ve Teknik Kurultayı Bildiri Özetleri, 7-8.
- Çalapkulu, F., 1978 a, Bolkardağı Pb^Zn-Ag-Au Maden yatakları; Türkiye Jeol. Kur. 32. Kurultayı Bildiri Özetleri, 58-59.
- Çalapkulu, F., 1980, Horoz Granodiyoritinin jeolojik incelemesi; Türkiye Jeol. Kur. Bült., 23,1, 59-68.
- Çalapkulu, F., 1981, Les observation sur la tectonique des plaques dans la Region de Bolkardağ (Turquie); Sixth colloquium on Geology of the Aegean Region, Pin Reis International Contribution Series, Publ No: 2, Second ed. (Ed: E. Izdar ve R Nakoman). 81-97.
- Çevrim, M., Echle, W. ve Friedrich, G., 1986, Aladağlar'da paleokarlaşmaya bağlı Zn-Pb mineralizasyonu; Türkiye Jeol. Kur. Bult., 29,1,27-42
- Demirtaş, E., Bilgin, Z., Erenler, R., Işıklar, S., Sanlı, D., Selim, M. ve Turhan, N., 1973, BoMır Dağları'nın jeolojisi; Cumhuriyetin 50. yılı Yerb. Kong., Maden Tet ve Ara. Enst Der. 12,42-67,
- Gül, N. ve Erler, A., 1983, Masif sülfid yataklarındaki piritlerin karakteristik iz element içerikleri; Türkiye Jeol. Kur. BÖİL, 26,2,145-152.
- Gümüş, A., 1964, Important lead-zinc deposits of Turkey; Symposium on mining geology and the base metals, UNESCO, Ankam, 155465.
- Hak, J. ve Novak, F., 1970, Zoning and vertical extent & the ore mineralization in the Kutna Hora ore district Problems of hydrothermal ore deposition; The origin, evolution and control of ore-forming fluids (Ed.: Z. Pauba ve M. Stempok), E. Schweizerbart'sche Verlagbuchhandlung, Stuttgart, 164-167.
- Hoagland, A.D., 1976, Appalachian zinc-lead deposits; Handbook of strata-bound and stratiform ore deposit* (Ed.: K. H. Wolf), Elsevier, Amsterdam, 6,495-534.
- İşgüden, O., 1970, Bolkardağ Maden sahası tektonik etüdü; Etibank Raporu, Rap. No 463,125 s.
- Kuşçu, M., 1983, Göktepe-Ermenek (Konya) yöresinin jeolojisi ve Pb-Zn yataktan; Selçuk Üniv. Fen BÜ. Enst. Doktora Tezi, Konya, 181 s.
- Lambert, I. B., 1976, The McArthur zinc-lead-silver deposits, Features, metallogenesis and comparisons with some other stratiform ores; Handbook of strata-bound and stratiform ore deposits (Ed.: K,H, Wolf), Elsevier, Amsterdam, 6,535-585,
- Mercer, W., 1976, Minor elements in metal deposits in sedimentary rocks, A review of the recent literature; Handbook of strata-bound and stratiform ore deposits (Ed.: K.R Wolf), Elsevier, Amsterdam, 4,396-425.
- Önal, M, Tuzcu, N. ve Helvacı, C, 1991, Geological setting, mineralogy and origin of the Cafana (Malatya) Zn-Pb sulfide and carbonate deposit, eastern AnatoHa, Turkey; International Earth Sciences Congress on Aegean Regions (Ed: M.Y. Savaşçın and A.H. Erond), V-1, 52-59.
- Raiswell, R. ve Plant, J., 1980, The incorporation of trace elements into pyrite during diagenesis of black shafak Yortehire, England; Econ. Geol., 75,684-699,
- Temur, S., 1986, Horzum (Kozan-Adana) yöresi piritli Zn-Pb yataklarının jeolojik, petrografik ve genetik incelenmesi; Selçuk Üniv. Fen Bil. Enst. Doktora Tezi, 253 s,
- Temur, S., 1989, Bolkardağı (Ulukışla-Niğde) yöresi Zn-Pb yataklarının incelenmesi; Selçuk Üniv. Araş. FoA Projesi, No: 659,120 s,
- Temur, S., 1991, Bolkardağı (Ulukışla-Niğde) yöresi Zn-Pb yataklarının genetik özellikleri; Çukurova Üniv. Müh.-Mim. Fak. Jeol. Müh. Böl. Ahmet Acar Jeoloji Sempozyumu, Bildiriler, 191498
- Temur, S., 1991a, Bolkardağı (Ulukışla-Niğde) yöresi Zn-Pb yataklarının mineralojik incelemesi; Maden Tet. Ara. Derg., 112,74-81
- Udupaşa, G., 1984, Iron sulfides in sedimentary rocks, Some occurrences in Romania; Syngenesi and epigenesis in the formation of mineral deposits (Ed: A. Wauschkuhn, C. Kluth ve R.A. Zimmerman) Springer-Verlag, Berlin, 28-35.
- Wedepohl, K.H. ve Brehler, B., 1969, Zinc; Handbook of geochemistry (ed.: K.H. Wedepohl), Springer-Verlag, Berlin, 30,108 s.
- Wedepohl, K.E, Sahi, K. ve Doe, B.R., 1970, Lead; Handbook of geochemistry (Ed: K.H. Wedepohl), Springer-Verlag, Berlin, 82, 111s.

AVNİK (BİNGÖL) METAMORFİK MANYETİT OLUŞUKLARININ JEOKİMYASI, JEÖİSTATİSTİKSEL İNCELENMESİ VE KÖKENLERİNİN İRDELENMESİ

Geochemistry and geo statistical investigation of the magnetites from metamorphic deposits of Avnik I Bingöl and interpretation of their genesis

m

HÜSEYİN ÇELEBİ Fırat Üniversitesi, Müh, Fak., Jeoloji Müh. Bölümü, ELAZIĞ

ÖZ: Avnik'te yer alan metamorfik manyetit oluşuklarının incelendiği bu araştırmada, özellikle demir grubu iz element ibriklerinden, istatistiksel dağılımlarından ve ilişkilerinden yararlanılarak yatağın kökeninin tartışılması amaçlanmaktadır.

Jeokimyasal inceleme sonuçları Sn'in 33, Fe'in 13, Pb'nin 10» V ve Mo'nin 6, Cr ve Ni'nin de 2 defa Clarke değerlerine göre zenginleştiklerini, buna karşın Al'in 48, Cu'un 6, Mg'un 4, Ti'in 3 ve Mn'in da 2 defa seyrediklerini göstermiştir. Burada özellikle Cr ve Ni'nin zenginleşmeleri magmatik intruziv oluşum tezini desteklemektedir,

Elementlerin istatistiksel dağılımlarında, Cr, Mo ve V dışında, tüm elementlerde logaritmik normal dağılım gözlenmiştir. Bu sonuç da magmatik kökeni destekliyen önemli bir ipucu sayılmaktadır.

Korelasyon ve regresyon analizleri Co-Zn, Pb-Zn, Cr-(Ni+V) ve Mo-Mo/Sn ile Mg-Mg/Co çiftleri arasında belirgin pozitif korelasyonlar vermektedir. Bu ilişkilerde magmatik bir ayrışma da gözlenmektedir, Çıkan bu sonuçlar doğrultusunda Avnik apatitli manyetit yatağı intrüziv magmatik bir yatak olarak tanımlanmıştır,

ABSTRACT: This study investigates concentrations of Fe-group trace elements, their statistical distributions and relation in order to obtain new data which are useful in integrating the genesis of the deposits.

The geochemical investigations show that the Sn 33, Fe 13, Pb 10, V and Mo 6, Cr and Ni 2 limes enriched in Aation to their Clarke values, In contrast to those, elements Al 48, Cu 6, Mg 4, Tİ3 and Mn 2 times impoverished. Especially the enrichment of Cr and Ni supports intrusive-magmatic thesis on the ore genesis.

All the investigated elements, expect Cr, Mo and V show lognormal distributions* These can be considered as important indications to a intrusive-magmatic origin»

I The correlation and regration analysis show significant positive correlations beetwen Co-Zn, Pb-Zn, Cr-(Ni+V), Mo-Mo/Sn and Mg-Mg/Co. Those relations are to be seen only in magmatic diiferetiatiions. These results indicate that the apatite bearing-magnetite ore deposit of Avnik as intrusive-magmatic ore deposit.

GİRİŞ

%

Demir cevherlerinin aramasında köken, inceleme çalışmalarının kapsamını belirler. Ona göre jeokimyasal çalışmaların kapsamında demirin yanında Na, K, S, P, Cu, Pb, Zn, Ni, Cr, As ve V da tayin edilirler. Zira demir minerallerinin kristal kafesine kökensel tipine göre Fe³⁺ yerine Al³⁺ (götütte), Fe²⁺ yerine Mn²⁺ (sideritte) ve Ti²⁺ (leptokloritte) geçebilmektedir (Bottke, 1981, Hegemann ve Albrecht, 1954), Demir cevherinin kökenine göre değişen bu elementlerin miktarı ilerdeki işlemler için belli sınırların aşılması halinde zararlı görülmektedir. Örneğin Ti, Cr ve Ni en çok likit magmatik demir yataklarında bu-

İlmektedirler, Bunlardan Ti'm % 6'ya* G^CVün % 11 ve Ni'nin de % 0,5'i geçmemesi istenir. Bu nedenlerle demir cevherlerindeki yan ve iz elementler özellikle önemlidir.

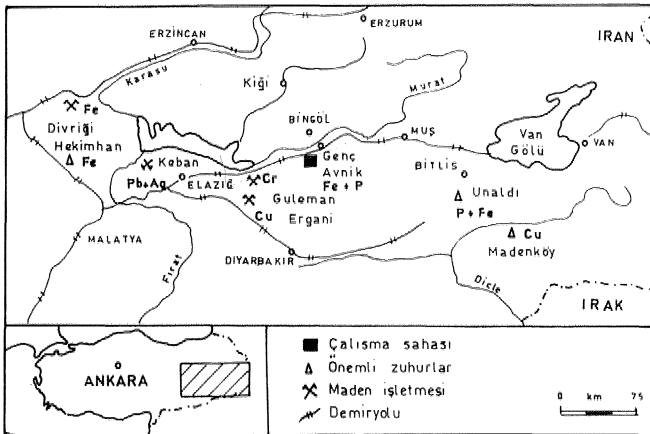
Demir yatakları doğada gerek köken ve gerekse yapısal olarak çok çeşitlidir. Jeokimyasal yaygınlığı nedeniyle her çeşit yatak tipine rastlanmaktadır. En yaygın ve önemli demir cevheri olan manyetit (% 72.4 Fe), ince dağılım halde hemen hemen her kayada, özellikle gabro, diyorit ve diyabaz gibi bazik derinlik kayalarında bulunmaktadır. Kübik kristal yapıya sahip, siyah renkli, mat, yaklaşık 5 g/cm³ yoğunluğunda ve en güçlü ferromanyetik özelliğe sahip bulunan manyetit, yapay olarak da elde edilmektedir.

Son 40 yılda Türkiye demir cevheri üretimi yaklaşık 10 kat (500 000 t'dan 5 mil t'a) artmasına rağmen, demir ihtiyacı, üretimi aşarak 1968 yılından bu yana demir cevheri ithal edilmektedir (yakl. % 30 oranında), İşletilebilir demir cevheri rezervleri ise, Hasan Çelebi zuhurları dahil, yaklaşık 1.5 milyar t civarında bulunmaktadır (DPT, 1988),

Türkiye'deki demir yataklarının çoğu ekonomik çalışmamaktadır. Zira işletilen yatakların birçoğu düşük Fe tenörlüdür ve S, As, P gibi zararlı elementler içermektedir. Dolayısıyla işletilmeleri pahalı ve zenginleştirilmeleri sorunlu olmaktadır. Genel olarak önemli donatım ve yedek parça için gerekli döviz eksikliği veya bunları üreten sanayinin ülkede bulunmaması nedenleriyle maden yatakları yetersiz incelenmekte ve işletmeler küçük tutulmaktadır.

Türkiye demir madenciliği, yataklarının çokluğu, küçüklüğü ve demir içeriğinin düşüklüğü ile tanınmaktadır. Bilinen yaklaşık 1200 zehir değişik jenetik tipleri temsil etmektedir. Bunların çoğu Anadolu'nun genç tektonik birliklerinde, örneğin Torid'lerde Malatya, Sivas, Kayseri ve Adana ile Analolid'lerde, Çanakkale ve Balıkesir demir yatakları bölgesinde yer almaktadır.

Anadolu'nun tüm büyük tektonik birliklerinde çok sayıda kristalin masif de bulunmaktadır. Bunlardan demir yatakları bakımından Bitlis Masifi en ümitli görülmektedir. Batıda Bingöl'den, doğuda İran sınıma kadar uzanan Bitlis masifi, yaklaşık 300 km uzunluğunda ve 50 km genişliğinde bir metamorfik kuşak oluşturmaktadır. Bitlis Masifi'nin batısında yer alan Avnik apatitli demir oluşukları (Şekil 1), kesin ve muhtemel rezervleri ile 34 mil t (% 48.2 Fe ve % 1.4 P₂O₅) Türkiye için önemli bir demir cevheri potansiyelini teşkil etmektedir. Elverişsiz örtü tabakası/cevher oranı (yakl 4:1), yüksek P tenörü ve eksik altyapı nedenleriyle oluşuğun ekonomik işletilmesi şimdilik mümkün görülmemektedir.



Şekil 1 Yer Bulduru Haritası.

Figure 1 Location Map.

Magmatik intrüziv olarak tanımlanan orta büyüklükteki Avnik apatitli manyetit yatağında fizibilite etüdlerinin ve onları izleyecek değerlendirme çalışmalarının yapılabilmesi için gerekli temel incelemeler şimdiye kadarki araştırmalarla tamamlanmıştır. Benzer araştırma ve inceleme yöntemleri Bitlis Masifi'nin diğer zuhurlarında da uygulanabilecektir.

Bu çalışma, konunun önemi dikkate alınarak Avnik'te şimdiye kadar yapılmış bilimsel araştırmalara katkıda bulunmak, ileride yapılacak çalışmalara temel oluşturmak ve konuyu güncel tuınak amacıyla hazırlanmıştır. Bunun için Berlin Teknik Üniversitesi Maden Yatakları Enstitüsü'nün 1980-85 yılları arasında yapılan ve o zaman sadece daha bolca bulunan elementlerin jeokimyasal açıdan yorumlandığı manyetit analizlerinin iz element değerleri burada ayrıntı olarak jeokimyasal yöntemlerle yorumlanmakta ve jcoistatistiksel irdelenmektedir. Mo, Sn ve Pb gibi ender iz elementler ise, ilk defa bu çalışmada incelenmektedirler,

JEOLJİK VE MİNERALJİK GÖZLEMLER

Avnik bölgesinde Bitlis Masifi'nin metavolkanitleri, granitoidleri, mikaşist ve mermerleri yaygın biçimde yüzeyler. Kristalin kayaların güneyinde Krcase-Eosen völkaniüerinden ve kkeçtaşlanndan meydana gelen Lice Formasyonu yer almaktadır. Kuzeyde ise, Tersiyer volka» niüeri bulunmaktadır.

Metamorfik kayalar alt ve üst seri diye ikiye ayrılmaktadır (Erdoğan, 1982). Alt seri, metavolkanit, gnays ve granitoidlerden, üst seri ise, mikaşist, kuvarsit ve mermerlerden oluşmaktadır (Şekil 2), inceleme bölgesinin en yaygın ve yaşlı kayaları 451±13 mil. yıl ile metavolkanitler kabul edilmektedir (Helvacı ve Griffin, 1983a). Güneydoğu-kuzeybatı doğrultusundaki koyu renkli bu kayalar, alttan üste doğru gnays, metavolkanit-metatüf VB metavolkanit-metaaglomeralara ayrılmaktadır (Şekil 2), Maden yatakları açısından metavolkanit-metatüoer önemlidir. Zira bunlar, Bitlis Masifi'nde cevherleşmelerin bağlı buldukları ve metavolkanit-metatüflerle ardalanmış amfibolit şistleri içerirler. Bunların değişik yoğunluklu cevherleşmeleri saçınımlı cevherden masif cevhere kadar değişen mineralizasyonlar göstermektedir. Diğer metavolkanitler ancak düşük tenörlü ve az yayılım gösteren cevherleşmeler içerirler.

Mineralojik olarak metavolkanitler albit ve ortoklâg gibi feldspat mineralleri ile, aktinolit, tremolit ve richterit gibi amfibol minerallerinden oluşmaktadır. Diğer önemli mineralleri kuvars, epidot, mika ve kloritlerdir. Az miktarda ülanit ve ortite de rastlanmaktadır. İkincil mineralleri martit, uralit ve karbonatlar teşkil cUnektedir (Çelebi, 1986, Erdoğan, 1982 ve Helvacı ve Griffin, 1983b).

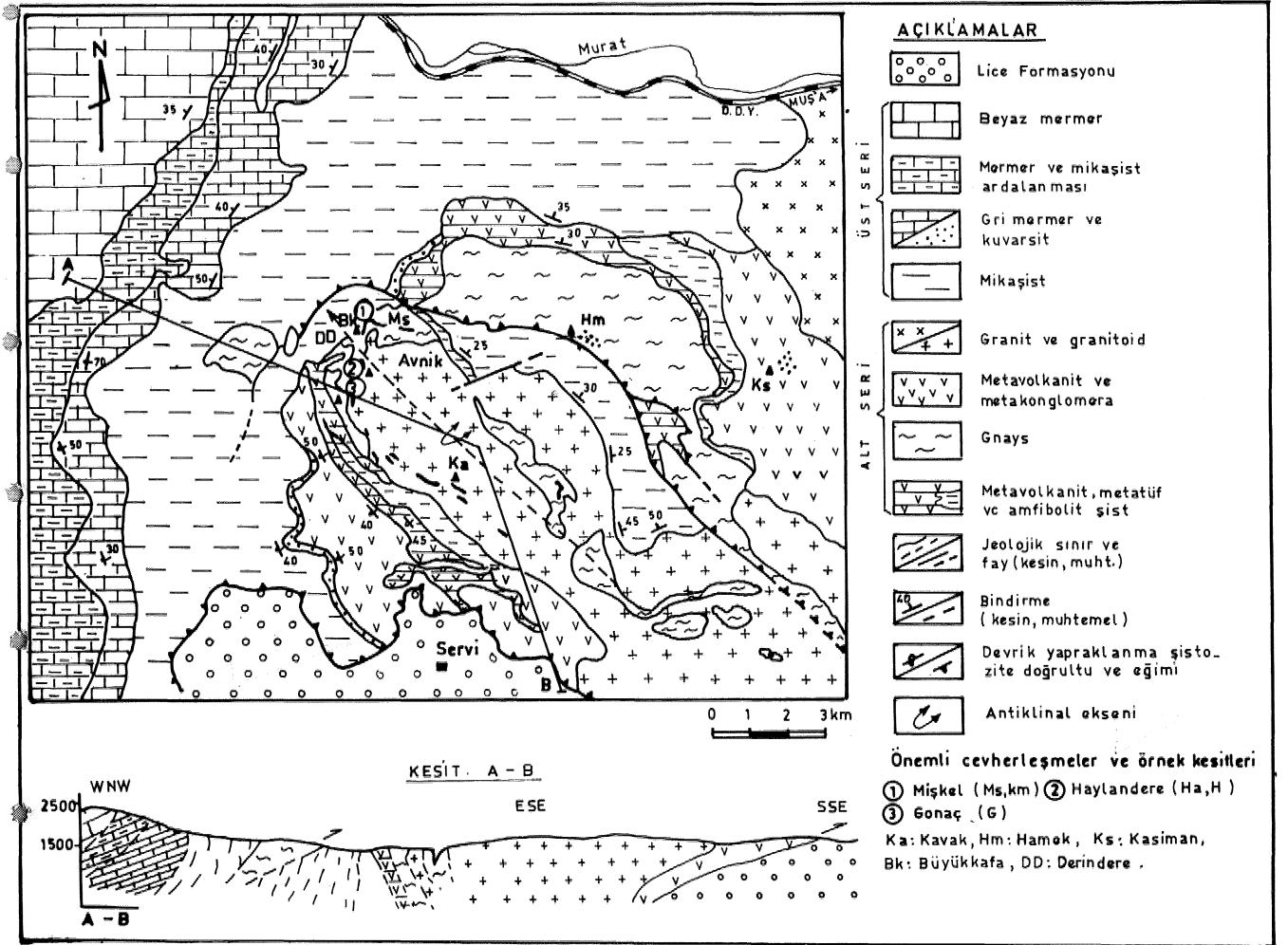
AVNİK MANYETİT OLUŞUKLARI

347±53 mil yıl ile Devon yaşlı sayılan granitoyitler, metavolkaniklere paralel güneydoğu-kuzeybatı yönünde uzanmakta ve yer yer inklüzyon veya eritilmiş metavolkanit parçalarını içermektedirler (Helvacı ve Griffin, 1983a). İyi gözlenebilir bir şistoziteye sahiptirler. En önemli mineralleri feldspat, kuvars ve mikalardır. Seyrek olarak epidot, titanit, manyetit, homblend ve apatite de rastlanmaktadır.

Üst serinin mikaşistleri uyumsuz olarak alt seri üzerine oturmaktadır. Çok iyi tabakalanma ve foliyasyon gösteren bu birimin dokusu, kepeğimsi veya lifli kloriüer ve mikalar tarafından belirlenmektedir. Diğer önemli mineralleri albit ve kuvarstır. Az miktarda karbonat, granat, manyetit ve hematit içerirler. Üste doğru Permiyen yaşlı gri mermerlerle ardalanana mikaşistlerden, tedricen kaim tabakalı, beyaz ve fosilsiz mennerlere geçilir. Bu rekristalize kireçtaşlanın ana mineralleri kalsit ve dolomittir. Çok az miktarda karışım halinde klorit ve mika da bulunmaktadır»

Avnik metamorfileri oldukça silişleşmiş ve özellikle metavolkanitleri albitlemişlerdir (Helvacı ve Griffin, 1983b). Bölgesel, kontakt ve retrograd metamorfizma geçirek déforma olmuşlardır (Çelebi» 1986). Üst serinin çökmesinden önce sadece alt seriyi etkileyen ilk rejyonel metamorfizmadan sonra granitoyüerin metavolkanitlere sokulumu şurasında ©n az bir kontakt metamorfizması meydana gelmiştir. Paleosen yaşlı Bairow tipi ve yeşil şist faşiyesinde ikinci bir rejyonel metamorfizma her iki seriyi de etkilemiştir. Bunun sonunda meydana gelen retrograd metamorfizma idiomorf, düzensiz ve zonlu yapı gösteren minerallerin ve ağısı cevherin varlığı ile ispatlanmaktadır (Helvacı, 1984a ve Çelebi, 1986),

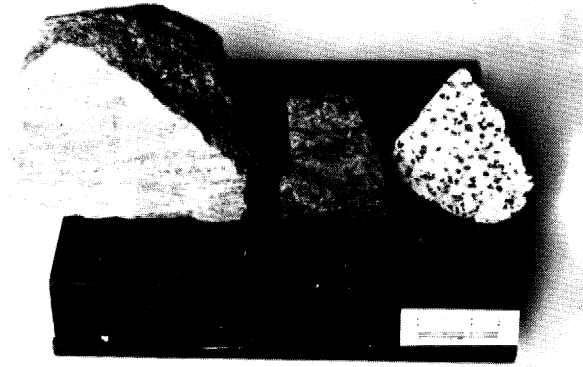
Çok sayıda antüinal ve senklinal, doğu bau yönünde birbirine yaklaşık paralel uzanan bindinne fayları ile daha genç bir kırılma tektoniği Avnik Bölgesinin tektonik yapısını belirlemektedir. Kıvrımlanmaya neden olan birin-



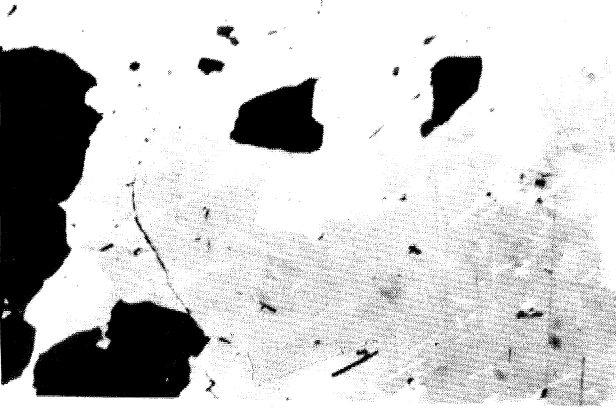
Şekil 2 Avnik ve yakın çevresinin jeolojik haritası ve kesiti (Erdoğan ve diğ., 1981'den; sadeleştirilmiştir).

Figure 2 Simplified geological map and cross-section of the Avnik region. Based on work of Erdoğan et al. (1981).

ci deformasyon üst serinin oluşumundan önce meydana gelmiştir. İki seriyi de etkileyen Paleosen yaşlı ikinci kıvrımlanma öncelikle bindirme faylarına neden olmuştur, Ana kıvrım (Gonaç Antiklinali) kuzeybatı-güneydoğu yönündedir (Erdoğan, 1982, Erdoğan ve Dora, 1983, Helvacı, 1983). Güneyde doğu-batı yönlü bindirme fayı boyunca kuzeydeki metaniorfik kitle 20 km'ye kadar Lice Formasyonu üzerine itilmiştir, İkinci bir bindirme fayı da buna paralel olarak kuzeyde yer almaktadır (Şekil 2). Bunlara ek olarak çok sayıda kırılma ile aktinolit şistlerin cevherli kırık ve çatlak sistemleri ile sayılabilir.

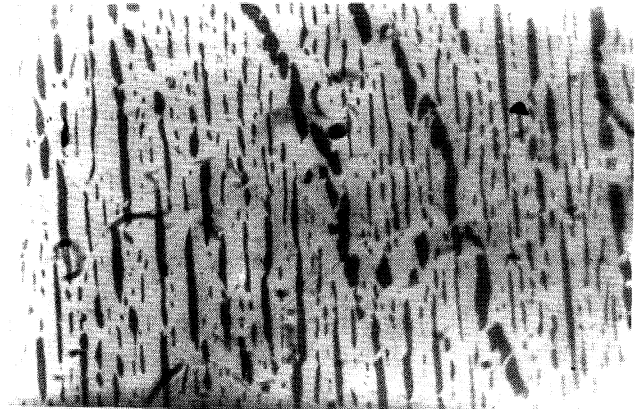


Şekil 3 Avnik'ten apatitli manyetit cevherlerinden örnekler. Soldan sağa: Bantlı, ağısı ve saçınımlı cevher tipleri.
Figure 3 Ore Samples from the apatite bearing magnetite of Avnik. From left to right: Banded, stockwork and disseminated ore types.

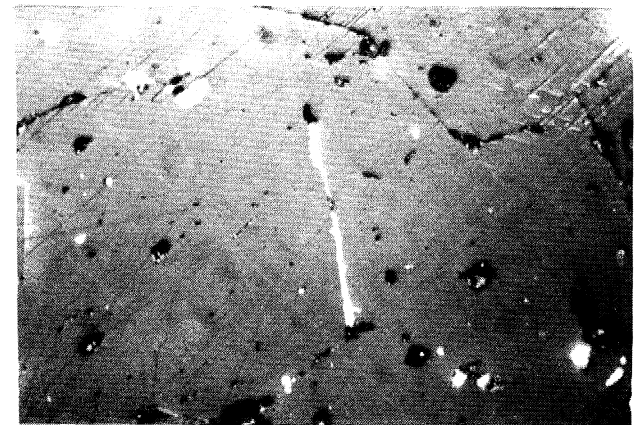


Şekil 4 Manyetitin tipik martitleşmesi ve hematit (açık gri). Martitleşme oktaedr yüzeylerine ve çatlaklara paralel olarak gelişmiştir. Koyu yerler gang mineralleridir. Çap. nic., 200x
Figure 4 Typical martitization of the magnetite with hematite (light gray) regularly along the octahedral faces (111) of the magnetite crystals (gray) and fissures which are developed netlike. The dark places gangue material or holes. Cr. nic., enlrg.: 200x

Avnik bölgesinde ana kıvrım kenarlarında ve yakın çevrelerinde çok sayıda manyetit-apatit zuhuru bulunmaktadır (Şekil 2). Bunların en önemlileri Mişkel Haylandere, Gonaç, Murdere ve Kavaktır, Cevherleşmeler aktinolit şistlere bağlı bulunmaktadır. Masif, bantlı, ağısı ve saçınımlı olarak dört cevher tipi ayırdedilmektedir (Şekil 3). Ekonomik öneme sahip cevher çeşitleri, manyetit ve florapatitten ibarettir, Kısmen martitleşme sonucu oluşan hematit de gözlenmektedir. (Şekil 4), Seyrek olarak titanit, rutil, alüminyum spinel (hersinil) ve ikenit de yer almaktadır (Şekil 5,6). Gang mineralleri olarak kuvars, aktinolit, epidot ve apaüt sayılabilir.



Şekil 5 Levhamsı ilmenit (gri) ve hematit (açık gri) katı karışımları. çap. nic., 450x.
Figure 5 Tabular exulsions of ilmenite (gray) and hematite (light gray). Cr. nic., enlrg.: 450x.



Şekil 6 Martitleşme (açık gri çizgiler) başlangıcı gösteren manyetit içinde hersinil ($FeAl_2O_4$, ortada açık gri çubuk) ve rutil (TiO_2 , sağ alt köşede açık noktalar). Koyu yerler: Çatlak ve boşluklardır. Yağda çap. nic., 200x
Figure 6 Hercynite ($FeAl_2O_4$, light gray, light lines in the center), rutile (TiO_2 , light dots at the right lower corner) in light martitized magnetite (gray) and Gangue material or holes (black). In oil, par. nic., enlrg.: 200x

AVNİK MANYETİT OLUŞUKLARI

Avnik apaütli manyetit oluşuklarının cevher içeren Kâyaçlan şimdi amfibolit şist olarak gözlenen bazaltik sokulumlardır (Çelebi, 1986). Tüm cevher zuhurları ve cevherleşme şekilleri aynı magmatik gelişmenin ürünleri olarak düşünölmektedir» Eşoluşumlu; saçmımlı* masif ve bantlı cevherlerin, magmatik ayrımlaşmadan ayrı ayrı meydana gelen manyetit, apatit ve silikat eriyiklerinin(mağmalarm) türevleri olduğu düşünölmektedir. Ardoluşumlu cevherleşme ise, retrograt metamorfizma ile aktinolit Üşüsürin çaiük ve kırıklarını dolduran ağısı cevherlerdir.

Avnik'teki oluşum olaylarının sentezi, alt serinin oluşmasından sonra bölgenin bir deniz ortamına çöküşünü göstermektedir (Erdoğan ve diğ., 1981 ve Çelebi, 1986), Burada politik sedimanlarm çökmesi ile üst serinin ana %ayaçlan, bunu takip eden yükselme sırasında da şimdiki mermerlerin ana kayaçları olan kkeçtaşlan oluşmuşlardır.

Bu senteze göre Avnik manyetiteli apatit yatağı, metamorfizmaya uğramış bir intrüziv magmatik yatak olarak tanımlanmaktadır (Helvacı, 1983, 1984a, b ve Çelebi 1986), Benzer yataklar olarak Kiruna4sveç (Frietsch, 1978.), metamorf olmayan Cerre de Mercado/Meksika (Young ve diğ., 1969) ve El Laco/Şili (Frutos ve Öyürzun, 1975.) yatakları sayılabilirler.

ANALİTİK İNCELEMELER

Analiz Yöntemleri

Jeokimyasal analizler için Avnik'in çeşitli yerlerinden (vŞekil 2) kesitler halinde serbest örnekleme ile alman 1-2 kg ağırlığındaki yaklaşık 150 manyetit örneğinin 45'inde 17 elemente özğü kimyasal analizler yapılmıştır. Analize hazırlamak üzere önce yarılanan örnekler, 200 tane boyuna öğütölerek yaş olarak elenmişlerdir. Manyetik ayırma ve lup altında ayıklamadan sonra bir agat öğütücüde analiz inceliğine kadar öğütölmüşlerdk« Ana ve yan elementlerin (Si, Al, Fe, Mg, Ca, Ti, V) analiz sonuçlan röntgen flöresans analizi, P spektral fotometre ve iz elementler (Mn, Cr, Ni, Co, Mo, Sn, Cu, Zn, Pb) ise, cmisyon spekrai analiz yöntemiyle saptanmışlardır. Kullanılan bu yöntemlerin hata oranı yaklaşık % ± 5 dolayında bulunmaktadır.

Manyetitin kimyasal bileşimi

Teorik olarak manyetit (Fe_3O_4) % 72,4 Fe f germektedir, (Rosier ve Lange, 1976), Bunun yaklaşık % 3'ü Fe^{2+} dan, % 67'si de Fe^{3+} dan ibarettir. Spinel strüktürü ve jeokimyasal özellikleri nedenleri ile manyetit» çok sayıda demir grubu elementi (Ti, Mn, V, Zn gibi) kristal yapısına bolca (% 2.5'a kadar) alabilmektedir. Cı, Ni ve Co gibi elementleri de ancak iz element olarak bünyesine kabul edebilir.

Avnik manyetitleri ortalama olarak % 67.46 Fe içermektedir. Teorik değerle olan yaklaşık % 51ik Fe farkı manyetit içindeki yabancı elementlerle karışımlar, silisik kirlenme ve mikro kapanımlardan ileri gelmektedir (Çizelge 1). Yapılan hesap ve karşılaştırmalardan karışımların iz element-Fe ilişkisini etkilemediği ve manyetite bağlı olmayan iz element miktarının hata payı içinde buldukları anlaşılmıştır. Bunların yanında Avnik manyetitleri çok sayıda *m* elementi nispeten yüksek oranlarda içermektedirler, Bunların bazıları, örneğin Cr, Cu ve Ni, standart sapmalarından anlaşılacağı gibi, çok dağımtırlar. Bu, örneklerin değişik cevher tiplerinden alınmalarından kaynaklanmaktadır. Dolayısıyla sapma katsayısının (standart sapma/ortalama değer) yüksek olduğuna işaret etmekte ve inceleme çalışmalarında sıkça örnek almayı gerektirmektedir.

Oksit	Ortalama değer (%)	Standart sapma (±)
Fe ¹⁾	67.46	2.04
SiO ₂	2.93	1.70
Al ₂ O ₃	0.32	0.28
MgO ²⁾	0.92	0.59
CaO	0.79	0.62
TiO ₂	0.23	0.24
P ₂ O ₅	0.53	0.46
MnO	0.05	0.03
V ₂ O ₃	0,13	0,05
Toplam oksit	99.08	
İz elementler [ppm]		
Cr	181	302
Co	25	11
Ni	155	138
Mo	9	3
Sn	66	6
Cu	9	11
Zn	272	108
Pb	131	51

Çizelge 1

Ayrılmış Avnik manyetitlerinin kimyasal analizleri ve standart sapmaları (n=45).

- 1) Toplam demir Fe olarak alınmıştır (% 93,18 FeaÖ^e tekabül eder),
 - 2) Mg'nin ölçülebildiği (Mg>1000 ppm) 32 örnek ortalaması,
- Table 1 Chemical analyses of separated magnetites from Avnik and their standard deviates (n=45 samples).
- 1) Total iron (coixesponds to 93,18 % FC3Ö4),
 - 2) The avarage of 32 samples (Mg> 1000 ppm).

İyon yarıçapları¹⁾ İyon içeriği [ppm] Z_a < mL(+) / FakM(-) kais³⁾
(6hkwd) Mmym® dada?)® Apatit(c) Clarke(ab) Apatit(ax)

Fe²⁺ (0.63)
+ Fe²⁺ (0.69) 674.000⁴⁾ 50.000 1.600 +13 +422

Ana elementler (öncelikle kısımlar ve kirlenmeler)

Al³⁺ 0.81 (-3) 1.700 81.300 2.900 -48 -1.7
Mg²⁺ 0.80 (+27) 5.500 20.900 1.600 -3.8 +3.4

Fe³⁺'nin (0.63) 674.600 50.000 1.600 +13 +422
yerine geçen iyonlar

Ti⁴⁺ 0.69 (+10) 1.400 4.400 134 -3.1 +10
Cr³⁺ 0.70 (+11) 181 100 44 +1.8 +4.1
V³⁺ 0.72 (+14) 870 135 87 +6.4 +10
Mo⁴⁺ 0.73 (+16) 9 1.5 +6
Sn⁴⁺ 0.77 (+22) 66 2 +33
Pb⁴⁺ 0.86 (+37) 131 13 14 +10 +9

Fe²⁺'nin (0.69) 674.600 50.000 1.600 +13 +422
yerine geçen iyonlar

Co²⁺ 0.73 (+6) 25 25 8 +1 +3
Mn²⁺ 0.75 (+9) 404 950 246 -2.4 +1.6
Ni²⁺ 0.77 (+12) 155 75 9 +2 +17
Cu²⁺ 0.81 (+17) 9 55 8 -6 +1
Zn²⁺ 0.83 (+22) 272 70 3.8

Çizelge 2

Avnik manyetitlerinin (n=45) iz element konsantrasyonları, Clarke ve apatit (n=32. Çelebi» 1992) değerlerine göre zenginleşme oranları»

- 1) 1 Å=0.1 nm, yarıçaplar Whittaker ve Muntus'tan (1970)
- 2) Clarke ve Washington (1924) ile Taylor'e (1964) göre
- 3) Zenginleşme oranı, manyetitteki bir iyon miktarının Clarke değerine veya apatitteki değerine bölümüdür. Bu bölümün tersi, manyetitteki miktarın daha az olması halinde, azalma (fakirleşme) oranıdır.
- 4) Clarke değerleri nedeniyle Fe²⁺ ve Fe³⁺ için toplam Fe miktarı alınmıştır.

Table 2

Trace element concentrations of magnetite (n=45) from Avnik and their enrichment factors in relation to Clarke and their values in apatites (n=32, Çelebi, 1992)

- 1) 1 Å=0.1 nm, radii after Whittaker and Muntus (1970)
- 2) Clarke and Washington (1924) and Taylor (1964)
- 3) Enrichment factor is the division of an element concentration in magnetite to Clarke or their content in apatite* The reciprocal value is the impoverishment factor, if the concentration in magnetite is lower
- 4) Total Fe content, because of Clarke for Fe²⁺ and Fe³⁺

Jeokimyasal yorumlama

Fe²⁺.Fe³⁺0.4 kimyasal bileşimi ile manyetit, genel formülü X²⁺Y³⁺+Ö4 olan "Spinel" grubuna girmektedir. İlk değerlikli katyonlar X²⁺ yerine normal spinelde Mg, Fe²⁺, Zn; üç değerlikli katyonlar Y³⁺ yerine de Al, Cr, Fe³⁺* ve Mn diyadok olarak birbirlerinin yerine geçebilmektedirler. Bu çok yönlü diyadok çok çeşitli minerallerin doğmasını ve yapılarına çok değişik elementlerin alınmasına neden olur. Manyetitte en yaygın örnek Fe²⁺ yerine Mg, Mn, Zn; Fe³⁺* yerine de Al, Cr, Ti ve V gibi elementlerin her zaman bulunmasıdır. Bunların ve daha az bulunan Ni, Co, Cu gibi diğer elementlerin konsantrasyon değişimi ile bağıntılarından, oluşum sırasındaki belli jeokimyasal kurallara uymaları nedeniyle, önemli ipuçları elde etmek mümkündür.

İncelenen manyetitlerin analiz sonuçları, tespit edilen elementlerin iyon yarıçapları, yükleri, Clarke ve apatitteki değerlerine göre zenginleşme oranları Tablo 2'de verilmiştir. Görüldüğü gibi burada ana elementlerden Al ve Mg Clarke değerlerine oranla oldukça seyrelmişlerdir. Bu seyrelme, ancak manyetitin saflaştırılması ile açıklanabilir. Kendi minerallerini oluşturan bu elementler, yankayaçta yoğunlaştıklarından, manyetitte daha bolca bulunmaları beklenemez, iz elementlerden sadece Ti, Mn ve Cu'nun Clarke değerlerine oranla azaldıkları apatitteki içeriklerine oranla da zenginleştikleri görülmektedir. Diğer elementlerin tümü hem Clarke, hem de apatitteki değerlerine göre zenginleşmişlerdir. Bu da diğer elementlerin Fe'nin yerine bolca geçtiğini göstermektedir. Bunlardan Pb, genel olarak Pb²⁺ (1,26 Å) olarak bulunmakta ve sadece 4lü koordinasyonla (1.02 Å) Fe³⁺'nin yerine geçebilmektedir. Zira &h koordinasyonla Fe'nin yerine geçmeyi tercih eder (Wedepohl, 1956)* Ancak oksidasyon koşullarının uygun olduğu ortamlarda Pb²⁺'nin kolayca Pb⁴⁺'ya yükseltgenmesi ve küçük iyon yarıçapı dikkate alınarak kurşunun burada Pb⁴⁺ iyonu ele alınmıştır.

Fe³⁺'nin yerine geçen iyonlar

Ringwood'a (1955) göre yakm büyüklükte yarıçapları olan iki elementten elektronegativitesi düşük olan element, kristal kafesine öncelikle alınır. Buna göre V³⁺ (0,72 Å, 1,35 V) eşit değerliği, yakın büyüklükteki iyon yarıçapı ve düşük elektronegativitesi ile Fe³⁺'nin (0,63 Å, 1,9 V) yerine en çok geçen elementtir (saklanma). Dolayısıyla manyetitin V içeriği apatitinkinden 10 kat, Clarke değerinden de 6 kat daha fazladır (Çizelge 2).

İyon yarıçapı Vanadyum'unkine göre Fe³⁺'nin yarıçapına daha yakın (+ % 11) olmasına rağmen Cr³⁺ (0,70 Å, 1,6 V), manyetitte Clarke değerine göre ancak 1,8 kat, apatite göre de 4, 1 kat zenginleşmiştir. Buna göre manyetit

AVNİK MANYETİT OLUŞUKLARI

apatite oranla 4 misli daha fazla Cr bünyesine alarak yoğunlaşmasını sağlamıştır. Öte yandan V^{3+} 'nin daha büyük iyon yarıçapına karşın Cr^{3+} 'dan daha fazla yoğunlaşması* ancak V^{3+} 'nın elektronegativitesinin (1,35 V) Cr^{3+} 'ninkinden (1,6 V) daha düşük olması ile açıklanabilir.

İyon yarıçapı + % 10 farkla Pe^{3+} 'nmkine en yakın olmasına rağmen, değerlik fazlalığından dolayı Ti^{4+} * (0,69 A, 1,6 V) manyetitte Clarke değerine göre 3 defa azalmıştır. Ancak apatite oranla 10 defa daha fazla Ti içermektedir, Ti^{4+} muhtemelen yankayaçta Al^{3+} 'nın yerine geçerek titanit olarak bileşik teşkil etmeyi tercih etmiştir. Amfibolit şistlerdeki % 0.65lik Ti konsantrasyonu bunu doğrulamaktadır (Çelebi, 1986).

Avnik manyetitlerinde 4 değerlikli diğer katyonlar Clarke değerlerine göre en çok zenginleşen iyonlardır (Çizelge 2). Bunlardan Sn 33, Pb 10 ve Mo 6 kat Clarke değerlerine oranla daha fazla bulunmaktadır. Apatite göre manyetitin Pb konsantrasyonu 9 kat daha fazladır* Sn ve Mo ise, apatitlerde tesbit edilmemiştir.

Bu iz elementlerin manyetitte yoğunlaşmaları, ancak manyetitin kristal yapısının elverişliliğine (spinel Struktur), iyon yarıçaplarının hem Fe^{3+} 'nin (0,63 A), hem de Fe^{2+} 'nin yarıçapına (0,69 A) yakınlığına, yüklerinin büyüklüğüne, elektronegativitesinin düşüklüğüne (Fe^{3+} : 1,9 V, Mo^{4+} : 1,6 V, Pb^{4+} : 1,8 V, Sn^{4+} : 1,9 V) ve uygun oluşum koşullarına (orta sıcaklık, yüksek basınç) bağlanabilir. Goldschmidt (1937) Kuralına göre yarıçaplarının büyüklüğü birbirine yakın iki iyondan büyük yüküsü diadok olarak tercihen yapıya bağlanır. Ancak yüklerin eşitlenmesi için kristal yapıya düşük yüklü başka bir iyonun girmesi gerekir, Örneğin; $2Fe^{3+} - \# Mo^{4+} + Fe^{2+}$ veya $2Pe^{2+} + Pb^{4+} \rightarrow Fe^{2+} + 2Fe^{3+}$ gibi. Bu iyonlar, manyetitin spinel yapısından dolayı, hem Fe^{3+} 'nin hem de Fe^{2+} 'nin yerine girebilmektedirler.

Öte yandan Ringwood'a (1955) göre benzer yarıçaplı iki iyondan düşük elektronegativitesi olan iyon diadok olarak tercih edilir. Buna göre Pb^{4+} (0,86 A, 1,8 V), Mo^{4+} (0,73 A, 1,6 V) ve Sn^{4+} (0,77 A, 1,9 V) Fe^{3+} 'ya (0,63 A, 1,9 V) tercih edilirler» Metamorfizma koşullarına özgü yüksek basınç ve orta sıcaklık da bu elementlerin manyetitin bünyesine girmelerini kolaylaştırarak önemli miktarda zenginleşmelerini sağlamıştır.

Fe^{2+} 'nm yerine geçen iyonlar

Clarke değerine göre zenginleşen diğer elementler Zn (3\$ defa) Ni'dir (2 defa). Kristal yapısından dolayı apatite zor girebilen Ni, manyetite 17 kat daha fazla alınmıştır, iyon yarıçapı, Fe^{2+} 'nin iyon yarıçapına (0,69 A, 1,8 V) %22 daha büyük olan Zn^{2+} iyonu (0,83 A) daha düşük elektronegativitesi (1,6 V) nedeni ile manyetite öncelikle

alınmıştır, Zn'nun, Ni'e göre magmada olasılıkla daha çok bulunmasından ve elektronegativitesinin düşüklüğünden dolayı manyetitte daha çok zenginleşmiştir. Toplam cevher analizlerinin (Ni: 88 ppm, Zn: 181 ppm) gösterdiğine göre bu iki element de büyük ölçüde manyetitin bünyesine alınmışlardır.

İncelenen manyetitlerde Co konsantrasyonu Clarke değeri dolayında bulunmaktadır. Ancak apatitteki içeriğine göre 3 kat zenginleşmiştir. Buna karşın Mn ve Cu Clarke değerine göre sırasıyla 2,4 ve 6 defa lakirleşmişlerdir. Manyetitteki Cu, apatitle yaklaşık aynı ortalama değeri vermektedir, Mn ise 1,6 kat daha fazladır. Amfibolit şist ve toplam cevher analizlerindeki Mn miktarlarının (1100 ve 1000 ppm Mn) olduğu saptandığına göre bu elementlerin öncelikle Fe-Mg minerallerine, örneğin aktinolite, bağlandıkları düşünülmektedir, Mn/Fe-Mn pozitif korelasyonu (Şekil 8) Mn'in ayrışmanın son fazlarında Fe'e oranla zenginleşmesi de bu tezi desteklemektedir,

JEOİSTATİSTİK İNCELEMELER

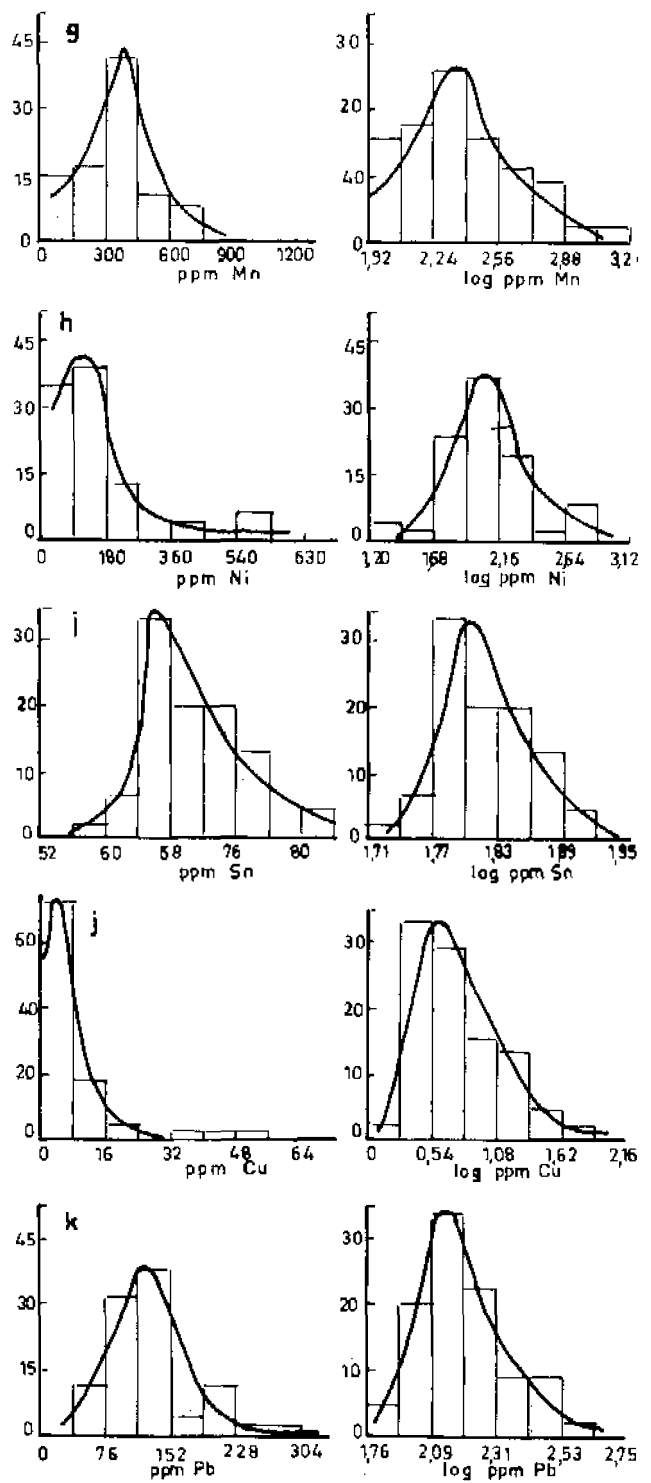
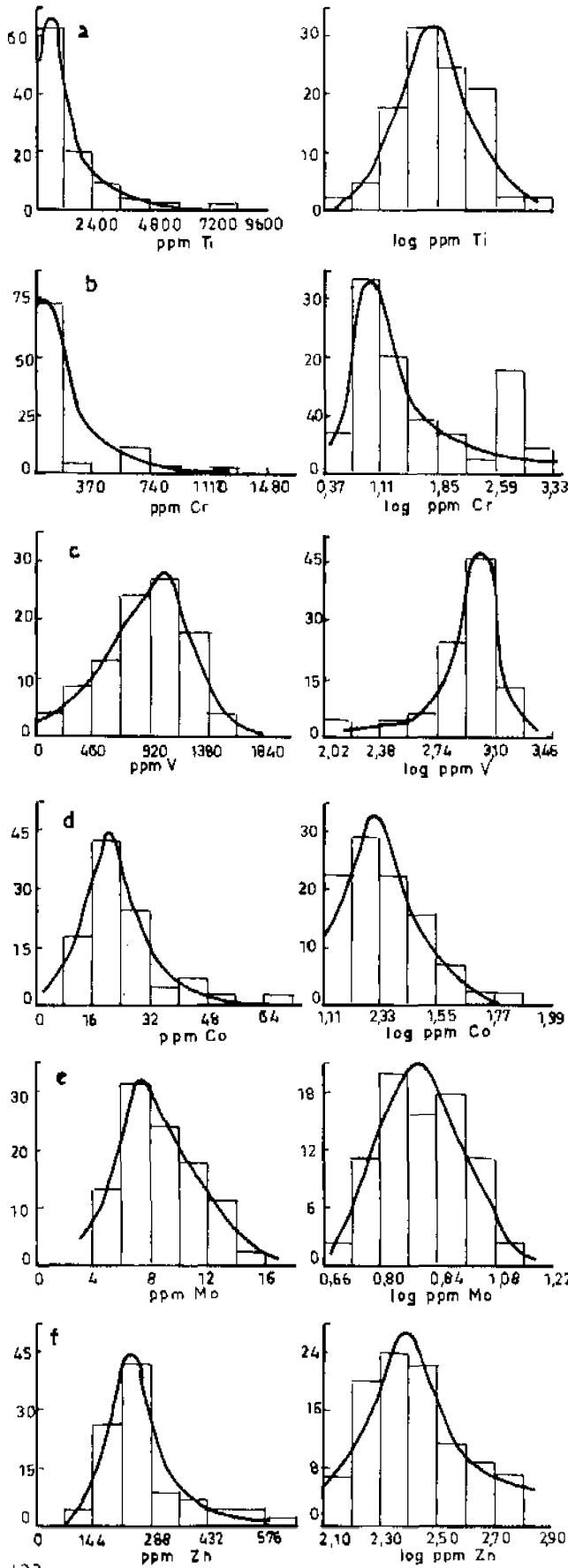
Elementlerin sıklık dağılımları örnek sayısına, alındıkları yerlerin ve noktaların durumuna bağlıdır (Ahrens 1966). Burada 45 manyetit örneğinin Çizelge 2'de gösterilen elementlerinin ilişkileri incelenecektir, Örneklerin alındığı yerler, Avnik'te büyük yayılım ve değişik derişimdeki manyetit ve apatit cevherleşmeleri gösteren zuhurlarda açılan, çoğunlukla sondaj, yarma ve kısmen de noktaları temsil eder (Şekil 2), Şimdiye kadar yapılan çalışmalar, değişik zuhurların aynı özellikte cevherleşmeler içerdiklerini, ancak sadece yapısal farklılık gösteren cevher tipleri olduklarını göstermektedir (Çelebi, 1986; Helvacı, 1984a ve b; Erdoğan ve Dora, 1983). Yapılan testler, değişik zuhurlardan alınan örneklerin iz element içeriklerinin bir bütünlük içinde incelenebileceğini göstermektedir. Buna dayanarak tüm örnekler bir küme olarak ele alınmıştır, İstatistiksel dağılım için gerekli sütun sayısı i ve bunların sınırları k: $i=1+3,32 \cdot \log n$ ve $k=X_{max} - X_{min}/i$ Sturge formülü ile hesaplanmıştır (n: örnek sayısını, X: max. ve min. uc değerleri gösterir). Ortalama değerler, bunlara ait standart sapmalar, tepe (mod) ve ortanca (medyan) değerleri normal jeostatistik çalışmalarında yer alan formüllerle hesaplanmıştır.

Sıklık dağılımı

Avnik'teki iz elementlerin sıklık dağılımları bir loğaritmik normal (log normal) dağılım sergilemektedir (Şekil 7), Log normal dağılım özellikle magmatik kayac ve mineraller için karakteristiktir (Ahrens, 1954a, b ve Rodionov, 1964), Ayrışmanın normal koşullarda gerçekleştiğini ve ikincil etkenlerin, örneğin metamorfizmanın, önemli

Örnek yüzdesi

Örnek yüzdesi



Şekil 7 İz elementlerin sıklık dağılımları.
Figure 7 Histograms of the trace elements distribution.

AVNİK MANYETİT OLUŞUKLARI

rol oynamadığını ortaya koymaktadır» David'e (1977) göre logaritmik normal dağılım» magmatik ayrılaşmanın ve elementlerin ağırlıklı olarak belli minerallere bağlanmalarının sonucudur,

incelenen elementlerden sadece V bir negatif e^{-m} (sağ asimetri) göstermektedir, Diğer elementler pozitif eğimlidir (sol asimetrik, Tablo 3 ve Şekil 7), Asimetri ve log normal dağılım, elementlerin istatistiksel dağılımlarının ve dinamik denge durumunun bir sonucu olduğunu gösterir (Smirnov, 1963). Ayrıca pozitif eğim, mineraldeki element oranlarının düşük değerlerinin çoğunlukta olduğuna işaret etmektedir (fakir element tipi)* Dolayısıyla Avnik manyetitlerindeki iz elementler, çeşitli olmakla beraber, oranları yüksek değildir. Sadece V, Fe'e olan jeokimyasal yakınlığı ve magma bileşimi nedeniyle, bir istisna teşkil etmektedir (Şekil 7 ve Çizelge 3),

Mo ve Sn dışındaki elementlerin tümü standart dağılım eğrisinden (çan eğrisinden) daha sivridir (Çizelge 3). Bu elementlerin analiz değerlerinin çoğu belli konsantrasyon aralıklarında yoğunlaşmışlardır. Yassılık gösteren V, Mo ve Sn elementlerinin oranları daha düzenli bir istatistiksel dağılım göstermektedir.

Bu elementlerin standart sapma/ortalama değer oranları (varyasyon katsayısı) da küçüktür (V: % 39, Mo: % 30 ve Sn % 9). En büyük varyasyon katsayısı Cr (% 166) ve Ti'da (% 100) görülmektedir. Bu, Cr'un özellikle saçımmh manyetitlede yoğunlaşması ve Ti'nin da özellikle ağısı cevher»lerde zenginleşmeleri veya manyetit içindeki örneğin titanik mikro kapammlanya açıklanmaktadır (Helvacı, 1984b, Çelebi, 1986).

İncelenen m elementlerin olasılık kağıdındaki dağılım»lan da nümerik ve logaritmik dağılımları genellikle uyumlu görülmektedir. İz element dağılımının log normal dağılım olduğu kümülatif logaritmik sıklıklarının doğrusal dağılımlarından anlaşılmaktadır (Şekil 8), Nümerik kümülatif dağılımları normal dağılım gösteren elementler sadece Cr, Ve Mo'dir (Şekil 8 a, c). Zenginleşen veya fakirleşen elementlerin dağılımları aym eğilimi göstermektedirler.

Korelasyon ve regresyon analizi

Avnik'te çok sayıda element çiftinin ilişkisi magmatik gelişmenin yasalarına uygunluk göstermekte ve saha gözlemleri ile bütünleşmektedir. Örneğin manyetit cevherindeki Fe ve P arasındaki negatif korelasyon (Çelebi, 1986), aynı zamanda arazide gözlenen masif manyetit apatit ve silikatsız veya bunlarca çok fakir olması gibi özelliklerle bütünleşmektedir.

Manyetit, kristal yapısı nedeniyle çok sayıda element kristal yapısına alabilmektedir. Öncelikle oluşum ısısı ta-

rafından hplklenen fen elementlerin belirtken korelasyonu, süstitüsyon için Wr kontrol faktörü olan iyon yarıçaplarının benzerliğinden kaynaklanmaktadır (Çizelge 2).

Çizelge 4'te incelenen elementler arasındaki korelasyon katsayılarından anlaşıldığı gibi, özellikle Fe²⁺¹ nın yerine geçen elementlerden Co-Zn, Co-Pb, Pb-Zn ve Cu-Ti iyi korele olmaktadır (Şekil 9a, b), Goldschmidt Kuralına göre yarıçaplarının büyüklüğü birbirine yakın, ama farklı iyon yüküne sahip iki elementten büyük yüklü tercih iyon kafesine alınır. Dolayısıyla manyetit kristal yapısına Pb^{4*} (0,86 Å), Fe^{3+f} ye (0,63 Å) öncelikle alınır. Yük farkını gidermek için kristale Pb^{4m} + 2Fe²⁺ -> 2Fe³⁺ + Fe²⁺ denklemine göre Fe²⁺¹ mın bağlanması gerekmektedir. Aynı teorik esaslara göre Pb⁴⁺, Co²⁺ (0,73 Å, 1,8 V) ve Zn²⁺ nın (0,74 Å, 1,6 V)'de yerine dörtlü koordinasyonla geçebilir. Bu gelişme matematiksel olarak pozitif korelasyon şeklinde görülür (Çizelge 4), Ayrıca çinko elementinin tercihen Co ile birlikte spinel strüktürlü magmatik Fe minerallerine girdiği de bilinmektedir (Wedepohl, 1956 ve Scharbert 1984) Şekil 9c'deki Pb-(Co+Zn) arasındaki belirgin pozitif korelasyon Pb, Co ve Zn arasındaki bu ilişkiyi doğrulamaktadır, Cu-Ti pozitif korelasyonu da aynı esaslara bağlanmaktadır. Zira Ti⁴⁺ (0,69 Å) Fe³⁺¹ nın (0,63 Å) yerine, Cu²⁺ (0,81 Å) de Fe²⁺¹ mın (0,69 Å) yerine geçerek manyetit kristal yapısında paralel yoğunlaşırlar.

Magmatik ayrılaşmaya işaret eden diğer buluntulara Mo-Mo/Sn ve Mg-Mg/Co korelasyonları örnek verilebilir (Şekil 9d, e)* Ringwood'ın (1955) "yarıçapları yakın büyüklükteki elementlerden düşük elektronegativitesi olan elementin öncelikle kristal yapıya alınması" prensibine göre Mo³⁺ (0,73 Å, 1,6 V) Sn^{4+f} ya (0,77 Å, 1,9 V) oranla daha çok manyetite bağlanarak ayrılaşmanın sonuna doğru magmadaki Mo/Sn oranının küçülmesine neden olur. Magmada azalan Mo konsantrasyonuna paralel olarak Mo/Sn oranı da küçülür ve böylece Mo-Mo/Sn pozitif korelasyonu ortaya çıkar (Şekil 9d). Aynı esaslara dayanan Mg-Mg/Co pozitif korelasyonu bu ilişkiyi kanıtlamaktadır (Şekil 9e, Mg²⁺; 0,80 Å, 1,2 V ve Co^{2*} : 0,73 Å, 1,8 V).

SONUÇ

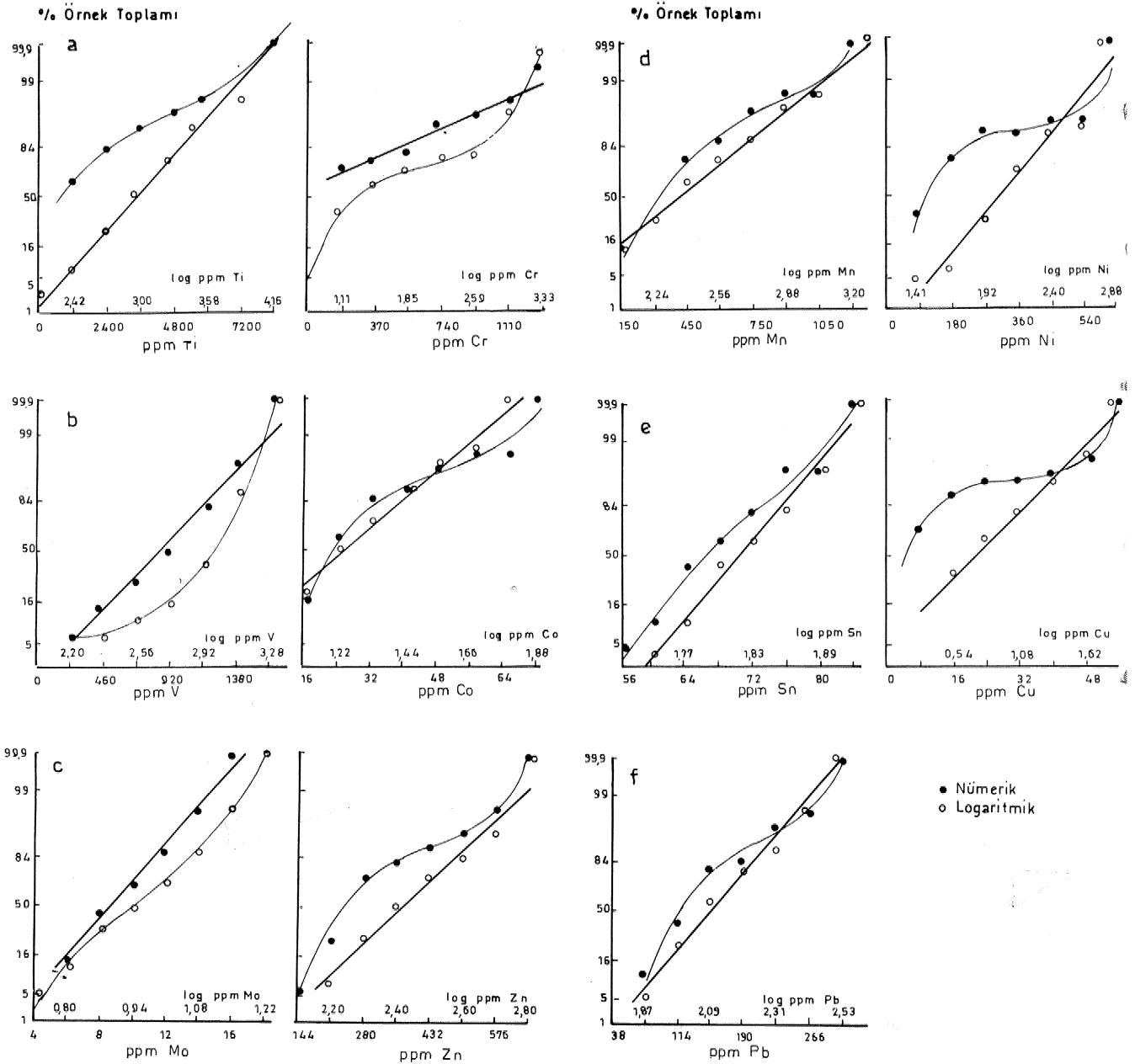
Burada bulunan jeokimyasal ve jeostatistiksel sonuçlar, Avnik manyetit oluşuklarının mtmziv magmatik kökeni ile ilgili tözleri doğrulamaktadır, (Çelebi, 1986 ve 1992; Helvacı, 1983, 1984a ve b). Şimdiye kadar yapılan araştırmaların sonucuna dayanarak en az bir kez metamorfizma geçirmiş, Kıruna tipi (tsveç) bir intrüziv magmatik yatak olarak tanımlanabilir. Bundan sonra Bitlis MasÜTnde ve Avnik yöresinde yapılacak arama ve inceleme çalışmalarında Fe, P ve As'in yanında (Çelebi, 1992) Sn ve kısmen de Mo ile Pb izsürücü element olarak kul-

lanılabilirler, Gerçekleştirilen inceleme çalışmaları bir fizibilite etüdünün yapılmasına yeterli görülmektedir (Çelebi, 1989), Kurulacak maden işletmesi ve ona bağlı yan tesisler (örneğin fosforik ve flüorik asit üretimi gibi) endüstri bakımından fakir olan Bingöl yöresinin ekonomik kalkınmasına büyük katkı sağlayacaktır,

KATKI BELİRTME

Bu çalışmada Berlin Teknik Üniversitesi'nde hazır-

lanan doktora tezi analiz verileri esas alınmıştır. Araştırmalar sırasında yardımlarını esirgemeyen Berlin Teknik Üniversitesi Maden Yatakları Enstitüsü'nün tüm elemanlara ve doktora çalışmalarına mali destek sağlayan MTA Genel Müdürü S* Sancar'a teşekkür borçluyum. Verimli tartışmaları, yayını gözden geçirmesindeki katkılarından ötürü A, Sağıroğlu'na (FÜ) ve şekilleri temize çeken sayın D, Yılmaz'a (FÜ) çok teşekkür ederim.



Şekil 8 Olasılık kağıdında kümülatif iz element dağılımları.

Figure 8 Cumulative trace element distributions plotted on probability paper.

AVNİK MANYETİT OLUŞUKLARI

DEĞİNİLEN BELGELER

Ahrens, L.H., 1954a, The lognormal distribution of the elements (1), Geochim. et Cosmochim. Acta 5,49-73»

Ahrens, L.H., 1954b, The lognormal distribution of the elements (2), Geochim. et Cosmochim. Acta 6, 121-131,

Ahrens, L.H., 1966, Element distribution in specific igneous rocks-VIII, Geochim. et Cosmochim. Acta 30,109-122.

Çelebi, H., 1986, Die Genese der Magnetit-Apatit-Lagerstätte Avnik, Prov. Bingöl/Ost-Türkei und ihre wirtschaftsgeologische Bewertung, 214 s» yayınlanmamış doktora tezi, Berlin Tetnik Üniversitesi,

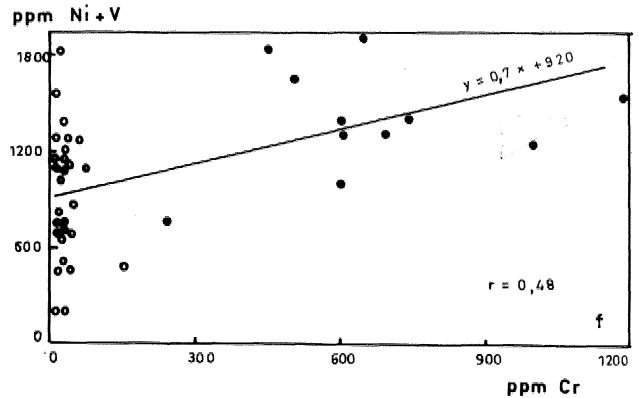
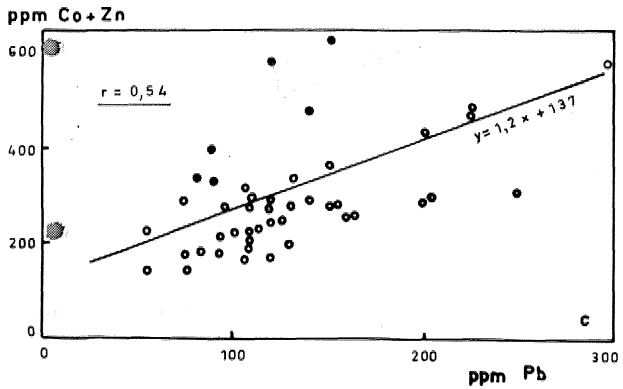
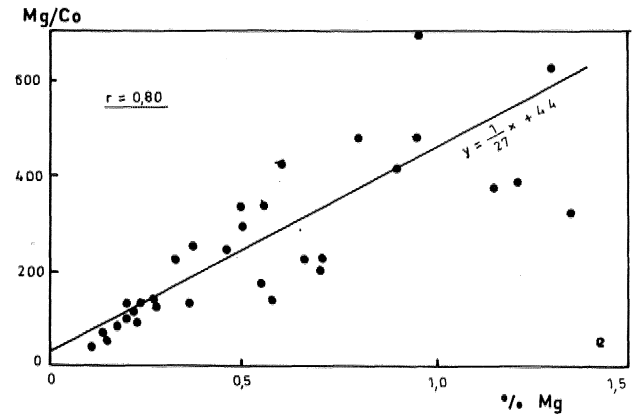
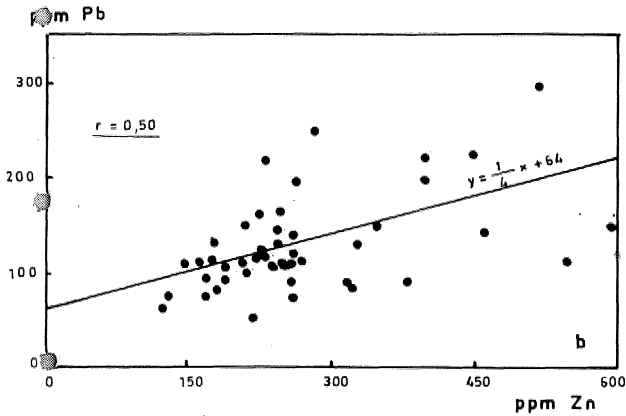
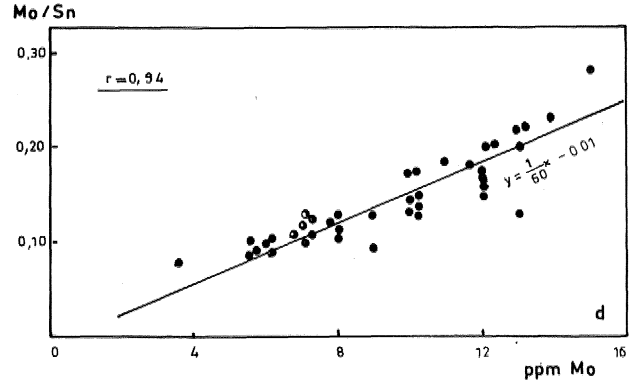
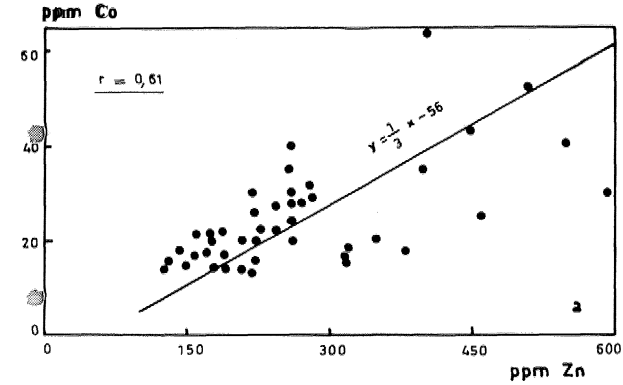
Çelebi, H., 1989, Ansätze zur rohstoffwirtschaftlichen Bewertung der Magnetit-Apatit-Lagerstätte Avnik/Ost-Türkei. Erz-metaU 42 (2), 78-85.

Çelebi, H., 1992, Geochemie des metamorphen Fluorapatits von Avnik, Ost-Türkei. Chemie der Erde 52, 115429.

Clarke, E.W., ve Washington, H.L., 1924, The composition of the earth's crust Mason, B.* ve Moore, C.B., 1985, Gmzdüğe der Geochemie'de: Enke Verl., Stuttgart, 340 s,

David, M., 1977, Geostatistical ore reserve estimation. Elsevier Sci. J. Publ. Camp. 3d.2, Amsterdam, 364 s.

DPT (Devlet Planlama Teşkilatı yayınlıyın), 1988, Demir



Şekil 9 Manyetitlerdeki bazı önemli elementler konsantrasyonu arasındaki korelasyonlar (değerlerdeki saçılmalar değişik cevher tiplerinden kaynaklanmaktadır).

Figure 9 Correlations between concentrations of important elements in magnetites (the scattering of values causes the different ore types).

Element (ppm)	Min. c/s=r	Arit otal	Max. d#r	Tepe (mod)	Ortanca (medyan)	Eğim (+/-)	Sivrilik (+/-)
Ti	100	1400	8000	800	900	+2.53	+7.57
Cr	5	181	1200	16	17	+1.75	+2.04
V	100	870	1600	1000	900	-0.19	-0.02
Co	13	25	65	20	21	+1.39	+2.23
Mo	5	9	15	7	8	+0.43	-1.81
Zn	130	272	600	225	245	+1.31	+1.26
Mn	100	404	1100	330	360	+0.54	+1.90
Ni	16	155	600	100	110	+2.06	+3.44
Sn	54	66	80	64	65	+0.29	-0.01
Cu	1	9	55	3	4	+2.37	+5.98
Pb	55	131	300	114	120	+1.23	+1.48

Çizelge 3 İz element sıklık dağılımlarının önemli parametreleri (Pozitif eğim; Sol asimetrik, negatif eğim: Sağ asimetrik dağılım: pozitif sivrilik: Standart çan eğrisinden yüksek, negatif sivrilik; Standart çan eğrisinden yassı demektir, n=45).

Table 3 Important parameters of trace elements distributions (Positive skewness: Left asimetric, negative skewness: Right asimetric distribution* Positive kurosis: Higher than standart normal curve, negative kurosis: Flater than standart normal curve, n=45).

Çelik Hammaddeleri, DPT yayın no.: 2126, Ankara, 250 s.

- Erdoğan, B., 1982, Bitlis MasiJinde Avnik (Bingöl) yöresinin jeolojisi ve yapısal özellikleri. Yayınlanmamış doçentlik tezi, 106s., Dokuzeylül Üniv., İzmir.
- Erdoğan, B. ve Dora, O. (X 1983, Bitlis Masifi apatitli demir yataklarının jeolojisi ve oluşumu, TJK Bülteni, C. 26, 133-144.
- Erdoğan, B., Dora, O. Ö., ve Helvacı, C., 1981, Avnik (Bingöl) yöresi apatitli demir yataklarının jeolojisi ve oluşumu. Yayınlanmamış rapor, Dokuzeylül Üniv., İzmir, 80 s.,
- Frietsch, R., 1978, On the magmatic origin of the iron ore of Kirana type. Econ. Geol. 73,478-485.
- Frutos, J. J. ve Oyurzun, M. J., 1975, Tectonic and geochemical evidence concerning the genesis of El Laco magnetite lava flow deposits, Chile. Econ. Geol. 70, 988-990.
- Goldschmidt, V, M., 1937, The principles of distribution of chemical elements in minerals and rocks. Rösier, H, J, ve Lange, H., 1976. Geochemische Tabellen'de: Enke Verl., Stuttgart, 674 s.
- Hegemann, E ve Albrecht, F., 1954, Zur Geochemie oxydischer Eisenerze. Chemie der Erde 7,81-103,
- Helvacı, C., 1983 Bitlis Masifi Avnik (Bingöl) Bölgesi metamorfik kayalarının petrojenezi, TJK Bülten, C, 26, 117-132.
- Helvacı, C., 1984a, Bitlis Masifi Avnik (Bingöl) yöresi apatitli demir yataklarının oluşumu, Jeol, Müh, 19,33-51
- Helvacı, C., 1984b. Apatit-rich iron ore deposits of the Avnik (Bingöl) region, southeastern Turkey. Econ. Geol. 79,354-371.-

Ti	1,00														
Cr	0.21	1.00													
V	0.05	0.38	1.00												
Co	-0.07	-0.13	0.23	1.00											
Mo	0.18	0.26	0.00	0.06	1.00										
Zn	-0.09	0.21	-0,19	0.61	0.12	1.00									
Mn	0.28	0.13	0.12	0.08	0.08	-0.15	1.00								
Ni	0,21	0,39	0.27	0.17	0.36	0.06	0.20	1.00							
Sn	0.18	-0.27	-0.21	0.28	-0.09	0.11	0.16	-0.17	1.00						
Cu	0.57	-0.09	-0.15	0.17	0.25	-0.03	0.25	-0.16	0.22	1.00					
Pb	0.05	0.01	0.06	0.69	0.06	0.50	0,23	0.17	0.20	0.08	1.00				
Ti															
Cr															
V															
Co															
Mo															
Zn															
Mn															
Ni															
Sn															
Cu															
Pb															

Çizelge 4 Manyetitte iz elementler arasındaki korelasyon katsayıları (n=45, belirtken korelasyon katsayısı $|r|>0.25$).

Table 4 Interelement correlation coefficients in magnetite (n=45, significant correlation coefficient $|r|>0,25$).

- Helvacı, C. ve Griffin, W, L., 1983a, Rb-Sr geochronology of the BiUis Massif. Avnik (Bingöl) area, S,E, Turkef. Geol Soc* London Spec. Publ 13,225-265,
- Helvacı, C. ve Griffin. W. U., 1983b. Metamorphie feldspatization of metavoleanics and granitoids, Avnik Area, Turkey. Cotr. Miner. Petrol. 83,309-319,
- Mason, B., ve Moore, C B., 1985, Grundzüge der Geochemie. Ferdinand Enke Veri, Stuttgart, 340 s.
- Ringwood, A. E., 1955, The principles governing trace element distribution during magmatic crystallization Geochim, et Cosmochim. Acta 7 part I: The influence of electronegativity, 189-202.
- Rodionov, D. A., 1964, Distribution functions of the element and mineral content of igneous rocks. Schroll, HI, 1976, Analytische Geochemie II'de: Enke Verl., Stuttgart, 374 s.
- Rosier, H, J, ve Lange, H., 1976, Geochemische Tabellen, Enke Veri., Stuttgart, 675 s.
- Scharbert, H, G., 1984, Einführung in die Petroioogie und Çjğ-cohemie der Magmatite I. Franz Deuticke Verl., Wien, 312 s,
- Schroll, E., 1976, Analytische Geosehemie II. Enke Verl., Stuttgart, 374 s,
- Smirnov, S, I., 1963, Statistical distribution of the concentrations of elements in natural waters. Schroll, E., 19%, Analytische Geochemie ITdeiEnke Verl., Stuttgart,374 s
- Taylor, S.R., 1964, Aundance of chemical elements in the continental crust: a new table. Mason, B, ve Moore, C B., 1985. Grundzüge der Geochemie'ae: Enke Verl., Stuttgart, 340 s.
- Wedepohl, K, H., 1956, Untersuchungen zur Geochemie#s Bleis. Geochim. et Cosmochim. Acta 10,69-148.
- Whittaker, E. ve Muntus, R., 1970, Ionic radii for use in geochemistry. Rosier, H, J, ve Lange, H., 1976, Geochemische Tabellen'de: Enke Veri, Stuttgart, 675 s.
- Young, E. Y., Myers, A. T., Munson, E., L., 1969, Mineralogy and geochemistry of fluorapatite from Cerro de Mercado, Durango/Mexico. US Geol Survey Prof, Paper 650-D, 84-93.

BAYBURT VE KOP DAĞLARI (KB ERZURUM) YÖRESİNDEKİ CALPIONELLID BİYOZONLARI (ÜST JURASİK-ALT KRETASE)

Calpionellid Biozonation in Bayburt and Kop Mountains (NW Erzurum) area (Upper Jurassic-Lower Cretaceous)

AŞKIN BURŞUK K.T.Ü. Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Emekli Öğretim Üyesi, İSTANBUL

ÖZ * Bu çalışmada Bayburt İli doğusu ile Kop Dağları'nda yüzeyleyen ve Üst Tithoniyen-Valanjiniyen zaman aralığını simgeleyen Calpionellidae Familyası incelenerek biyozonlar ayırtlanmış ve "Standart Calpionellid Zonlan" ile karşılaştırılmışım

Doktora ve Doçentlik çalışmalarında ölçülen stratigrafik kesitlerinden elde edilen örnekler incelenerek: Crassicollaria, Calpionella, Calpionellopsis ve Calpionellites olmak üzere dört adet Menzil Zonu; Crassicollaria intermedia (A), Calpionella alpina (B), Calpionella elliptica (C), Calpionellopsis simplex-Calpionellopsis oblonga (D) ve Calpionellites darderi (E) olmak üzere beş adet Bolluk Zonu; A1-A2-A-J* B1-B2? D1-D2-D3 ve %E² olmak üzere de on adet Alt Zon ayrılmış ve tanımlanmıştır*

Calpionellid biyozonların saptanmasında, bu grubun filojenetik evrimi önemli olduğundan biyozonlardaki tür toplulukları belirtilirken, türlerin değişen özelliklerine de değinilmiştir.

Telhisin çeşitli bölgelerinde bugüne kadar yapılan çalışmalar bir dünya haritası üzerinde gösterilmiştir. Bu çalışmada, Calpionellites darderi (E) Bolluk Zonu ilk olarak Ej-E2 alt zonlarına bölünerek incelenmiş ve Tethis'deki bazı lokaliteler ile çalışma alanındaki biyozonları karşılaştıran bir tablo hazırlanmıştır.

Planktik fosillerden olan Calpionellidlerin Tethis'deki paleocoğrafik dağılımından, bu grubun batiyal zonun derin ve ılık sularında yaşadıkları anlaşılmaktadır.

ABSTRACT*. In this work, biozones have been established and compared with "Standard Calpionellid Zones" based on the investigation of Calpionellidae in Upper Tithonian and Valanginian period locating between the Eastern Bayburt and the Kop Mountains.

The results of the examined samples obtained from the measured stratigraphic sections of the surveyed area during the studies for my Ph.D. and Associate Professorship as follows,

Four Range Zones consisting of Crassicollaria, Calpionella, Calpionellopsis and Calpionellites; five Acme Zones consisting of Crassicollaria intermedia (A), Calpionella alpina (B), Calpionella elliptica (C), Calpionellopsis simplex-Calpionellopsis oblonga (D) and Calpionellites darderi (E); and ten sub-zones consisting of A¹-A²-A^J B¹-B², D¹-D²-D³ and E¹ have been established and described.

In the establishment of Calpionellid Biozones, while stating species association in Biozones, because of the importance of evolution of Ullis group changeable morphologic features of species have also been taken into care.

A map of world showing the studies on different localities of tethys until today has been drawn*. In this particular work, Calpionellites darderi (E) Acme Zone has been investigated by being divided into Ej-E² subzones for the first time and a table comparing some localities in Tethys and Biozones in the study area has been prepared.

It has been realized through the paleogeographic distribution of Calpionellids -being a group of planktic fossil- in Tethys that this group lives in the warm water of bathyal zone.

GİRİŞ

İnceleme alanı, Bayburt-Erzurum arasındaki sadece İkinci Zaman çökellerini içeren bölgeleri kapsar (Şekül 1).

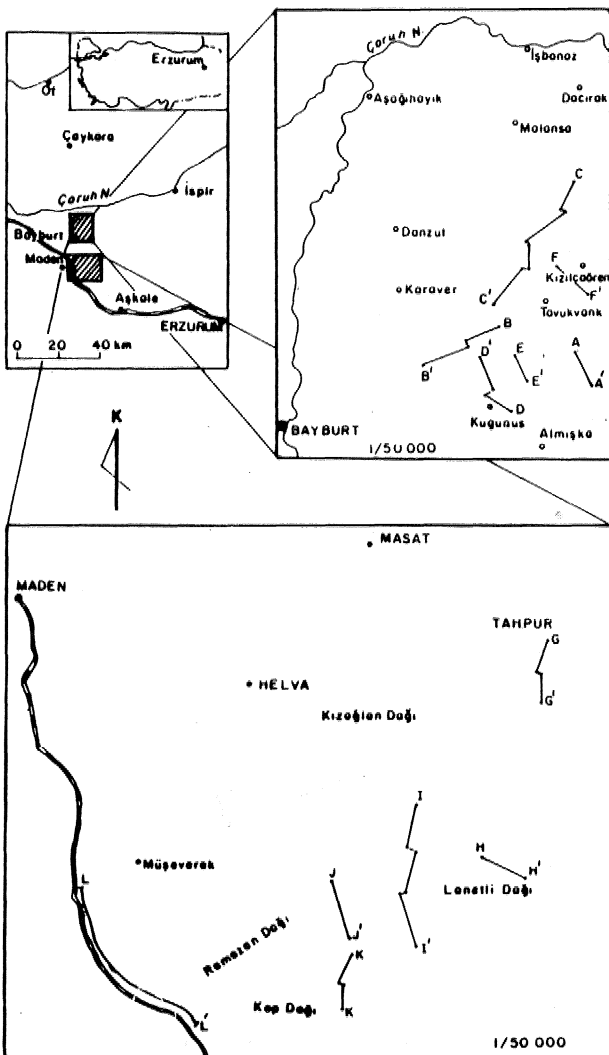
Bölgede önce Oton (1942), Ketin (1950, 1950), Gattmger (1961), Wedding (1963), Agral, Akyol (1965,

1966) ve Bassoulet-Bergougnan-Enay (1975) çalışmışlar-

da Araştırmacıardan G.Otkun: Toarsiyen-Aaleniyen'deki ammonit ozonlarını ayırmış; B.Ağrah-E.Akyol ise; ilk defa H.Wedding tarafından bulunan Dogger'in varlığını B.M.S.M.R.R. Bergougnin - R.Enay da yalnızca Liyas'daki

mikrofasiyesi incelemişlerdir. I. Ketin ve T.E.Gattinger'in çalışmaları ise Genel Jeoloji amaçlı olduğundan, bölgenin ayrıntılı stratigrafisi ve biyostratigrafisine değinilmemiştir.

Bu çalışmada ölçülen Hürme iaresi- Çatalkaya Tepe (A-A% Kurunni Tepe Çakşır (B-B% Görtel Deresi (C-C), Kugunus Köyü-Âkpmar Tepe (D-D% Kurunni Tepe - A^pmar Tepe (E-E^f), Kızılcaören Köyü,(F-F% Tombulun Yamacı- Körömerler Mevkii (G-G% Çımağıl Mahallesi- Aşağı Çımağıl Köyü (H-H^l), Yukarı Çımağıl Mahallesi- Baş Çımağıl Köyü Güneyi (M), Kemer Tepe- Ziyaret Tepe (J-J% Çekemli Tepe - Davut Tepe (K-K^l) ve Kop Dibi Komu-Kaymıcık Sırtı (L-L^l) stratigrafik kesitleri senklinal ve antiklinal kanatlarında yapılmıştır. Bayburt ilinin doğusu ile Kop Dağları'nda yapılan ve Üst Hettanjiniyen-Albiyen zaman aralığını kapsayan bu çalışmalarda yaklaşık



Şekil 1 Yer buldum haritası ve ölçülü stratigrafik kesit yerleri.

Figure 1 Location map and the places of measured stratigraphic sections.

20950 m, kalınlık ölçülmüş ve her tabakadan sağa-sola kayılarak en az üç adet olmak üzere 2595 örnek toplanmıştır¹. Bu örneklerden yaklaşık 1275 adedi Calpionella Hid Biyozonlarının ayırtıldığı Üst Titoniyen- Valanjiniyen zaman aralığına aittir.

İncelenen bölgede; biyomikrit ve m miktarda dismik ritlerle temsil olunan Calpionellidli kireçtaşların genelleştirilmiş dikme kesiti hazırlanarak, inceleme alanındaki Calpionellid Biyozonları ile Kronostratigrafi birimlerinin karşılaştırılması yapılmıştır (Şekil 2),

CALPIONELLIDLER VE STANDART CALPIONELLID ZONLARININ TARİHÇESİ

Colum (1948)'den edinilen bilgiye göre: ilk olarak Daday (1987) tarafından incelenen bu grubu, daha sonra Steinmann (1890) Alpler'in güney zonundaki Jurasik Mreçtaştomda saptamış, daha sonra Lorenz (1901) bu fosilleri İsviçre Alpleri'nin güneyindeki Vindelicienne Fasiyesinde bularak Calpionella alpina adını vermiştir. Küian (1902) ise bu grubu, Grenoble yakınındaki otokton seride gözlemiş, Steinmann (1913) bunların Karpatlar'dan İspanya'ya kadar Üst Jurasik - Alt Kretase zaman aralığında yayılım gösterdiklerini belirtmiştir, Moret (1925) yine Grenoble civarındaki Isère vadisindeki Tithoniyen kireçtaşlarında Calpionellalar ile Radiolaria'yı birarada bulmak planktonik fosiller olduklarını söylemiştir. Daha sonraki yıllarda ise Androussof ve Koutek (1927) Baü Karpatlar, Solignac (1929) Tunus, Krauss (1929) Almanya, Colum (1930> 1932) Balear Adaları, Cadisch (1932) Karpatlar'da incelenmişler, Deflandre (1936) da tamamı ağıllı evcikli güncel ünitinidlerle bazı fosil cinsleri karşılaştırılarak Calpionellidlerin sınıftandırılmasına temel oluşturan morfolojik özellikleri saptanmıştır, Thalmann (1934) Calpionella'nın foraminifer olmayıp Tinünnidae (Ciliata) familyasından olduğunu söylemiş, Colom (1934) da bu fikri desteklemiştir,

Remane (1971, 1985) ise evciğin duvar yapısının primer kalsit olması nedeni ile Calpionellidlerin, fosil tinitid olmadıkları savunmaktadır.

Günümüze kadar birçok araştırmacı Üst Titoniyen- Valanjiniyen zaman aralığında; geniş coğrafik yayımları ve hızlı evrimleri nedeni ile önemli indeks fosiller olan bu grup üzerinde çalışarak ammonitler ve nannofosiller ile karşılaştırmışlardır (Hegarat- Remane 1968) Almann-Grün- Wiedmann 1973, Badaluta 1973, Nemmi- Salaj 1973, Thierstein 1973).

Edgell, 1967 Lüksemburg Jurasik Kollokyumu'nda, Calpionellidlerle çalışan arastırmacı ve lokaliteleri belirtmiştir (Şekil 3):

BAYBURT CALPIONELLID BİYÖZONLARI

SEFİ (Series)	KAT (Stage)	KAT KALINLIĞI (Stage Thickness) - m	BİYÖZON KALINLIĞI (Biozone Thickness) - m	LİTOLOJİ (Lithology)	CALPIONELLID BİYÖZONLARI (Calpionellid Biozones)					
					TOPLULUK ZONU (Assemblage Z)	MERJELİ ZONU (Range Z)	BÖLÜM ZONU (Acute Z)			
ALT KRETASE (Lower Cretaceous)	Valanginyen (Valanginian)	720	550	Açık gri ve beyaz renkli pelajik kireç taşı (Biyomikrit ve dismikrit). [Light grey and white coloured pelagic limestone (Biomicro and dismicrite)]	Nannoconidae	Calpionellites	Calpionellopsis	Calpionella	Tintinnopsella Carpathica	Cts. coronata 2 Cts. darderi-Cts. coronata morfolojileri Cts. darderi-Cts. coronata morfolojileri Tin. longa
	Beriyaşyeni (Beriastian)	1630	1015	Açık sarı ve bej renkli pelajik kireç taşı (Biyomikrit). [Light yellow and beige coloured pelagic limestone (Biomicroite)]	Nannoconidae	Calpionella	Calpionellopsis	Calpionella	Tintinnopsella Carpathica	Calps. oblonga Calp. hungarica Rem. dacayi Rem. cadischiana Rem. cadischiana Calpina 2 Calps. simplex-Calps. oblonga morfolojileri Calps. simplex Calps. simplex-Calps. oblonga morfolojileri 1 Calps. simplex Rem. cadischiana Calpina
										Calps. simplex Calps. oblonga(D)
ÜST JURASİK (Upper Jurassic)	Üst Tithoniyen (Upper Tithonian)	1100	860	Açık bej renkli pelajik kireç taşı (Biyomikrit ve dismikrit). [Light beige coloured pelagic limestone (Biomicroite and dismicrite)]	Nannoconidae	Calpionella	Calpionellopsis	Calpionella	Tintinnopsella Carpathica	Rem. cadischiana Rem. terasini Calpina
										C. elliptica(C)
Alt Tithon (Lower Tith.)				Bej renkli yarı pelajik kireç taşı (Palmieri ve biyomikrit). [Beige coloured semi-pelagic limestone Palmieri and biomicroite]	Calposinidae					Prætininnopsella andrusovi

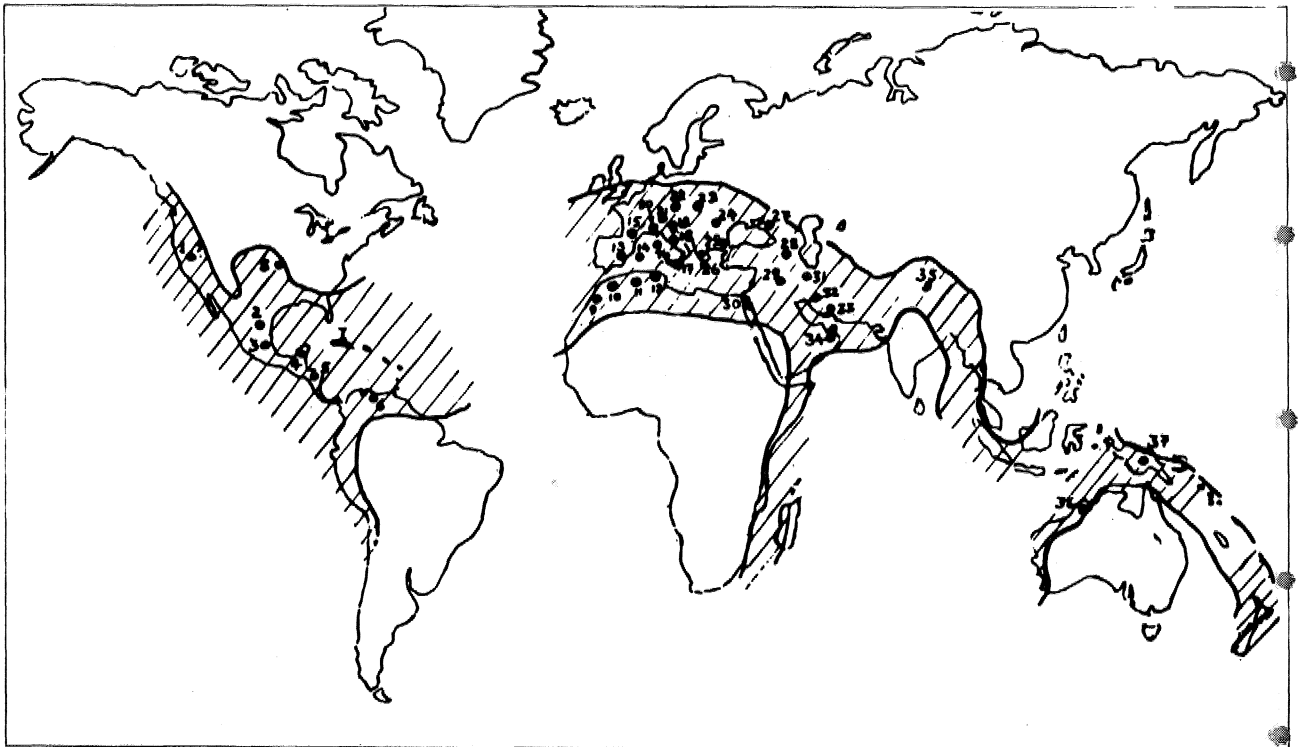
220m

Şekil 2 İnceleme alanının genelleştirilmiş ölçülü stratigrafik kesiti ve Calpionellid Biyozonları.
Figure 2 Generalized measured stratigraphic section and Calpionellid Biozones of the surveyed area.

Bu makalede de günümüze kadar yapılan çalışmalar ve lokaliteler, Edgell (1967)'e ilavelerle verilmektedir (Şekil 4).

Calpionellid'lerin, Tethis'de sınırlı bir zaman aralığında (Üst Jurasik-Âlt Kratese) buldukları ilk olarak Steinmann (1913) tarafından belirtilmiş, Bonet (1956) de cins ve tür tanımlarının sınıflandırmadaki düzeylerini dikkate almadan bazı biyozonlar saptanmıştır. Ancak Calpionellidler ile günümüzde Mlre benzer şekilde ayırtılan biyozonlar ise ilk olarak Borza (1969) tarafından, Batı Karpaüar'daki çalışmasında ortaya konmuştur. Araştırmacı bu çalışmasında cinsleri esas olarak: Crassicollaria* Calpionella, Tintinnopsella ve Calpionellopsis olmak üzere dört biyozon saptamıştır, Daha sonra Catalano ve Liguori (1970), Sicilya batısında yaptıkları incelemede, türleri esas alarak ayırtladıkları Crassicollaria inter-

media, Galpionella alpina, Calpionella elliptica, Calpionellopsis simplex- Calpionellopsis oblonga ve Calpioneliites darderi biyozonlarını "Roma, 1970, II, Planktonik Konferansında sundukları bildiride açıklanmışlardır. Ancak incelemeleri alanın sadece Sicilya batısı ile sınırlı olması, bu zonların bütün Akdeniz için geçerliliğini tartışılır hale getirmiştir. Yine aynı konferans dizisinde (Roma, 1970); Alleman (Berriasian of the Subbeuc Zone of Southern Spain), Catalan© ve Liguori (Tithonian- Hauterivian in Western Sicily) ile Fares ve Lasnier (Upper Tithonian- Basal Valanginian Calpionellid Stratigraphy in Northern Algeria) de bu konu ile ilgili değişik lokalitelerde yapılan çalışmalar ve Voconce Çukuru'nda çalışmış olan Remane (1963, 1964) toplanarak çalışmaların sonuçlarını değerlendirmişler, Balı Akdeniz için geçerli olan "Standart Calpionellid Zonları"



Şekil 3 Calpionellid oluşuklarının Tethis'deki dağılımı (Edgell, 1967),
Figure 3 Tethyan distribution of Calpionellid occurrences (Edgell, 1967).

1- Campbell (1954); 2,3,4- Bonet (1956); 5- Kaska (Colom 1965 den); 6- Burmudez ve Rodriguez (1962); 7- Bronnimann (1953); 8- Eicher (Colom 1965*den); 9- Brun (1962); 10- Blumenthal (1937); 11- Laffitte (1937); 12- Solignac (1927); 13- Colom (1938, 1948); 14- Colom (1948); 15- Juilian (1953); 16- Jodot (1933); 17- Gainotü (1955); 18- Steinmann (1907); 19- Heim (1906), Cadisch (1932); 20- Dufaure (1958); 21- Remane (1958); 22- Alle-

mann (1957), Doben (1962); 23- Androsov ve Koutek (1927); 24- Murgeanu ve Filipescu (1933); 25- Altı* (1943); Renz ve Reiche! (1946); 27-28- Vassoievitch (1936); 29- Davis (Colqm 1955'den); 30- Protescu (1933); 31- Stöcklin (1960); 32- Chatton (1962); 33- Edgell (1967); 34- Hudson ve Chatton (1959); 35- Heim ve Gansser (1939); 36- Brunschweiler (1951); 37- Rickwood (1955),

BAYBURT CALPIONELLID BİYOZONLARI

saptayarak aynı gün akşamüstü oturumunda açıklamışlar ve bu konuda tamamen aynı düşüncede olduklarını belirtmişlerdir (Allemann-Catalano-Fares-Remane, 1971). Bu pastırmacılara göre; cinslere göre ayrılmış olan ve bazıları ilk Borza (1969) tarafından ortaya atılan bu biyozonlar; *Crassicollaria** *Calpionella** *Tintinnopsis** *sella* ve *Calpionopsis*'dir. Catalano ve Liguori'nin önerdikleri, türler esas alınarak ayrılmış beş zon ise "Alt Zon" düzeyinde kabul edilmiş ve A-B-C-D-E olarak harflendirilmiştir (Tablo I).

Bu yazıda ise, Calpionellidae familyası Topluluk Zonu; cinslere göre ayrılmış I. *Crassicollaria*, II. *Calpionella*, III. *Calpionellopsis* ve IV. *Calpionellites* Menzil Zonları; türlere göre ayrılmış A« *Crass*, *intermedia** B-C* *alpina** O.G. *elliptica*, D«*Calps. simplex*-*Galps. oblonga* ve E-Cts, *darderi* ise Bolluk Zonları olarak önerilmektedir (Tablo II).

Bölgedeki Calpionellid biyozon sınırları, ifethisin "Standart Calpionellid Zonları" iyi uyum içinde olmasına karşın kronostratigrafik kat sınırları ile uyumlu değildirler. Yöredeki Titoniyen-Valanjiniyen zaman aralığındaki Calpionellid'ler dağılımları ve bol bulunmaları esas alınarak ayrılmış olan farklı biyozonlar aşağıda şematik olarak gösterilmektedir.

Menzil Zonları Bolluk Zonları Alt Zonları

IV, *Calpionellites* „„* „„ Cts. *darderi* (E)

III, *Calpionellopsis*... *Calps. simplex*-*Calps. oblonga* (D)

C. *elliptica* (C)

II. *Calpionella*.....

I, *Calpina* (B)

I. *Crassicollaria*..... *Crass*, *intermedia* (A)

BİYOZONLAR

OF CALPIONELLIDAE TOPLULUK ZONU

Fosilleri, 50° kuzey ve 20° güney enlemler arasındaki kuşakta bulunan bu grup, ılık sularla plankton olarak yaşamışlardır. Kuzey yarıkürede daha çok bulunmaları, Üst Jurasik« Alt Kratese zaman aralığındaki ekvatorun farklı kanımında olması ile açıklanmaktadır. Yaklaşık 20 milyon yıllık bir zaman aralığını kapsayan bu süreçte çökelen açık renkli, mikritik kireçtaşlarına "Calpionellid Mikrofasiyesi" adını veren araştırmacılar, önceleri bu tortulları "fasiyesi" olarak incelemişlerdir. Calpionellid'lerin biyostratigrafik zonları oluşturdukları ilk olarak K. Borza (1969) tarafından çitaya konmuştur,

Tanım: *Crassicollaria* Remane, 1962 cinsinin ilk ortaya çıkışı Calpionellites Colom, 1948 cinsinin kaybolması arasındaki zaman aralığı.

Çeşidi: Topluluk Zonu.

Zonu Tanımlayan: Borza, 1969,

Ortalama Kalınlık: 3545 m.

Yaş: Üst Titoniyen - Valanjiniyen.

Lokalite: I-F ve J-J' ölçülü stratigrafi kesitleri.

KAT	1	2	3	STANDART CALPIONELLID ZONU	STRATIGRAFİK KONUM
VALANGINIAN (Valanjiniyen)	Calpionellites <i>darderi</i>	E	Calpionellites <i>darderi</i>	Calpionellites	Son Calpionellidae BUNET
					İlk Calpionellites <i>darderi</i>
BERRIASIAN (Berrasiyen)	Calps. <i>simplex</i> Calps. <i>oblonga</i>	D	Calpionellopsis	Calpionellopsis	İkinci Calpionellopsis
					İlk Calpionellopsis
UPPER TITHONIAN (Üst Titoniyen)	Calpionella <i>alpina</i>	B	Calpionella <i>alpina</i>	Calpionella	Tipik C. <i>alpina</i> 'nın eni artışı ve küçük, küresel evcikli formlar
					İlk Calpionellidae BUNET
UPPER TITHONIAN (Üst Titoniyen)	Crassicollaria <i>intermedia</i>	A	Crassicollaria <i>intermedia</i>	Crassicollaria	

Tablo I Batı Akdeniz Bölgesi Mn Standart Calpionellid Zonları (Üst Titoniyen« Valanjiniyen): 1. Catalano-Liguori (Sicilya Zonları), 2. Remane (Vocontian Zonları), 3. Allemann (Güney İspanya Zonları) (Allemann-Catalano-Fares-Remane, 1971 den).

Tabii I Standard Calpionellid Zonation (Upper Tithonian-Valanginian of the Western Mediterranean Province: 1. Catalano-Liguori (Sicilya Zonları), 2. Remane (Vocontian Zonları)N> 3, Allemann (Southern Spain Zonları) (from Allemann-Catalano-Fares-Remane, 1971)*

I, CRASSİCOLLARIA Zonu

Tanım: Praetintinnopsella andrusovi Borza türünün kaybolması ile birlikte Grassicollaria Remane cinsi ve Tintinnopsella carpathica (Murg. Filip.) türünün ilk kez ortaya çıkışları zonun alt düzeyini, tipik Calpionella alpina Lorenz'nin ilk kez görülmesi ise zonun üst düzeyini belirler.

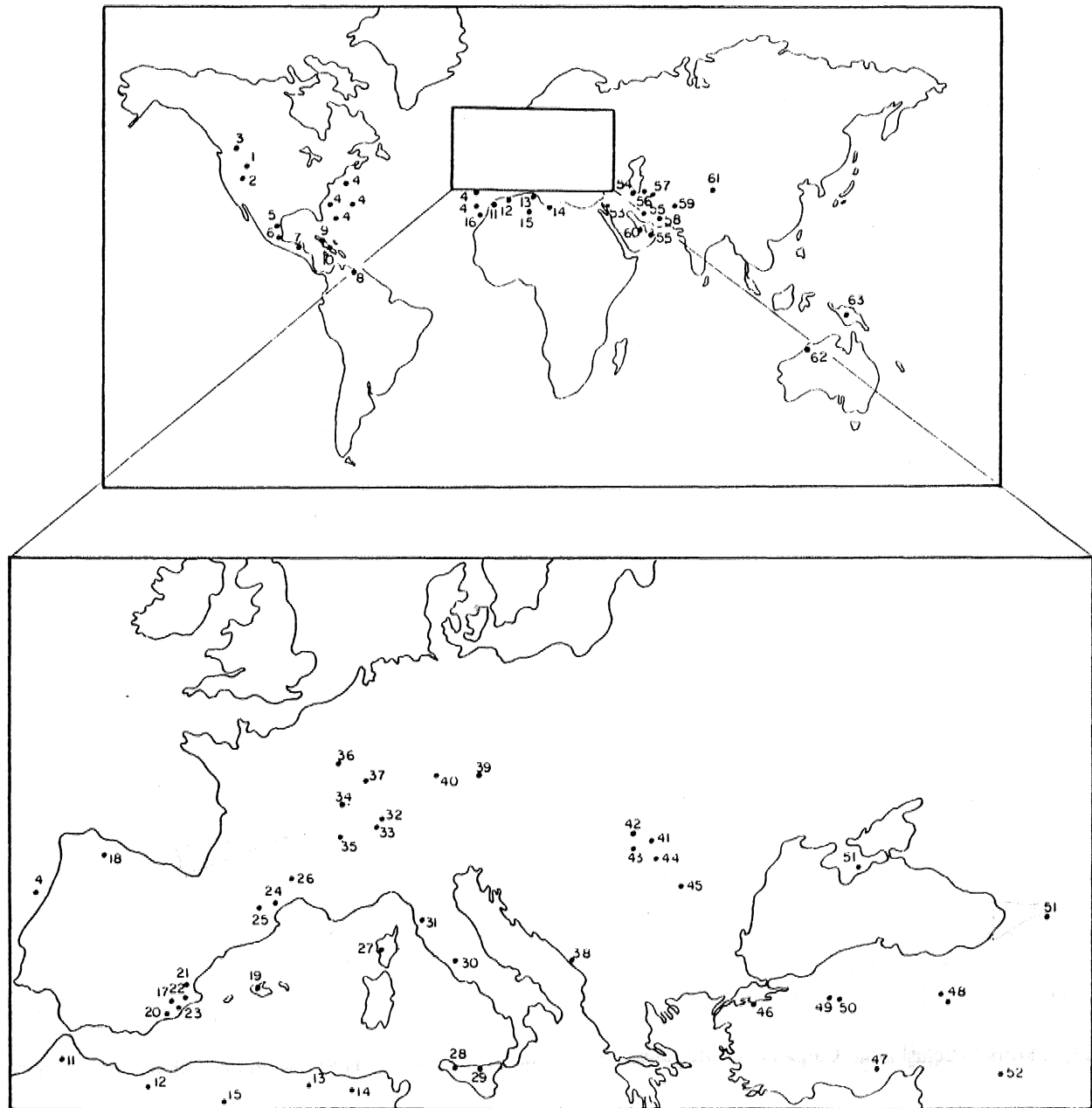
Çeşidi: Aşmalı Menzil Zonu.

Zonu Tanımlayan: Borza, 1669.

Ortalama Kalınlık; 860 m.

Yaş: Üst Titoniyen'in alt ve ortası.

Türler Topluluğu- Crassicollaria intermedia (Dur, Delga), Crass* intermedia - Crass, brevis morfortipi. Crass» brevis Remane, Crass* massutiana (Colom), Crass, parvula Remane, Calpionella alpina Lorenz, Tintinnopsella carpathica (Murg,-Filip.) ve Tin, remanei Borza bulunmaktadır (Burşuk, A., 1979, Tablo 3/a-bod-f, Tablo 4/ä).



Şekil 4 Tethis'deki Calpionellidli oluşuklarda bugüne kadar yapılan bazı çalışmalr ve lokaliteleri.
Figure 4 Some works and localities have been done so far at Calpionellid occurrences in Tethys.

i AYBURT CALPIONELLID BİYOZONLARI

Karşılaştırma: İlk olarak Borza (1969)'mn önerdiği *Crassicoïlaria* Zonu'nun tam karşılığıdır. Roma II. İntermedya Konferansı (1970) nda ise Catalano-Liguori (1971) ve Fares-Lasnier (1971) bu bizonu *Crassicoïlaria* intermedia olarak adlandırmışlardır. Aynı konferans dizinde, Allemann-Catalano-Fares-Remane (1971) ise 'Standart Calpionellid Zonlar Tm saptayarak, *Crassicoïlaria* Zonu tanımını kabul etmişlerdir» Trejo (1973, 1980) da bu zonu aynı anlamda kullanmıştır. Bu çalışmada

1- Oregon (Echols-Fowier, 1973); 2- Kayakbk Dağlar (Campbell, 1954*); 3- Kayaklık Dağlar (Eicher, 1965*); 4- ECB Atlantik (Jansa-Remane-Ascoli, 1980); 5- Meksika ÇBonet, 1956*); 6- Meksika (Trejo, 1973); 7- Orta Amerika (Kaska, 1965*); 8- Venezüella (Bermudez- Rodrigues, 1962*); 9- Küba (Bronnimann, 1953*); 10- Küba (Lupu, 1974); 11- Fas (Brun, 1962*); 12- Fas (Blumenthall, 1937*); 13- Cezayir (Laote, 1937*); 14- Tunus (Solignae, 1927*); 15- Cezayir (Colom-Castany-Delga, 1954); 16- Fas Çöküntüsü (Vincent, 1980); 17- İspanya (Colom, 19387*, 1948*); 18- İspanya (Cuviller-Baireyre, 1964); 19- Balear Adaları (Coiom, 1948); 20- İspanya (Allemann, 1970); 21- İspanya (AUemann-Wiedmann-Grün, 1973); 22- İspanya (Hermes, 1966); 23- İspanya (Azeme-Magne-Sigal, 1966); 24- Fransa (Jullian, 1953*); 25- Fransa (Delga-Jaffrezo, 1973); 26-Fransa (Remane, 1963,1964, 1964); 27- Korsika (Jodot, 1933*); 28- Sicilya (Catalano-Liguori, 1970); 29- Sicilya (Gianotti, 1955*); 30« Apeninler (Colacicchi, 1964); 31- Apeninler (Steinmann, 1907*); 32- Alpler (Heim, 1906*); 33- Alpler (Cadisch, 1932*); 34- Fransa (Dufaure, 1958*); 35- Alpler (Bemane, 1958*, 1967, 1971); 36- Leichtenstein (Allemann, 1957*); 37- Bavyera Alpleri (Doben, 1962*); 38- Arnavutluk (Dodona-Meco-Xhomo, 1973); 39- Çekoslovakya (Andrusov- Koutek, 1927*); 40» Çekoslovakya (Borza, 1965,1966,1969); 41- Romanya (Badaluta, 1973); 42- Karpatlar (Vyalov-Linetskaya, 1960); 43- Karpatlar (Murgeanu-Filipescu, 1933*, 1937); 44» Karpatlar (Filipescu-Dragastan, 1963, 1970); 45- Balkanlar (Renz-Reiehel, 1946*); 46- Türkiye (Altınlı, 1943*); 47- Türkiye (Delga-Gutnic, 1966); 48- Türkiye (Burşuk, 1973,1979,1981); 49- Türkiye (Tansel, 1980); 50- Türkiye (Toker, 1975); 51- Kırım, Azerbaycan (Vassoevitch, 1936*); 52- K. Irak (Davis, 1955* ve Sayyab, 1967); 53- Sina Yarımadası (Protescu, 1933*); 54- Elbruz Dağları (Stöcklin, 1960*); 55» İran, Somali (Prestat, 1970); 56- Elbruz Dağları, Kopet Dağ, Orta İran, Tales Dağları, GB İran (Seyed-İmamî, 1973); 57- Tales Dağları (Davies-Jones-Hamzepour-Clark, 1973, İmamî 1973'den); 58- İran (Chatton, 1962*); 59- İran (Edgell, 1967); 60- Umman (Hudson-Chatton, 1959*); 61- Tibet (Heim-Gansser, 1939*); 62- Avustralya (Brunnschweiler, 1951*, Remane 1985'a göre gerçek Calpionellid değildirler); 63- Yeni Gine (Bickwood, 1955*),

(*); Edgell (1967)

da, *Crassicoïlaria* Menzil Zonu olarak sunulmaktadır,

Lokalite: C-C_f D-D_f, H-H^l, M^l ve hT ölçülü stratigrafi kesitleri.

A- *Crassicoïlaria* intermedia Zonu

Tanım: *Crassicoïlaria* intermedia (Dur, Delga) türünün en bol ve stratigrafik yayılımının egemen olduğu düzeydir,

Çeşidi: Bolluk Zonu.

Zonu Tanımlayan: Catalano ve Liguori, 1970.

Ortalama Kalınlık: 860 m.

Yaş: Üst Titoniyen'in alt ve ortası.

Türler Topluluğu; Bu biyozon, *Crass*, intermedia (Dur Delga) ve *Crass» brevis* Remane'in filojenetik evrimleri esas alınarak: A₁A₂-A₃ olmak üzere üç zona ayrılmaktadır (Remane, 1971).

A₁ Alt Zonu'nda: Aboral ucu az sivri ve yakalık çevresinde kaim boyun bandı olan *Crass*. Intermedia (Dur Delga) ve Tin, remanei Borza; k% Alt Zonu'nda: Boyun bandı kalınlığı azalmağa ve buna karşın aboral ucu sivrilmeğe başlamış *Crass» intermedia* (Dur. Delga) nın yamsıra yakalık uçları yukarı doğru hafif sivri *Crass*, brevis Remane, *Crass» intermedia* - *Crass*, brevis morfortipi (Remane 1962,1963,1985) ve *Crass*, massutiniana (Colom) ile iri boylu *Calpionella* alpına (gr. grandis)lar; A₃ Alt Zonu'nda: Aboral uzantıları iyice belirgin ancak sayıca azalmağa başlayan *Crass*, intermedia pur. Delga ile bol sayıda aboral uzantılı *Crass*, brevis Remane, *Crass*, massutiniana (Colom) ile boyları küçülmeğe başlamış C. alpina Lorenz ve zonun tavanına doğru aboral uçları tam sivri olmayan *Crass*, parvula Remanelar görülmektedir* Tın, carpathica (Murg.-Filip.) ise, A Zonu boyunca: önceleri kısa evcikli ve aboral taraf yuvarlağa yakın, sonlan aboral uçları daha belirgin uzantılı ve evcik duvarları kalın formlarla temsil edilmektedir,

Karşılaştırma: Borza (1969), Catalano ve Liguori (1971), Fares ve Lasnier (1971) ve AUemann-Catalano-Fares-Remane (1971)'m kabul ettikleri *Crassicoïlaria* ve *Crassicoïlaria* intermedia biyozonlarının tam karşılığıdır. Bu biyozon; Remane (1963) tarafından, *Crass*, intermedia (Dur, Delga) dan filojenetik evrimle oluşan *Crass*, brevis Remane'in, oluşum evreleri dikkate alınarak A₁-A₂-A₃ olmak üzere üç Alt Zona ayrılmıştır (Remane, 1971). Hernekadar *Crassicoïlaria* Menzil Zonu'na karşılık gelmesine karşın, Menzil Zonları tarafından "cins" düzeyinde ayırtıldığından ve *Crassicoïlaria* intermedia (Dur. Delga) türünün yukarıda belirtti-

len filojenetik evrimi de dikkate alınarak, bu yazıda Bolluk Zonu olarak Önerilmektedir,

Lokalite; C-C^s, D-D*, H=H^f, I, I' ve J-J* ölçülü stratigrafi kesitleri.

II, CALPIONELLA Zonu

Tanımı *Crassicollaria intermedia* (Dur, Delga) türünün kaybolması ve *Calpionellopsis Colom* cinsinin ilk kez ortaya çıkışı arasındaki zaman aralığıdır.

Çeşidi: Aşmalı Menzil Zonu,

Zonu Tanımlayan: Borza, 1969,

Ortalama Kalınlık; 1130 m.

Yaş^En Üst Titoniyen-Alt Berriasiyen.

Türler Topluluğu: *Calpionella alpina* Lorenz, *Calpionella alpina* - *Calpionella elliptica* morfo-tipi, *Calpionella elliptica* Cadisch, *Crass* parvula*

Remane, *Tintinnopsella carpathia* (Murgeanu-Filipescu), *Remaneïella ferasini* (Catalano) ve *Remaneïella cadischiana* (Colom) bulunmaktadırlar (Burşuk, A.» 1979, Tablo 2/a-b-od-e-f-ı, Tablo 5/d-e-f-g-h-ı),

Karşılaştırma: İlk olarak Borza (1969) tarafından Çekoslovakya'daki Karpatlar'da yaptığı Üst Jurasik-Alt Kretase mikrolasiyes ve mikrofosilleri konulu çalışma sonucunda önerilen bu biyozon; Catalano ve Liguori (1971) tarafından, Roma İL Pianktonik Konferansı (1970)'nda *Calpionella alpina* ve *Calpionella elliptica* olmak üzere iki biyozon olarak sunulmuştur. Aynı Konferans'taki önerisi kabul edilmiş, Catalano ve Liguorfnin Önerdikleri iki Biyozon "Alt Zon" düzeyine indirgenmiştir,

Lokalite: C>C, D-D', H-H', J-J' ve K-K' Ölçülü stratigrafi kesitleri.

KAT	BİYOZONLAR														İnce kesil sayısı	
	Bolluk Zonu	Menzil Zonu	<i>Tintinnopsella</i> <i>carpathia</i> Co.	<i>Tintinnopsella</i> <i>ferasini</i> Catalano	<i>Tintinnopsella</i> <i>carpathia</i> Co.	<i>Tintinnopsella</i> <i>carpathia</i> Co.	<i>Crassicollaria</i> <i>intermedia</i> Dur.	<i>Crassicollaria</i> <i>parvula</i> Borza	<i>Crassicollaria</i> <i>parvula</i> Borza	<i>Crassicollaria</i> <i>parvula</i> Borza	<i>Crassicollaria</i> <i>parvula</i> Borza	<i>Calpionella</i> <i>alpina</i> Lorenz	<i>Calpionella</i> <i>alpina</i> Lorenz	<i>Calpionella</i> <i>alpina</i> Lorenz		<i>Calpionella</i> <i>alpina</i> Lorenz
VALANJİ	F															327
	E															
	D															
	C															
BERRIASİYEN	B															621
	A															
	D															
	C															
ÜST TITHONİYEN	A															327
	B															
	C															
	D															
ALT TITH.																

Tablo II Bayburt-Kop Dağları (KB Erzurum) yöresindeki *Calpionellid* tür ve *Biyozonların* stratigrafik konumları.

Table II Stratigraphic ranges of *Calpionellid* species and *Biozones* in Bayburt and Kop Mountains (NW Erzurum) area.

BAYBURT CALPIONELLID BİYOZONLARI

B - Calpinolla Alpina Zonu

Tanım: CrassicoUaria intermedia (Dur.-Delga)'nm kayboluşu ile Calpionella elliptica Cadischi'nin ortaya çıkışı arasında ve Calpionella alpina Lorenz'nin tipik formlarının en bol bulunduğu zaman aralığıdır. Ayrıca, alt sınır: Calpionella alpina Lorenz'in tipik ve yuvarlak formlarının aniden, çoğalarak ortaya çıkması; üst sınır ise: Tintinnopsella carpathica (Murgeanu-Filipescu)'nm iri evcikli ve uzun aboral ucu #olan formlarının görünmesinin yanısıra Calpionella alpina - Calpionella elliptica morfotipleri nin ortadan kalkması ile de denetlenmektedir,

Çeşidi: Bolluk Zonu.

Zonu Tanımlayan: Catalano ve Liguori, 1970.

Ortalama Kalınlık: 520 m.

Yaş : Üst Titoniyen'in üstü ve en Alt Berriasiyen,

Türler Topluluğu: Bu biyozon, Calpionella alpina Lorenz'nin filogenetik evrimi dikkate alınarak B₁ ve %₂ Alt Zonlarına bölünmüştür. (Remane, 1985), B₁ Alt Zonunda: Kısa boylu yuvarlak evcikli, yakalıgı tam dik açılı ve Uzunluk/Genişlik: <1.25 olan tipik C.alpina Lorenz ile az sayıda Crass, parvula Remane; B₂ Alt Zonunda: Uzunluk/Genişlik: 1.35 - 1.25 olan tipik Calpionella alpina - Calpionella elliptica morfotipleri nin yanısıra hem kısa, hem de iri evcikli C.alpina Lorenz ve üste doğru ise kısa boylu C, elliptica Cadisch ile çok sayıda aboral ucu uzun ve lorika duvarı kalın Tin* carpathica (Murg.-Filip.) bulunmaktadır.

Karşılaştırma: Edgell (1967) bu biyozonu, "Tintinnopsella carpathica olmayan Zon" olarak tanımlanmış ve üst sınırını Titoniyen-Berriasiyen ayrımı ile eşleştirmiştir, Borza (1969, Fares ve Lasnier (1970) ile Dragastan - Mutiu - Vmogradov (1973) ise Calpionella alpina zonu alt kısmı olarak kabul etmişlerdir. Diğer araştırmacılar ise, farklı zaman aralıklarında incelemişlerdir. Alanımızda bu biyozonun stratigrafik konumu, "Standart Calpionellid Zonları" ile aynıdır, **Lokaliye:** C-C\ G-G', H-H', H' ve J-J ölçülü stratigrafik kesitleri.

C- Calpionella elliptica Zonu

Tanım: Calpionella elliptica Cadisch'in en bol ve yaygın olduğu düzeydir.

Çeşidi: Bolluk Zonu,

Zonu Tanımlayan: Catalano ve Liguori, 1970,

Ortalama Kalınlık: 610 m.

Yaş: Üst Berriasiyen.

Türler Topluluğu: Bu biyozonun alt sınırında: İri evcikli, yan duvarları tamamen birbirine paralel, yakalıgı tam dik açılı ve Uzunluk/Genişlik > 1,35 olan tipik C, elliptica Cadisch ortaya çıkar. C* alpina Lorenz'in ise biyozonun tavanına doğru evcik boyları küçülür ve sayıca azalır, Biyozonun alt sınırından itibaren Remanella ferasifu (Catalano) ve Rem, cadischiana (Colom) görülür. Sayıca büyük artış gösteren Tin. carpathica (Murg.-Filip.) nm boyu uzanmış, evcik duvarı incelmış ve aboral ucu iyice belirgin hale gelmiştir.

Yer	Yazar	Yıl	Yer	Yazar	Yıl	Yer	Yazar	Yıl	Yer	Yazar	Yıl	Yer	Yazar	Yıl	Yer	Yazar	Yıl	Yer	Yazar	Yıl	
...

Tablo III Tethis'in değişik iokaütelerinde saptanan Calpionellid Biyozonlarının karşılaştırılması.
 Tablo III Comparison of Calpionellid Biozones which have been established in different localities of Tethys,
 Coroion4Jguari, 1970 **Alleman-Caralano-Fores, Remane, 1970.

Karşılaştırma: Tipik *Calpionella elliptica* Cadisch ile *Calpionellopsis simplex* (Colom) in ortaya çuaslardan arasındaki zaman aralığında adı geçen bol ve yaygın bulunması nedeni ile tarafımızdan Bolluk Zonu olarak önerilen bu biyozon, Allemann-Grün-Wiedmann (1973) tarafından da aynı stratiğrafik konumda sunulmuştur. Diğer bazı araştırmacılar tarafından ise ya *Tinnopsella* ismi ile, ya da farklı stratiğrafik konumu tanımlama şeklinde kullanılmıştır. Alanımızda "Standart *Calpionellid* Zonları" ile tamamen aynı stratiğrafik konumdadır.

Lokalite: C-C^f, G-G¹, M¹, W ve K-K¹ ölçülü stratigrafi kesitleri,

III. CALPIONELLOPSIS Zonu

Tanımı *Calpionellopsis Colom* cinsinin tüm yaşam sürecidir,

Çeşidi: Toplam Menzil Zonu.

Zonu Tanımlayan: Catalano ve Liguori, 1970.

Orta Kalınlık: 1015 m.

Yaş: Üst Berriasiyen-en Alt Valanjiniyen*

Türler Topluluğu: *Calpionellopsis simplex* (Colom), *Calpionellopsis simplex - Calpionellopsis oblonga* morfotipi, *Calpionellopsis oblonga* (Cadish), *Tinnopsella carpathica* (Murgeanu-Filipescu), *Tinnopsella longica* (Colom), *Tinnopsella docica* Filipescu - Dragastan, *Ramanella cadischiana* (Colom), *Ramanella dadayi* Knauer, *Lorenziella hungarica* Knauer-Nagy» *Calpionella alpina* Lorenz (Bürşük, A., 1979, Tablo 3/k-l-m-n-o, Tablo 4/m-n-o, Tablo 6/d-g-i-j-l).

Karşılaştırma: İlk olarak Borza (1969) tarafından saptanan bu biyozon, Roma II. Planktonik Konferansı (1979)nda *Calps* simplex-Calps. oblonga* (D) ismi ile sunulmuştur (Catalano-Liguori, 1971). Aynı konferansta, Allemann-Catalano-Fares-Remane (1971) ise, Borza'nın önerdiği *Tinnopsella* biyozonu *Calpionellopsis* biyozona eşdeğer kabul ederek, Catalano-Liguori'nin sunduğu *Calps* simplex-Calps. oblonga* biyozonunu "Alt Zon" düzeyine indirgenmişlerdir. Çalışma alanımızdaki bu biyozon, "Standart *Calpionellid* Zonları" ndaki düzeyin tam karşılığıdır.

Lokalite: H-J^f ve K-K¹ ölçülü stratigrafi kesitleri*

D - *Calpionellopsis simplex - Calpionellopsis oblonga* Zonu

Tanım: *Calpionellopsis simplex* (Colom) ve *Calpionellopsis oblonga* (Colom) türlerinin en bol buldukları düzeydir. Üst sınır ayrıca, *Calpionella alpina* Lorenz ve *Calpionellopsis oblonga* (Cadish) mn kaybolmaları ile de denetlenmektedir.

Çeşidi: Bolluk Zonu.

Zonu Tanımlayan: Catalano ve Liguori, 1970.

Ortalama Kalınlık: 1015 m.

Yaş: Üst Bemasiyen« en Alt Valanjiniyen»

Türler Topluluğu: Bu biyozon, filojenetik evrim ile *Calpionellopsis simplex* (Colom) den *Calps* oblonga* (Cadisch) mn oluşumu, yani *Calpionellopsis Colom* cinsi türlerinin evolutif gelişimleri esas alınarak: 0²-03 Alt Zonları'na ayrılmıştır (Remane, 1970). D¹ Alt Zonu'nda: Tabanda *Calps. simplex* (Colom) in aboral ucu yuvarlağa yakın ve oral açıklığı - 28 μ m, veya az büyük, tavana doğru ise aboral ucu hafif sivrilmeğe başlamış ve oral açıklığı -28 μ m, olan formları görülmektedir, Ayrıca biyozon boyunca, artık azalmağa ve evcik boyu küçülmeğe başlayan Tin* *carpathica* (Murg.-FilipO, az sayıda Tin, *dacica* Filip.» Drag., aboral ucu tam yuvarlak ve evcik boyu kısa Tin, *longa* (Colom), bol sayıda Rem, *cadischiana* (Colom) nın yanısıra en üstte *Calp. simplex - Calp. oblonga* morfotipleri bulunmaktadır. D Alt Zonu'nda: Aboral ucu hafif sivri ve oral açıklığı -28 mm, veya az daha küçük tipik *Calps* oblonga* (Cadisch)'nm yanısıra *Calps. simplex - Calps* oblonga* morfotipleri ile sayıca azalmağa başlayan *Calps. simplex* (Colom) in evciği daralmış ve uzanmış formları» Tin, *dacica* Filip.» Drag., bol sayıda Tin» *longa* (Colom), Rem. *cadischiana* (Colom); D Alt Zonu'nda: *Lorenziella hungarica* Knauer-Nagy» *Galps. oblonga* (Cadisch), Tin* *dacica* Filip.,-Drag., Rem, *dacica* Knauer, Tin* *longa* (Colom) ve Rem, *cadischiana* (Colom) görülmektedir, Ayrıca bu biyozon boyunca* evcikleri gittikçe küçülen C* *alpina* Lorenz'in yanısıra Tin* *carpathica* (Murg.-FilipO'lar da sayıca azalmağa başlamışlardır.

Karşılaştırma: Çalışma alanında saptanmış olan bu biyozon: Çekoslovakya (Borza, 1969), Güneydoğu Fransa, kuzeybatı Atlantik ve Batı Pasifik (Thierstein, 1973), Küba (Pop, 1976) ile büyük benzerlik göstermekte ve "Standart *Calpionellid* Zonları"na tamamen uyaktadır.

Lokalite: I-F, J-J^f ve K-K¹ ölçülü stratigrafi kesitleri,

IV. CALPIONELLITES Zonu

Tanım: *Calpionellites Colom* emsinin tüm yaşam sürecidir. "

Çeşidi: Toplam Menzil Zonu.

Zonu Tanımlayan* Catalano ve Liguori, 1970,

Orta Kalınlık: 550 m.

Yaş: Orta-Üst Valanjiniyen.

BAYBURT CALPIONELLID BİYÖZÖNLARI

Türler Topluluğu: Calpionellites darderi (Colom), Calpionellites darderi - Calpionellites coronata morfoloji, Calpionellites coronata Trejo, Tintinnopsella carpathica (Murfganu-Filipescu), Tintinnopsella longa (Colom) (Bursuk, A., 1979, Tablo 6/m-n-o, Tablo 7/a),

Karşılaştırma: İlk olarak, Borza (1969) tarafından Calpionellopsis olarak adlandırılan bu biyozon, Catalano-Liguori (1971) tarafından, Roma İL Planktonik Konferansı (1970)'nda Calpionellites darderi olarak isimlendirilmiştir. Aynı konferansdaki sonuç bildirisinde ise, Allemann-Catalano-Fares-Remane (1971) tarafından "Standart Calpionellid Zonları"nın son düzeyi olarak sunulmuş Catalano-Liguori'nin önerdikleri Calpionellites darderi ise "alt biyozon" düzeyinde kabul edilmiş ve -E- harfi ile simgelenmiştir. Çalışma alanımızdaki bu biyozon, "Standart Calpionellid Zonları"ndaki nin tam karşılığıdır.

Lokalite: H^f, W, K-K¹ ve L-U ölçülü stratigrafi kesitleri,

E- Calpionellites darderi Zonu

Tanım: Calpionellites darderi (Colom) türünün en bol ve stratigrafik yayılımının egemen olduğu düzeydir.

Çeşidi: Bolluk Zonu.

Zonu Tanımlayan* Catalano ve Liguori, 1970,

Ortalama Kalınlık: 550 m, (E¹180 m., E₂=670 m.)

Yaş* Orta-Üst Valanjiniyen.

Türler Topluluğu: Bu biyozon, ilk olarak bu çalışmada; Calpionellites darderi (Colom)nın filogenetik evrimi ile Calpionellites coronata Trejo'nun oluşması (Remane,1985) ve biyozonun alt ile üstündeki düzeylerde bulunan Calpionellites Colom cinsine ait türlerin morfolojik farklılığı esas alınarak E₁E₂ olmak üzere iki "alt zon"a bölünmüştür. E₁ alt zonu'nda: Cts. darderi (Colom)'nın yamsıra biyozonun tavanına doğru ortaya çıkan Cts* darderi - Cts. coronata morfolojileri'nde iç yakalık çok incedir ve hafifçe evcik duvarından dışa dönüktür. Bu alt zonda bulunan Tin. longa (Colom)nın evcik boyu çok uzamış, ancak sayısı çok azalmıştır. E₂ alt zonu nun en üst dnüzeyinden sonra bu tür kaybolmaktadır E₂ alt zonanda; Ctsz* darderi - Cts. coronata morfolojileri nde iç yakalık kalınlaşmış ve evcik duvarım dışa doğru hafifçe aşmıştır. Bu alt zonun ortasına doğru, evcik duvarını iyice aşmış dışa uzanan iç yakalığı ile tipik olan Cts. coronata Trejo bulunmaktadır.

Karşılaştırma: Allemann - Catalano - Fares - Remane (1971) tarafından Roma II. Planktonik Konferansı (1970) nda kabul edilen "Standart Calpionellid Zon-

ları** ndaki E Zonu'nun tam karşılığıdır. Cezayir (Fares-Lasnier, 1970), İspanya (Allemann-Grün-Wiedmann, 1973), Güneydoğu Fransa-KB Atlantik- Batık Pasifik (Thirstein, 1973) ve Küba (Pop, 1976'daki Calpionellites ve Calpionellites darderi biyozonları ile de eşdeğerlidir.

Lokalite: H^f W, K-K¹ ve L-L¹ ölçülü stratigrafi kesitleri,

TARTIŞMA VE SONUÇLAR

Çalışma alanındaki Alt Titoniye ile Calpionellidleri içeren Üst Titoniye-Valanjiniyen kayaçları aynı litolojide olmalarına karşın, Hotriviyen; dismikrit ve silisli mikritlerle temsil olunmaktadır. Genel olarak mikritik kireçtaşları ve az miktarda da pelsparitlerle temsil olunan Üst Titoniye-Valanjiniyen oluşukları; A-A¹, B-B¹ ve F-F¹ ölçülü stratigrafi kesitlerinde sığ denizel fasiyeslidirler. Çok geniş olan inceleme alanında, güneyde derin deniz fasiyesli olan çökellerin kuzeye doğru sığ deniz fasiyesine geçtiği gözlenmiştir.

İncelenen yörede Lusitaniyen ve Kimmericiyen'de küçük foraminiferler ve mercanlar (sığ fasiyes); Portland'ın'de (sığ denizel fasiyesli en Üst Jurasik) Protopeperoplis striata Weynschenk, Trocholin'ler ve Hydrozoa kolonileri; Titoniye (derin denizel fasiyesli en Üst Jurasik)-Valanjiniyen'de (Alt Kretase) Calpionellid'ler (Tithonik Fasiyesi); Hotriviyen'de Nannoconidae ve sünger spikülleri (Nannoconuslu Kireçtaşları Fasiyesi); Barremiyen'de Orbitolinidae (Ürgoniye Fasiyesi); Apsiyen ve Albiyen'de Calcisphaerulidae (İncertae sedisli Kireçtaşı Fasiyesi) bulunuşu, bölgenin tipik Tethis karakterinde olduğunu gösterir. Özellikle Alpler'in ve Pontidler'in güney zonunda tipik olan bu kronostratigrafik ve biyostatigrafik dizilim; lokal kat ve biyozon sınırları dışında, batıdan doğuya doğru: Fas Çukuru, Betik koridieri Pireneler'in güney zonu» Mnorka hariç Balear Adaları, Korsika, Sicilya, Voentian Çukuru, Arnavutluk, Dalmaçya, Balkanlar, Türkiye (Pontidler'in güney zonu, Toroslar), Kırım, Kafkasya, İran ve Himalayalar'a kadar uzanan bir kuşak boyunca görülür.

Yörede saptanmış olan bu biyozonların sınırları: Çekoslovakya (Borza, 1969), Cezayir (Fares-Lasnier, 1970), İspanya (Allemann-Wiedman-Grün, 1973), güneydoğu Fransa-Kuzeybatı Atlantik ve Batı Pasifik (Thirstein, 1973) ve Doğu Karpatlar (Dragas-Um-Mutiuv-Vinogradov, 1973) daki sınırlara da tamamen uymaktadırlar (Tablo IH).

Ölçülü stratigrafi kesitlerinden elde edilen kayaç örneklerinin çok sayıda olması; Crassicollaria inter-

media*Crassicollaria brevis> Calpionella alpi* na-Calpionella elliptica, Calpionellopsis simplex-Calpionellopsis oblonga ve Calpionellites darderi-Calpionellites coronata morfotipleri'nin de incelenmesine olanak sağlamıştır. Bunlardan; C* alpina-C« elliptica morfotipi'nin Bj-82 Alt Zonları geçişinde, Calps, simlex-Calps, oblonga morfotipi'nin DJ-BJ Alt Zonları geçişinde, Cts* darderi- Cts. coronata morfotipi'nin ise E_x-E₂ alt zonları geçişinde bulunmaları dikkat çekicidir.

İlk olarak bu çalışmada Calpionellites darderi (E) Bolluk Zonu; Cts, darderi (Colom)'nın filojenetik evrimi ile Cts, coronata Trejo'nun oluşması ve bu biyozonun alt-üst düzeylerinde de farklı tür olduğunu bulunması esas alınarak E[^]Ej alt zotlarına bölünmüştür*

Türkiye'de daha önceki çalışmalarda: Nallıhan'da (Toker, 1975) Calpionella-Tintinnopsella (Berria* siyen) ve Tintinnopsella (Üst Berriasien-Valanjiniyen); yine Nallıhan'da (Tansel, 1980) Crassicollaria massutianiana Üst Titoniyen altı), Calpionella alpina-Calpionella elliptica (Üst Titoniyen ortası), Tintinnopsella carpathica (en Üst Titoniyen-Berriasien), Calpionellites darderi (Valanjiniyen) ve Remainella cadischiana (Hotriviyen) biyozonların saptamışlardır.

KATKI BELİRTME

Yazar, bu yazının hazırlanmasında çok değerli katkıları esirgemeyen Prof. Dr. Engin MERİÇ, Doç.Dr. Izver TANSEL, bütün olanakları sağlayan Prof. Dr. Okay EROSKAY, yazımını üstlenen ve düzenleyen Nurhan ONUR, çizimleri yapan Cäzibe HOŞGÖREN ve her konuda yardımını esirgemeyen Doç, Dr. Fahri BURŞUK'a teşekkürlerini sunar,

DEĞİNİLEN BELGELER

- Ağralı, B.-Akyol, E., 1965, Preuves palynologiques de l'existence du Dogger dans le region de Bayburt» Bull Min. Res, Exp. InsL Turkey, n. 65, p.45-57,
- Ağralı, B.-AJ^ol» E., 1966, Etude palynologique de trois veines de Charbon dans le Jurassique de KeMt-Bayburt. Bull Jeol. Sec, Turkey, vJO, n.1-2, PJ59-162,
- Allemann, F., 1970, Bemasian Calpionellids in Southern Spain, Abs. IL Plank, Conf., Rome 1970.
- Allemann, F.-Catalano» R.-Fares, F.-Remane, J., 1971, Standard Calpionellid Zonation (Upper Tithonian-Valanginian) of the Western Mediterranean rovinca

Province. Proceed. II. Plank. Conk, Roma 1970, v.H,p,1337-1340.

- Allemann, E, Grün, W., Wiedmann, J. 1973, The Bemasian of Caravaca (Prof. of Murcia) in the subbetic zone of Spain and its importance for defining this stage and the Jurassic-Cretaceous boundary. Coll, Limite Juras.-Cret., Lyon, Neuchatel, Mem, B.R.G.M., 14-22.
- Altınlı, E_M 1943^ Etude Géologique de la chaîne cotiere entre Bandırma Gemlik, Rev. Fas* Sei. Univ, Istanbul, v,VIII, p. 1*76.
- Azema, J. ^Magne, J., Signai, J., 1966, Sur le presence du genre Colomiella Bonet (Calpionelles) dans Test des Cordillères Betiques, Espagna meridionale, CR.Acad, Sc. Paris, Ser. D, L263, p.1062-1064.
- Badaluta, A., 1973, Biostratigraphie des formations du Tithonique-Valanginien et la Limite Jurassique-Cretacé dans le Banat occidentale (Roumanie)* Coll. Limite Juras.-Cret., Lyon, Neuchatel, Mem. B.R.G.M., p.23-28,
- Bassoullet, J,P, Bergougnan, H^Enay, R., 1975, Repartition des faunes et faciès Liasiques dans l'est de la Turquie, region du Haut Euphrate. CR, Acad. Se. Paris, t,280, Ser.D, pJ83-586,
- Bernouilli, D, Hsü, K.J., 1978, Genesis of the Tethys and the Mediterranean. Init, Rep, of the Deep Sea Drill. Proj., v.XLII, n.IV, p.943-949*
- Bonet, F., 1956, Zonification microfaunistica de las calizas Cretacicas del este de Mexico. Boll. Asoc, Mex* Gologos Petroleros, v, VIII, n,7-8, p.3.
- Borm, K., 1965,, 1965, Das vorkommen der Gattung Chitinoidea Doben, 1962 im Oberjura der Westkarpaten, Geol Sbor., v.XVI, n.L 1, p.3-5.
- Borza, KL, 1969, Die mikrofazies und mikrofosilen des Oberjuras und der Unterkreide der Klippenzone der Westkarpaten, Verl. Slov. Akad, Vied. Bratislava, 302 pp,
- Brönnimann, P., 1953» On the occurrence of Calpionellids in Cuba. Eel. GeolHelv., v.46, p.263-268.
- Burşuk, A., 1979, Kop Dağlarında İkinci Zaman Mikropaleontolojisi. Doçentlik tezi» K.T.Ü, Matbaası, Trabzon.
- Burşuk, A., 1973, Bayburt Yöresi'nin mikropaleontolojik ve stratigrafik irdelemesi. Doktora tezi, K.T.Ü. Matbaası, Trabzon,
- Burşuk, A., 1981, Aşkale-Baykurt Yöresinde (KB Erzurum) Calpionellid Biyozonları* K.T.Ü* Yer Bil. Derg., Jeoloji, Cilt I, sayı 1, s, 21-28.

BAYBURT CALPIONELLID BİYOZONLARI

- Cadisch, J., 1932, Ein Beitrag zum Calpionellen problem. *Geol Rund.*, Band XXIII, p.241-257.
- Catalano, R., Liguori, V., 1970, Faciès a Calpionelle délia Sicilia Occidentale. *Proceed. IL Plank. Conf.*, Roma 1970, v.1, p.167-209.
- Colacicchi, R., 1964, Le faciès di transizione délia Marsica nord-Orientale: I. Serie délia serra sparvera a délia Rocca di Chiarano. *Geol. Rom.*, v.III, p.93-124.
- Colom, G., 1934, Estudios sobre las Calpionelas. *BoL Soc. Esp. His. Nat.*, tXXXIV, Lam. XXX-XXXII, p.39-388.
- Colom, G., 1948, Fossil Tintinnids loricated Infusoria of the order of the Oligotricha. *Journ-Paleont.*, v.22, n.2, p.233-263.
- Colom, G., 1955, Jurassic-Cretaceous pelagic sediments of the Western Mediterranean zone and the Atlantic area. *Micropaleont.*, v.1, n.2, p. 109-124.
- Colom, G. ^ Castany, G., Deiga, M., D., 1954, Microfaunes pelagique (Calpionelles, Fissuriens) dans le NE de la Berberle. *Bull. Soc. Geol Fr.*, Ser. 6, t.3, p.517-534.
- Cuvillier, J., Barreyre, M., 1964, Presence de Tintinnoidiens dans le Viseen des Asturies. *Rev» Micropaleont.*, v.7, n.1, p.80-81.
- Üelga, M., D., Gutnic, M., 1966, Calpionelles du Taurus sud-Anatolien (Turquie). *C.R. Acad. Se, Paris, Ser. D*, t.262, p. 18364839.
- Delga, M.D., Jaffrezo, M., 1973, Reflexions sur les Calpionelles de Test des Pyrenees Françaises. *Rev. Micropaleont.»* v.15, n.2» p.57-62,
- Doben, IL, 1963, Über Calpionelliden an der Jura/Kreide grenze. *Mitt. Bayer. StaatsammL Paiaeont Hist. Geol.*, v.3, p.35-50.
- Dodona, E., Meço, S. Xhomo, A., 1973, La limite Jurassique-Cretace en Albanie possibilité actuelle de son etude. *Colt Limite Juras.-Cret.*, Lyon, Neuchatel, Mem, B, RG, M., p.29-38,
- Dragastan, Ö.jMutiu, R. Vinogradov, C, 1973, Les zones micropaleontologiques et la limite Jurassique-Cretace dans les Carpates Orientales (Monts de ttoghimas) et dans la plate-forme Mœsienne. *Cool. Limite Juras.-Cret.* Lyon, Neuchatel, Mem. B.R.G.M., p. 187-203.
- Dufaure, P., 1958, Contribution a l'étude stratigraphique et micropaleontologique du Jurassique et du Neocomien de L'Aquitaine a la Provence. *Rev, Micropaleont.*, v.1, n.2, p.87-115.
- Echols, J.R. ^ Fowler, A.G*, 1973, Agglutinated tintinnid loricae from some Recent and Late Pleistocene shelf sediments. *Micropaleont.*, v.19, n.4, p.431-443,
- Edgell, H., 1967, Calpionellid Stratigraphy and the Jurassic-Cretaceous boundary in south-east Iran. *Coll. Juras. Luxemburg*, 1967, Mem. B,R*G*M», (1971), p.231-247.
- Eicher, D.L., 1965, Cretaceous Tintinnids from the Western interior of the United States. *Micropaleont»* v, II, n.4, p.449-456.
- Fares, F. Lasnier, J., 1971, Les Tinünnogdiens fossiles, leur position stratigraphique et leur reparution en Algérie du nord. *Proceed. IL Plank, Conf, Roma 1970, Sec. Micropaleont.*, p.539-554.
- Filipescu, M.G., Dragastan, CX, 1963, Resturi de Tintinnidae in depozitele Tithonice si Neocominene din R.P.Romina» *Acad* Rep. Popul. Romîne, SecGeol. Geogr.*, v.8, p.333-356.
- Filipescu, M.G., Dragastan, O., 1970, Une nouvelle espèce de Tmünnopsella du Valanginien Calâtes Meridionales-Banat (Roumanie). *Rev. Micropaleont.*, V.12, n.4, p.234-236.
- Gattinger, T.E., 1961, 1/500000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritası* M.T.A, Yayınları, Ankara,
- Gianotti, A., 1958, Deux faciès du Jurassique Supérieur en Sicile. *Rev. Micropaleont.*, v.1, p.38-51.
- Hegarar, G. ^ Remane, J., 1968, Tithonique Supérieur et Beniasien de L'Ardeche et de L'Hérault correlation des ammonites et des Calpionelles. *Geob. (Fac.Sc.Lyon)*, n.1, p.7-70.
- Hennés, J.J., 1966, Tintinnids from the Silurian of the Betic Cordilleras, Spain. *Rev, Micropaleont.*, v.8, n.4, p.211-214.
- Jansa, L.F. Remane, J. Ascoli, P*, 1980, Calpionellid and Foraminiferal-Ostracod biostratigraphy at the Jurassic-Cretaceous boundary, offshore Eastern Canada. *Riv. ItaL Paleont*, n.86, p.67-126.
- Keün, L., 1950, Bayburt Bölgesinin Jeolojisi hakkında. *LÜ.EF. Mecm.*, Seri 3, Cilt XVI, Sayı.2.
- Ketin, L., 1950, Erzincan-Aşkale arasındaki sahanın (1/100000 lik 46/4 ve 47/3 paftalarının) jeolojisine ait memuar. 22 Ekim 1950 MXA. Raporu, Ankara.
- Lupu, M., 1974, Observatii privind limita Jurassic-Cretacic, studiata pe baza asociatiilor de Tintinnide, in provincia Pinar del Rio (Cuba). *Inst. Geol Geofiz, Dari Seama Şedintolor, Roman*, (1975), v.61, n.4, p.161-179.

- Murgeanu, G.-Filipescu, M., 1937, Sur la présence des Calpionella dans les dépôts Jurassiques et Crétaciques de Roumanie. CR.Inst. Géol. Roum., n.2, p.50-54.
- Nemmi, L.-Salaj, J., 1973, Le Berriasien de Tunisie. Succession de faunes d'Ammonites, de foraminifères et de Tintinnoidiens. Coll. Limite Juras.-Cret., Lyon, Neuchatel, Mem. B.R.G.M., p.58-67.
- Otkun, G., 1942. Anadolu'da birkaç Liyas yatağının paleontolojik tetkiki, M.T.A. Dergisi, n.8, Seri B, Sayfa41.
- Pop, G., 1976, Tithonian-Valanginian Calpionellid Zones from Cuba, Inst. Geol. Geofiz. Dari Seama Şedintolor, Roman, (1974-1975), v.62, p.237-266.
- Prestat, B., 1970, Presence du Colomiella Bonet (Calpionellidae) dans le Crétacé Inférieur de Somalie et d'Iran, 4, Collog. Africain micropaléont., 1970, Nice, Lab. Géol. Sédiment. Univ. (1973), p.314-316.
- Remane, J., 1962, Zur Calpionellen Systematik, Neue Jb* Geol. Palaeont. Mh., 1962, v.I, p.8-24.
- Remane, J., 1963, Les Calpionelles dans les couches de passage Jurassique-Crétacé de la fosse Vocontienne, Trav. Lab. Geol. Grenoble, n.39, p.25-82,
- Remane, J., 1964, Untersuchungen zur Systematik und Stratigraphie der Calpionellen in den Jura-Kreide Übergangsschichten des Vocontischen Troges, Palaeontographica (A), v.123, p.1-57,
- Remane, J., 1964, Über zwei interessante Deformationenstypen bei Calpionellen-Gehaeusen (Protozoa Tintinniana?), Neue Jb, Geol. Palaeont. Mh., 1964, v.II, p.664-672.
- Remane» L» 1967» Les Possibilités actuelles pour une utilisation stratigraphique des Calpionelles (Protozoa Incertae sedis» Giliata?), Proceed. L Intern. Conf. Plank. Microfossils, Geneva 1967» v.11, p. 559-573.
- Remane» h, 1971» Les Calpionelles: Protozoaires planctoniques des mers Mesogéennes de l'Époque Secondaire. Ext. Ann. Gueb., 47 année, p. 369-393,
- Remane, J., 1985, Calpionellids. Plankton Stratigraphy, n. 1032, p.555-572, Cambridge University.
- Sayyab, A., 1967, Stratigraphy of the Cretaceous-Jurassic contacts at Iraq and neighbouring area. Coll. Juras. Luxemburg., 1967, Mem. B.R.G.M., n.75, p.695-700.
- Seyed-Imami, K., 1973, Jurassic-Cretaceous boundary in Iran. Coll. Limite Juras.-Cret., Lyon, Neuchatel, Mem., B.R.G.M., p.77-83.
- Tansel» I., 1980, Nallıhan ve dolayının biyostratigrafi incelemesi. Hacettepe Ünive. Yer.Bilens, Yayın Organı, c.5-6, s.31-47,
- Thierstein» H.R., 1973, Calcareous nannoplankton biostratigraphy at the Jurassic-Cretaceous boundary. Coll. Limite Juras.-Cret., Lyon, Neuchatel, Mem. B.R.G.M., p.84-94.
- Toker, Y., 1975, Sorgun Çayı boyunca Nallıhan Bölgesi Kretase stratigrafisi. TÜBİTAK V, Bilim Kongr. Tebliğ Özetleri, 29 Eylül-2 Ekim 1975, İzmir, s.266-267,
- Trejo, M., 1973, Les Tintinnidos Mesozoicos de Mexico. Coll. Limite Juras.-Cret., Lyon, Neuchatel, Mem. B.R.G.M., p.95-104.
- Trejo, M.L., 1980, Distribucion estratigrafica de los Tintinnidos Mesozoicos Mexicanos. Rev. Inst. Mex. Pet., v.12, p.4-13.
- Vassœvitch, N., 1936, Les roches à Calpionella Lorenz du Caucase et de la Crimée, CM, Somm. Sean. Soc. Geol. France. p.15-169.
- Vincent, E., 1980, Calpionellid from the Upper Jurassic and Neocomian of Deep Sea Drilling Project site 416, Moroccan Basin, Eastern North Atlantic. Init. Rep. of the Deep Sea Drill. Proj., v.L, n.IV, p.439-465.
- Vyalov, Ö.S.-Linetskaya, L.V., 1960, Fossil Infusoria from the Mesozoic of the Carpathians. (Translation of) Doklady Akademii Nauk SSSR, v.131, n.6, **1960.P.1407-1409.**
- Wedding, H., 1963, KeMt hatü jeolojisine ait düşünceler ve Kelkit-Bayburt (Gümüşhane) çevresindeki Jura stratigrafisi, M.T.A. Mecm. s.61, sah.30-37*

ORDU - ÜNYE - FATSA - AYBASTI YÖRESİNDEKİ ALTIN ARAMALARINA ÇOK DEĞİŞKENLİ İSTATİSTİK YÖNTEMLERİNİN UYGULANMASI VE JEOKİMYASAL YORUMU

Utilization of multivariate statistical techniques in gold exploration: A case study for the evaluation of geochemical data from the region of Ördü-Ünye-Fatsa-Aybastı

NECATİ TÜYSÜZ KTÜ Mühendislik Fak., Maden Müh, Böl, TRABZON

ÖZ: Epitermal altın açısından potansiyel bir bölge olan Ordu-Ünye-Fatsa-Aybastı arasındaki kısımda daha önce saptanan alterasyon sahalarından alınan 165 kay aç örneğinin analiz sonuçları irdelenmiştir. 11 elementin analizi yapılmıştır. Bu çalışmada, analiz sonuçlarına regresyon ve Ana Bileşenler Analizleri gibi çok değişkenli istatistiksel yöntemler uygulanarak anomali sahalarının belirlenmesi ve cevherleşmeler dışında bu anomalilere etki eden yan kayaç faktörünün etkisinin yok edilmesi amaçlanmıştır. Yan kayaç faktörünün dışlanmadığı ilk durumda, altının hiçbir elemente bağlı olmaksızın tek fazda ve sadece Fatsa-Tepeköy civarında olduğu görülmüştür. Ancak, regresyon analizleri sonucu yan kayaç faktörü veri setinden ayrıldığında, altının 3 ayrı fazda ve başka yörelerde de yoğunlaştığı anlaşılmıştır. Altın Fatsa-Zaviköy'de 2 ayrı fazda, ilk olarak bazı metallerle birlikte ikinci olarak da epitermal olarak oluşmuştur, Altın, Tepeköy'de ise aynı şekilde bazı metallerle birlikte bulunurken, ayrıca muhtemelen geç evre silis damarlarına bağlı olarak da oluşmuştur. Bu sahalara ek olarak Korgan yöresinde de bir anomali sahası belirlenmiştir*

ABSTRACT: Analytical results of 165 rock chip samples collected from predetermined alteration areas in the region between Ördü-Ünye-Fatsa-Aybastı were evaluated for any possible sort of mineralization, The region appears very promising for epithermal gold deposits. 11 elements were analyzed. The main purpose of this study is to filter out influences related to extraneous factors other than mineralization such as lithology. Therefore, two multivariate techniques, linear regression and principal component analysis were employed. Data before filtering revealed only a single anomalous area around Fatsa-Tepeköy for gold with no association of other elements. However, filtering resulted in delineation of other anomalous areas. In addition, filtered data may imply three different episodes for gold deposition: 1 - gold together with base metals at relatively high temperatures, 2 - gold with epithermal mineralization, 3 - gold only with silica as late stage quartz veins. Hence, multivariate techniques proved to be very successful in removing the background signal caused by different lithological units in the sampling area.

GİRİŞ

Doğu Karadeniz Bölgesi jeolojisi ve tektonik konumu bakımından altın için önemli bir potansiyel bölgedir. Özellikle Üst Kretase ve Eosen volkanikleri epitermal altın cevherleşmeleri açısından ilginç özellikler sunarlar. Altın aramaları daha önce saptanan alterasyon sahalarında yürütülmüş ve yaklaşık 36 km² lik bir alanda 165 kayaç örneği toplanmıştır. Bu örnekler 11 element için analiz edilmiştir. Bu çalışmada element konsantrasyonlarının hangi faktörlere bağlı olduğu araştırılmış ve anomali alanları saptanmıştır. Bunun için Ana Bileşenler Analizi (PCA^Principal Component Analysis) ve regresyon analizi teknikleri kullanılmıştır. Jeokimyasal anomaliler, genelde değişik faktörler sonucunda oluşabilirler. Kayaç tipleri, cevherli kayaçların üstündeki malzeme kalınlığı, bitki örtüsü, hidrolik rejim, iklim gibi faktörler jeokim-

yasal anomali değerlendirmelerinde önemli rol oynarlar. Dolayısıyla, bu faktörlerin aramalara daha da anlam kazandırması için analiz sonuçlarının yorumlanması esnasında ayırt edilmeleri gerekir. Çok değişkenli istatistiksel yöntemler Garrett (1989) tarafından detaylı olarak anlatılmıştır. PCA yöntemi, anomalilerin hangi faktörlerden etkilendiğini belirleyebilir. Doğrusal regresyon analizleri ise filtreleme tekniği olarak kullanılmaktadır (Rose ve diğ., 1970; Diaper ve Smith, 1966), Bu çalışmada 2 aşamalı yöntem uygulanmıştır. Birinci aşamada bütün değerler PCA metoduyla yorumlanmış, ikinci aşamada ise diğer faktörlere dokunmadan kayaç faktörü regresyon analizi ile yok edilmiş ve artık (residual) değerlere PCA analizi uygulanmıştır. İstatistiksel analizler STATGRAF programları ile gerçekleştirilmiştir.

JEOLOJİ

Çalışma sahası Doğu Pontidlerin batı kısmında yer alır. Yöre, Mesozoyik ve Alt Kretasc'de aktif ada yayı volkanizmasına sahne olmuştur (Gedikoğlu, 1978), Çalışma alanında en yaşlı birim, Üst Kretase yaşlı andezit, bazalt lav ve pirokiasüarıdır (Şekil 1), Bu kayalar siyenitik kayalar tarafından kesilirler ve kumlası, konglomera ve resifal kireçtaşları ile uyumsuz olarak örtülürler, Paleosen-Eosen ise riyolit, andezit, bazalt ve trakandezitler ile belirlenir, Aybastı, Gököy ve Fatsa ilçe merkezleri arasında kalan alanın merkezinden başlayarak yaklaşık 30 km. çapında bir saha çalışma sahasını da kapsayan bir paleo-kaldera içerisinde yer alır (Gedikoğlu ve diğ., 1982).

ALTERASYON VE CEVHERLEŞMELER

Arjilik alterasyon bazı kısımlarda oldukça yoğun olarak gelişmiş olup, kuvars damarlarını ve silisiesmiş yan kayacı çevreler, Alunitleşme, piritleşme, limonitleşme ve hematitleşme yer yer oldukça iyi gelişmiştir, Kloritleşme bölgesel olarak yaygın bir şekilde izlenir.

Tepeköy civarında galenit, kalkopirit, sfalerit ve pirit mineralizasyonları alt kotlarda 20-50 cm, kalınlıklarda damarlar şeklinde izlenirken, üste doğru daha önce 1-2 cm lik damarcıklara dönüşürler. Ayrıca, bu kısımlarda baritleşme oldukça yaygındır, Zaviköy de ise ağsal pirit, galenit, sfalerit, tetraedrit ve kalkopirit mineralizasyonlarına rastlanılmıştır (İğdir ve Kahraman, 1974).

TEMEL İSTATİSTİKSEL DEĞERLENDİRMELER

Çizelge 1, İl değişkene ait özel istatistik verileri içermektedir, Yamukluk (skewness) katsayısından da anlaşılacağı gibi bütün dağılımlar pozitif yamukluk göstermektedir. Özellikle altın yüksek yamukluk arzeder. Standart sapmanın 10 katına varan oranlarda bazı çok yüksek değerler mevcuttur. Bu tür yüksek değerler, bazen ilginç anomalileri belirttiğinden bu değerlerin istatistiksel hesaplamalarda göz önünde bulundurulması gereklidir. Ancak, bu yüksek değerler sonuçları önemli derecede çarpıtabilir. Bu olumsuzluk, verilerin tümünün logaritmaları alınarak minimuma indirilmiştir. Yamukluk katsayılarından da anlaşılacağı gibi (Ni hariç) dağılımlardaki asimetri olabildiğince azalmıştır (Çizelge 1),

KORELASYON

Elementler arasındaki ilişki araştırılmış ve en iyi ilişki en yüksek korelasyonla Pb ile Zn arasında saptanmıştır (Çizelge 2), Benzer olarak Pb=Cd, Zn-Cd, As-Ag, As-Sb, Cu-Ag ve Co-Ni arasında iyi ilişkiler saptanmıştır. Burada görülen en ilginç olay hiç bir elemen-

tin altın ile ilişki göstermemesidir. Bu durum, İlerdeki bölümlerde ayrıntılı olarak incelenmiş ve nedenleri araştırılmıştır. Bir başka ilginç sonuç ise hiç bir element arasında önemli bir negatif korelasyon bulunmamasıdır,

ANA BİLEŞENLER ANALİZİ

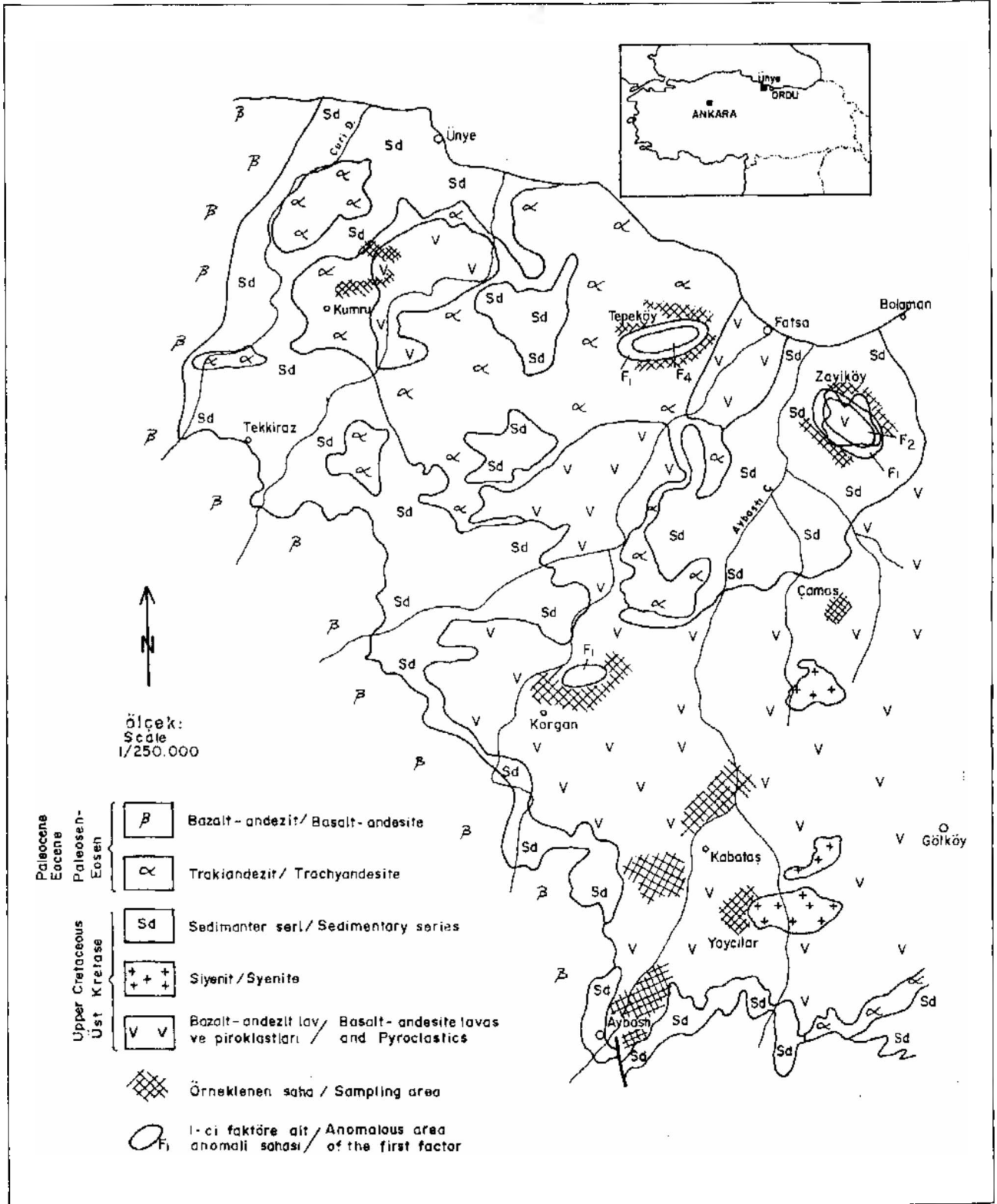
Ana Bileşenler Analiz tekniği, değişken grupları arasındaki en iyi doğrusal değişimleri yansıtan çok değişkenli bir istatistiksel yöntemdir. Buna göre eğer değişkenler arasında hiç bir korelasyon yoksa bu değişkenler birbirleriyle uzaysal olarak ortogonal bir konumda bulunurlar, yani değişkenlerden geçen doğrular birbirine diktir, Birbirleriyle iyi korelasyon sunan elementler aynı doğru üzerinde yer alırlar ve böylece başlangıçtakinden çok daha az sayıda değişken ile veri setindeki değişimlerin nedenleri araştırılabilmektedir. Bu şekilde bulunan yeni değişkenler faktör olarak isimlendirilir (Çizelge 3).

Çizelge 3'den çalışma sahasındaki element dağılımındaki değişimin % 85 inin 5 ayrı faktöre bağlı olduğu anlaşılmaktadır* Geri kalan değişim; örnek alımı, analiz hataları gibi faktörlere bağlı olabileceğinden hesaba katılmamıştır. Buna göre orijinal element setindeki değişimleri yansıtan ilk iki faktör 2 ayrı cevherleşme fazım (Şekil 2), 4'ncü faktör ise sadece altın cevherleşmesini belirtmektedir. 3'ncü faktör yan kayalardan kaynaklanan değişimleri, 5'nei faktör de benzer olarak siyenit sokulumlarının neden olduğu değişimleri yansıtmaktadır,

REGRESYON ANALİZİ

Elementlerin ortalama değerleri jeolojik ortamlara göre farklı olduğundan, ortam faktörünün element dağılımı üzerindeki etkisi yok edilerek homojen bir ortam oluşturulmalıdır. Böyle bir ortam, kayaç cinslerini belirleyen elementlerin cevher oluşturan elementlere göre regresyonu ile saptanabilir ve bu şekilde daha sağlıklı bir eşik değer hesaplanmış olur. Bir başka deyişle regresyonla hesaplanan değerlerin analiz sonucunda bulunmuş değerlerden çıkarılmasıyla geri kalan değerler (Residuals) gerçek cevherleşmeleri yansıtır. Bonham ve diğ. (1987), Rose ve diğ. (1970) ve Marcotte ve Fox (1990) kayaç faktörünü dışlamak için regresyon analizlerinden yararlanmışlardır,

Co ve Ni değerlerindeki değişimler çalışma sahasında bu tip bir cevherleşme söz konusu olmayacağından tamamen yan kayalardaki farklılıklardan kaynaklanmaktadır. Dolayısıyla, diğer element değerlerinin bu iki elemente göre regresyonu alınırca, kayaç faktörüne bağlı değişimler veri setinden çıkartılmış olacaktır, Regresyon sonuçları ve bu yöntemin başarılı olup olmadığı



Şekil 1 Ordu-Ünye-Fatsa-Aybası yöresindeki jeokimyasal anomalilerin jeolojik harita üzerindeki dağılımı (Gedikoğlu ve diğerleri (1982) ile Çınar ve diğerleri (1987) nin çalışmalarından derlenmiştir).

Figure 1 Distribution of the geochemical anomalies superimposed onto the regional geologic map of Ordu-Ünye-Fatsa-Aybası (Modified from Gedikoğlu et al. (1982) and Çınar et al. (1987)).

Çizelge 1 Temel İstatistik Parametreler.
Table 1 Elementary statistics.

	Aritmetik Ortalama	Standart Sapma	Minimum	Maksimum	Yamukluk	Ortalama (log ₁₀)	Standart Sapma (log ₁₀)	Yamukluk (log ₁₀)
Cu (ppm)	434.2	1545.6	7	10000	5.3	1.9	0.7	1.0
Pb (ppm)	699.9	2047.3	10	10000	3.7	1.9	0.8	0.9
Zn (ppm)	760.5	2257.0	10	11520	3.6	1.8	0.9	1.0
Co (ppm)	15.6	9.3	10	68	2.2	1.1	0.2	-0.6
Ni (ppm)	16.0	6.5	10	40	1.0	1.2	0.2	-2.0
Cd (ppm)	31.1	114.4	10	1075	6.8	1.0	0.4	3.3
Sb (ppm)	28.2	94.8	4	600	5.4	0.9	0.5	2.2
Mo (ppm)	7.0	9.6	1	50	2.8	0.6	0.4	0.6
As (ppm)	61.5	96.3	5	1000	6.4	1.5	0.5	-0.2
Ag (ppm)	3.9	13.2	1.0	148	8.8	0.2	0.4	2.3
Au (ppb)	172.9	1149.7	5	13750	10.7	1.2	0.7	1.4

Çizelge 2 Orijinal verilere ait Korelasyon Katsayıları.
Table 2 Correlation coefficients of original data.

	Cu	Pb	Zn	Co	Ni	Cd	Sb	Mo	As	Ag	Au
Cu	1	.36	.34	.09	.05	.53	.59	-.11	.49	.65	0.02
Pb	.36	1	.87	.12	.04	.77	.07	-.02	.00	.29	.09
Zn	.34	.87	1	.26	.16	.74	.11	.06	.02	.25	-.02
Co	.09	.12	.26	1	.65	.07	.13	.10	.12	.02	-.07
Ni	.05	.04	.16	.65	1	.07	.03	.24	.08	-.01	.01
Cd	.53	.77	.74	.07	.07	1	.08	-.07	-.03	.32	-.01
Sb	.59	.07	.11	.13	.03	.08	1	.13	.66	.54	-.01
Mo	-.11	-.02	.06	.10	.24	-.07	.13	1	.05	-.06	-.04
As	.49	.00	.02	.12	.08	-.03	.66	.05	1	.71	.01
Ag	.65	.29	.25	.02	-.01	.32	.54	-.06	.71	1	.06
Au	.02	.09	-.02	-.07	-.01	-.01	-.01	-.04	.01	.06	1

irdeleyen F-testi değerleri Çizelge 4'de verilmiştir. % 95 güvenlik sınırına göre F-testi çizelgelerinden bulunan kritik F değeri ise 3.05 civarındadır. Buna göre Zn ve Mo regresyon değerleri dışında diğer bütün elementlerin regresyon değerleri istatistiksel olarak önemlidirler. Sonuç olarak bu iki element dışındaki elementlerin dağılımı önemli bir oranda yan kayaç faktörüne bağlıdır. Bu durumda eşik değerlerin saptanması artık değerlere göre yapılabilmektedir.

ARTIK DEĞERLERİN ANA BİLEŞENLER ANALİZİ

Regresyon analizi ile kayaç faktörünün neden olduğu element değerlerindeki değişimler giderildikten sonra geri kalan değerlerin Ana Bileşenler Analizi yapılmış ve sonuçlar Çizelge 5'de verilmiştir.

Buna göre, orijinal değerlerin Ana Bileşenler Analizi ile değerlendirilmeleri sonucunda 1. ve 2. faktörlere bağlı cevherleşmelerde görülmeyen alun artık değerlerle

Çizelge 3 Orijinal verilerin ana bileşenler analizleri (her bir sütun bir eigenvektör (faktör) olup % her bir eigenvektörün toplam veri setinde karşıladığı değişimi verir).

Table 3 Principal component analysis of original data.

	F1	F2	F3	F4	F5	F6	F7	F8	F9
%	31.8	19.5	15.8	9.2	8.6	4.4	4.1	2.44	1.68
Cu	0.43	0.17	-0.11	-0.03	-0.13	-0.60	-0.09	0.24	-0.42
Pb	0.38	-0.40	-0.12	0.05	0.12	0.25	0.13	-0.15	-0.03
Zn	0.38	-0.40	0.01	-0.05	0.11	0.26	0.23	-0.16	-0.11
Co	0.14	-0.09	0.61	0.04	-0.35	0.13	0.34	0.57	0.03
Ni	0.10	-0.09	0.64	0.15	-0.17	-0.17	-0.43	-0.54	0.08
Cd	0.39	-0.36	-0.15	-0.06	-1.3 E-3	-0.29	-0.23	0.08	0.10
Sb	0.32	0.42	0.07	-0.06	0.13	-0.27	0.59	-0.34	0.40
Mo	3.4E-3	0.02	0.37	-0.09	0.88	-0.08	-0.12	0.25	-0.05
As	0.29	0.49	0.08	0.02	8.15 E-3	0.44	-0.08	-0.16	-0.56
Ag	0.40	0.31	-0.12	0.04	-0.03	0.32	-0.44	0.27	0.56
Au	0.02	3.06 E-3	-0.09	0.98	0.13	-0.05	0.08	0.07	-0.02

Çizelge 4 Çoklu Regresyon ve F-testi Sonuçları (Sa:Sabit).

Table 4 Results of multiple regression and F-test (Sa:constant).

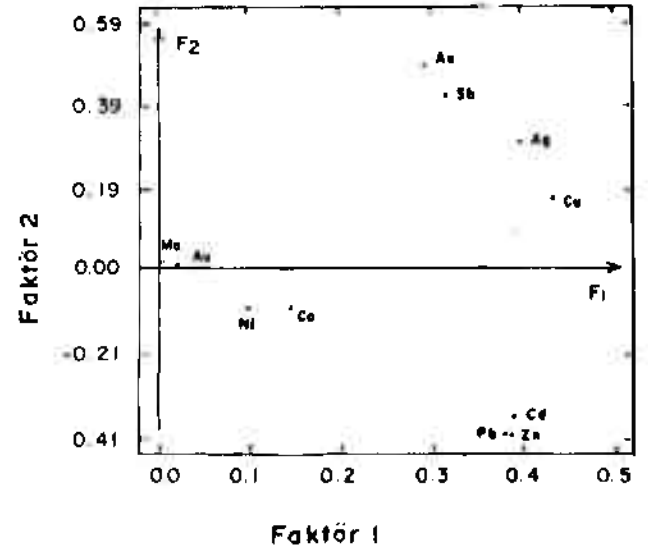
	Sa	Co	Ni	F-Oran
Cu	217.2	17.1	-3.1	0.75
Pb	433.6	34.6	-17.1	1.37
Zn	-156.6	69.1	-10.0	6.32
Cd	9.4	0.60	0.77	0.60
Sb	18.48	1.90	1.25	1.77
Mo	1.09	-0.09	0.47	6.16
As	38.7	1.27	0.18	1.45
Ag	4.01	0.06	-0.07	0.09
Au	128.2	-17.5	19.9	0.96

yapılan Ana Bileşenler Analizinde 0.3 ve 0.2 gibi önemli faktör değerleri (eigenvalue) ile bu cevherleşme fazları içerisinde yer almıştır. Buna karşılık Mo 2'nci faz cevherleşmede yer almıştır. Ancak, F-testi Mo için istatistiksel olarak anlamsızdır. Bu fazda Ag'nin devre dışı kalması ise araştırmaya değer bir durumdur.

TARTIŞMA VE SONUÇLAR

Regresyon analizlerinin ayırtlayıcı olarak kullanıldığı bu çalışma sonucunda altın oluşumunun 3 ayrı fazda gerçekleştiği anlaşılmıştır. Eğer orijinal veriler

Şekil 2 1. inci faktörün 2. inci faktöre göre çizimi. Figure 2 Plot of 1 st factor versus 2 nd factor.



filtrelenmiş olsaydı, altın oluşumunun sadece 3'ncü faktöre bağlı olarak ve hiç bir elementle ilişkisi olmaksızın gelişmiş olacağı düşünülecekti ve bu da altın aramaları için son derece yanıltıcı bir sonuç doğuracaktı. Ana Bileşenler Analizi yöntemi ile saptanan en düşük ve en yüksek değerler haritalandığında veri setindeki değişime neden olan faktörler çoğu zaman rahatlıkla saptanabilmektedir.

Anomali oluşturan bütün faktör değerleri haritalandığında, 3 ayrı saha önem kazanmaktadır (Şekil 1).

Çizelge 5 Artık Değerlerin (residuals) Ana Bileşenler Analizleri.

Table 5 Principal component analysis of residuals.

	F1	F2	F3	F4	F5	F6	F7	F8	F9
Cu	0.40	0.07	0.30	-0.04	0.30	-0.40	0.31	-0.62	-0.13
Pb	0.41	-0.22	-0.28	0.08	-0.26	0.27	0.12	0.03	-0.74
Zn	0.36	-0.39	-0.22	-0.11	-0.30	0.28	-0.05	-0.38	0.58
Cd	0.34	-0.40	9.4E-4	-0.10	-1.0E-3	-0.63	-0.41	0.37	0.01
Sb	0.32	0.35	0.26	-0.45	0.18	0.37	-0.57	-0.01	-0.09
Mo	0.07	0.40	-0.82	-0.26	0.20	-0.22	0.03	-0.05	0.05
As	0.24	0.55	0.15	0.08	-0.73	-0.23	0.08	0.10	0.11
Ag	0.42	0.04	0.11	-0.11	0.29	0.20	0.55	0.56	0.26
Au	0.30	0.20	-0.10	0.82	0.27	0.10	-0.29	1.2E-3	0.13

Bunlar, Fatsa-Zavücöy, Fatsa-Tepeköy ve Korgan sahalarıdır* 1'nci faktör Fatsa-Zavüköy ve Tepeköy ve Korgan sahalarında anomali oluşturmaktadır. Bu faktöre ait en yüksek negatif değerler ise Aybastı-Sanyar sahasında görülmektedir. Bu faktör, sahada yapılan çalışmalardan da anlaşılacağı gibi yüksek sıcaklıkta oluşmuş, baz metal ve bunlara bağlı altın cevherleşmelerini içermektedir. 2'nci faktöre bağlı cevherleşmeler sadece Zavüköy civarında kendisini göstermektedir. Bu kısımda yapılan incelemelerde enarjit ve tetraedrit oluşumlarına rastlanılmıştır. Ancak, saha kalın bir toprak örtüsü ve sık bir bitki örtüsü ile kapalı olduğundan herhangi bir cevher mostrasına rastlanmamıştır, Burada ayrıntılı toprak jeokimyası uygun sonuçlar verebilir. Bu faktör, element birlikteliğinden de anlaşılacağı gibi epitermal bir cevherleşmeyi işaret edebilir. 4'ncü faktör ise sadece Tepeköy civarında anomali oluşturmaktadır ve sadece altın oluşumunu belirlemektedir. Altın, olasılıkla geç evre silis damarlarına bağlı olarak oluşmuştur. Bu faktöre ait en yüksek negatif değerler ise Zavüköy civarında kaydedilmiştir, 5'nci faktör ise sadece güneyde Yayalar yöresinde yüksek Mo konsantrasyonlarına işaret etmektedir. Bu kısımda mostra veren siyenitler Mo için muhtemel kaynaktırlar. Buna ek olarak Zavüköydeki birkaç yüksek Mo değerleri de dikkat çeker*

KATKI BELİRTME

Yazar, jeokimya çalışmalarına katkılarından dolayı jeoloji mühendisleri Murat ER, Ali Rıza GÜÇ ve Zeki YILMAZ'a teşekkürlerini sunar.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Bonham, G. F., Rogers, P. J. ve Ellwood, D.J., 1987, Cathchment basin analysis applied to surficial geochemical data, Gobequid Highlands, Nova Scotia: J. Geochem. Explor., 29 (1-3), 259-278.
- Çınar, S., Yazıcı, E.N., Doksanbir, T., Boğuşlu, M., Genç, t, Yağcı, A., Yıldırım, K., 1987, Ordu-Ulubey-Perşembe-Fatsa'yörelerinin jeolojisi ile maden zuhurlarına ilişkin rapor: MTA Rap* No (8452), (yayınlanmamış).
- Draper, N. R. ve Smith, H., 1966 Applied regression analysis: Wiley, New York, NY, 407 s.
- Gaxrett, R.G., 1989, The chi-square plot, a tool for multivariate outlier recognition: J, Geochem. Explor., 32 (1-3), 319-342.
- Gedikoğlu, A., 1978, Harşit Granit Karmaşığı ve Çevre Kayaçları (Giresun-Doğankent): Doçentlik tezi, K.T.İ. Trabzon (yayınlanmamış).
- Gedikoğlu, A., Pelin, S. ve Özsayar, T., 1982, Gököy (Ordu) Yöresinde Bir Paleokaldera ile Cevherleşmelerin Konumu Arasındaki İlişkiler: K.Ü. Yer Bil. Der., cilt 2, sayı 1-2, 117-130.
- İğdır, İ. ve Kahraman, İ., 1974, Ordu-Fatsa-Zavüköy yöresinin 1/10,000 ölçekli jeoloji raporu: M.T.A. Derleme No. 6786, 57 s. (yayınlanmamış).
- Marcotte, D* ve Fox, J.S., 1990, The Schrefferville area: multivariate analysis and variography used to enhance interpretation of lake sediment geochemical data: J. Geochem. Explor., 38, 247-263.
- Rose, A.W., Dahlberg, E.G. ve Keith, M.L., 1970, A multiple regression technique for adjusting background values in stream sediment geochemistry: Econ. Geol., 65 (2), 156-165.

DÜZELTME

3 Türkiye Jeoloji Bülteni'nin Şubat 1991'de yayınlanan C.34 s.rde yer alan ve YJDoç. Dr. Ümit Şafak ile Prof. Dr. Nuran Gökçen tarafından hazırlanan "Planktik Foraminifer Zonlamasına Doğu Akdeniz Provensinden Bir Ümek: Mut Havzası Tersiyer İstifi" başlıklı makalenin 29. sayfası gr ikinci sütunun 21. satırdan itibaren aşağıdaki gibi düzeltilmesi gerekmektedir:

"Subtropikal kuşakta (Kennett ve Srinivasan, 1983) *Orbulina suturalis* Zonu'na karşılık *Orbulina suturalis* ve *Globorotalia paripheronda* periphe* %oacuta zonları kullanılmış ve bu zon, bu çalışmada olduğu gibi Langiyen olarak belirlenmiştir. Antalya-Korkuteli yöresinde ((Toker, 1985) Orta Miyosen alt düzeyi (Langiyen) için kullanılan bu zon bu çalışmada da aynı stratigrafik düzeyde tanımlanmaktadır (Şekil 12).

İnceleme alanında Seka Kesitinde 220-310 metreler arasında tanımlanmıştır.

Fosil Topluluğu: *Globigerinoides ruber* (d'Orbigny), *Glohoquadrina dehiscens* (Chapman, *arr ve Collins), *Globigerinoides trilobus trilobus* (Reuss), *Globigerinoides trilobus immaturus* Le Roy, *Orbulina bilobata* (d'Orbigny), *Orbulina suturalis* Bronnimann (Şekil 9),

Globorotalia mayeri Zonu:

3 Tanım: *Globorotalia mayeri* Cushman ve Ellisör'nin ilk görünümü ile son görünümü arasındaki süreç.

Zonu Tanımlayan: Jenkins (1960)

Yaş: Orta Miyosen

• Karşılaştırma ve Yorum: Blow (1969)un

standart zonlamasında N10,14 olarak tanımlanan ve bu çalışmada da Serravaliyen olarak saptanmış bu zon Yeni Zelanda'da (JenMns, 1971) ve Akdeniz'de (Bizon ve Bizon, 1972) aynı düzeye konulmuştur. Kuzey Karayib'lerde (Bolli-Silva, 1973) bu zona karşılık *Globorotalia fohsi lobata* ve *Globorotalia mayeri* zonu tanımlanmış; Antalya, Mut, Adana havzalarında (Bizon ve diğerleri, 1974) zon bu çalışmada olduğu gibi Serravaliyen olarak değerlendirilmiştir, Silifke yöresinde (Gökten, 1976) ise Orta Miyosen üst düzeyinde bu zon *Orbulina suturalis* Süperzonu içerisinde belirtilmiştir.

Bu zon subtropikal kuşakta (Kennett ve Srinivasan, 1983), yine Antalya-Korkuteli yöresinde (Toker, 1985) bu çalışmamız ile aynı stratigrafik düzey, yani Orta Miyosen'in üst düzeyinde belirlenmiştir, Nazik-Toker(1986)'ın Adana yöresinde yaptıkları çalışmada bu zona karşılık? *Globorotalia fohsi lobata* Zonu belirtilmiştir (Şekil 12).

İnceleme alanında Seka Kesitinde 310-350 metreler arasında tanımlanmıştır,

Fosil Topluluğu; *Globoquadrina dehiscens* (Chapman, Parr ve Collins), *Globigerinoides trilobus trilobus* (Reuss), *Globorotalia mayeri* Cushman ve Ellisör (Şekil 9),"

Bu düzeltme yazısı» yazarların uyan ve isteği üzerine düzenlenmiş olup, makalenin 29* sayfa, ikinci sütundaki 21-40, satırlar arasında yer alması gerekmekte ve "STRATİGRAFİ" bölümünün son kısmını oluşturmaktadır,

Yapılan hatadan dolayı özür dileriz.

Türkiye Jeoloji Bülteni'nde Yayımlanması İstenen Yazılarda Aranılan Nitelikler

Bülten'de yayımlanması istenen yazılar aşağıdaki niteliklerden en az birini taşımalıdır:

- 1) Jeolojiye yeni bir katkısı bulunan bir araştırma
- 2) Jeoloji alanında bilimsel ve teknik yöntemlerle yapılmış, özgün sonuçları olan bir çalışma
- 3) Jeolojinin herhangi bir konusunda daha önce yapılmış çalışmalarını eleştireci bir yaklaşımla derleyen ve o konuda yeni bir görüş ortaya koyan bir eleştiri derleme (critical review)

Bülten'de yayımlanabilmesi için yazıların daha önce Türkçe olarak yayımlanmamış olması gerekir. Daha önce yabancı dilde yayımlanmış olan yazılar Türkiye'yi doğrudan doğruya ilgilendirdikleri ve/veya Türkçe konuşan geniş bir araştırmacı kitlesini yakından ilgilendirdikleri durumlarda Türkçe olarak Bülten'de yayımlanabilirler. Bu durumda yazının kapsamı bu bilgiler ile sınırlanmalıdır.

Bülten'de Türkçe ve İngilizce yayım dili olarak kullanılmaktadır, Bülten'de yer alacak ve her yazının hem Türkçe hem de İngilizce özlere bulunmalıdır. Yazının başlığı ve resimlemelerin gerek şekil içi gerekse şekil dışı açıklamaları da Türkçe ve İngilizce olarak iki dilde hazırlanmış olmalıdır. Yazıların başlık «öz ve resimleme açıklamaları» dışındaki bölümlerinde kullanılan olağan dil Türkçe'dir, Türkiye dışında geniş bir araştırmacı kitlesini ilgilendiren yazıların İngilizce yazılmış özlere ve özetleri çalışmanın ana unsurlarını aktarmak için yeterli olmadığı durumlarda yazı Bülten'de İngilizce olarak yayımlanabilir. Yazıların İngilizce olarak yayımlanması ancak bu koşullarda kabul edilir, Bu durumda yazının kapsam ve hacminin Türkiye dışındaki araştırmacıları ilgilendirdiği kadarıyla sınırlanması gerekir. Bülten'de yayımlanan yazıların İngilizce özünden başka birde İngilizce özetini yayımlamak olasıdır. Bu yola yazının İngilizce Özünün yabancı bilim çevresine aktarılmasında yarar olan unsurları aktarmaya yeterli olmadığı durumlarda gidilmeli ve özet'in kapsamı bu amacın gerekleri ile sınırlanmalıdır. Daha önce yabancı dilde yayımlanmış olan yazılarda İngilizce özet verilemez*

1976 yılında yeniden düzenlenerek dağıtılmış olan "Türkiye Jeoloji Bülteni Yayım Kuralları" yürürlüktedir.

Bülten yayım kuralları TMMOB Jeoloji Mühendisleri Odası adresinden sağlanabilir.

Türkiye Jeoloji Bülteni'nde Yayımlanması İstenen Yazılarda Şekil Bakımından Aranılan Nitelikleri

- Yazının tümü çift aralıklı yazılmış ve otuz daktilo sayfasını geçmemelidir.
- Yazı ve ekleri bir asıl, iki kopya olmak üzere üç takım olarak yollanmalıdır,
- Yazı içindeki başlık düzeni ve değinilen belgeler Türkiye Jeoloji Bülteni Yayım Amaç ve ilkeleri ve Yayım Kuralları (Şubat 1976)'na uygun olmalıdır.
- Türkçe ve İngilizce Öz yazılmalıdır.
- Şekil, Levha, Çizelge altı açıklamaları Türkçe ve İngilizce yazılarak aynı bir liste halinde metne eklenmelidir.
- Şekil, Levha Çizelgeler birbirlerinden ayrı olarak numaralanmalıdır,
- Fotoğraflar aydınlık olmalı ve parlak kağıda hasılmalıdır
 - Bütün çizimlerde çetgisel ölçek kullanılmalıdır,
- Levha sayısı 3'den çok olmamalıdır.
 - Küçültüldüğünde katlanacak şekil sayısı 2 yi aşamaz. Bunlar iki bülten sayfasını aşmayacak şekilde küçültülmelidir,
- Küçültmeden sonraki en büyük şekil boyutları aşağıdaki gibi olacaktır «Şekil içi yazılarda ve sursajda bu boyutların dikkate alınması gerekir.

Çift Sayfa	: Yan 23x30 cm	Dik 17x40 cm
Tek Sayfa	: Yan 17x23 cm	
Yanım Sayfa	: Yan 12x17 cm	Dik 8x23 cm

Submission of Manuscripts to the Geological Bulletin of Turkey

Manuscripts should carry at least one of the following qualifications:

1- A Geological research that has new contributions to geology.

2- A Geological research that includes new findings accomplished through scientific and technical methods,

% A critical review of previously published geological researches. Such reviews should bear new results in cruized subjects.

Manuscripts should not have been published previously in Turkish elsewhere, Papers that have been previously published in foreign languages could be submitted to the Bulletin in Turkish if these papers are related to Türkiye's geology and/or include subjects that are in the interest areas of a wide group Turkish speaking researchers. In these cases content of the manuscript should be limited to the described information.

Turkish and English are the accepted publication languages of the Bulletin, Submitted manuscripts should include abstracts both in Turkish and in English. Title of the manuscripts and captions and inner explanations of figures should also be given in both languages. In sections other than titles, abstracts and figure explanations Turkish is used, But, papers can also be published in English too in case that the paper is in the interest scope of many foreign researchers and if abstract and summary of the paper are not explanatory enough to give major aspects of the research, English manuscripts can be accepted and published solely under these conditions. In such cases, volume and content of the paper should be limited to the interest areas of foreign researchers. It is also possible to publish English summary of the paper in addition to the English abstract This option should be used when English abstract of the paper is not satisfactory enough to give adequate information to the foreign researchers, the content of the summary should also be limited to the aimed information, If the paper is previously published in foreign languages, English summary will not be accepted.

Geological Bulletin of Turkey Implication Guide that is reviewed and published in 1976 is valid,

The guide book can be supplied from TMMOB- Chamber of Geological Engineers address,

Submission of Text and Figures

— All the text must be written in double space and should not exceed thirty pages.

— All manuscript and appendices must be sent in the three sets one of which must be original

— Headings and references used in manuscript should accord with the publication goals, principals and the guide book of the Geological Bulletin of Turkey (February, 1976)

— Turkish and English abstracts must be submitted.

— Figure, table, and plate captions must be listed in English and Turkish in a separate paper and attached to the

— Figure, table and plates must be separately numbered,

— Photographs must be bright and printed on a quality paper,

— In all drawings linear-scale must be used.

— Number of plates should not be more than three.

* - Number of folded figures should not be more than two. Dimensions of folded figures after reduction should not exceed the size of two Bulletin pages,

— The maximum size of a folded figure after reduction is given below,

these size dimensions should be taken into consideration for internal explanations and hatching of the figure,

Double page ; side 23x30 cm

Vertical 17x40 cm

Single page : side 17x23 cm

Half page : side 12x17 cm

Vertical 8x23 cm