

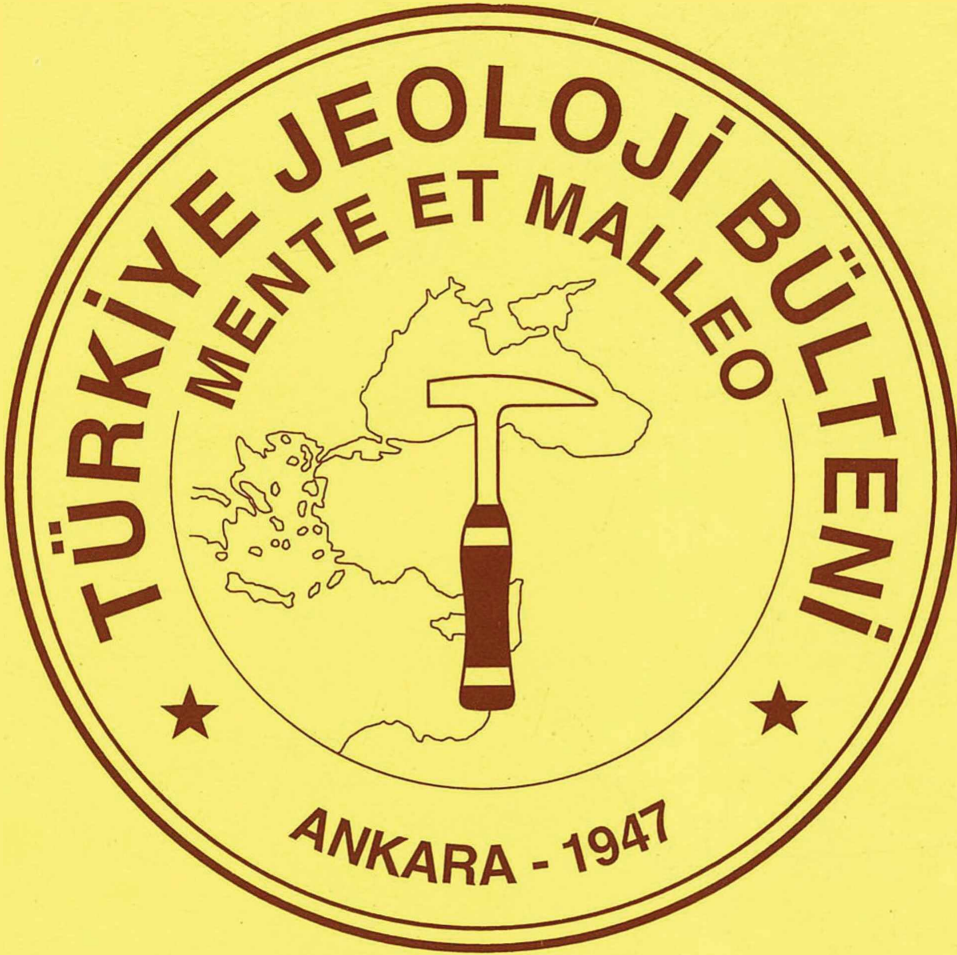
TÜRKİYE JEOLOJİ BÜLTENİ

Geological Bulletin of Turkey

Şubat 1992 Cilt 35 Sayı 1

February 1992 Vol. 35 Number 1

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 BÜLTENİ

Subat, 1992 Cilt 35 Sayı I
February, 1992 Vol 35 Nol

Geological Bulletin of Turkey
ISSN 1016 - 9164

İÇİNDEKİLER (CONTENTS)

Menderes Masifi'nin metamorfik tarihçesi ve jeotektonik konumu Geotectonic position and metamorphic history of the Menderes Massif ...O, ÖZCAN DORA, NEJAT KUN, OSMAN CANDAN	i	Çiniyeri-Küre bölgesi (Menderes Masifi) metamorfik kayalarında rutilin kökeni ve fluviyal sedimanların rutil içeriği The provenance of rutile in the metamorphic rocks from Çiniyeri-Küre (Menderes Massif) area and rutile contents of fluviyal sediments, ALİ HAYDAR GÜLTEKİN	81
Rize-Fındıklı-Çamlıhemşin arasında (Doğu Karadeniz) yer alan magmatik kayaların petrolojisi ve Doğu Pontidlerdeki bölgesel yayılımları Petrology of the magmatic rocks around Rize-Fındıklı-Çamlıhemşin (Eastern Black Sea) and their distribution at the Eastern Pontids ... ABDULLAH GEDİK, TUNCAY ÖZCAN, SADETTİN KORKMAZ, EDAT KARATAŞ	15	Tecer formasyonunda (Sivas) Kretase-Tersiyer geçişine paleontolojik mineralojik ve jeokimyasal yaklaşımlar Paléontologie, minéralogie and geochemical approaches to the Cretaceous-Tertiary transition from Tecer Formation (Sivas), HÜSEYİN YALÇIN, NURDAN İNAN	95
Niksar (Tokat) yöresinde Kretase/Tersiyer geçişinin Ht stratigrafik ve biyostratigrafik özellikleri Lithostratigraphic and biostratigraphic characters of Cretaceous / Tertiary boundary in the Niksar (Tokat) area ...NURDAN İNAN, HALUK TEMİZ	39	Olur (Erzurum) yöresinin stratigrafisi Stratigraphy of the Olur (Erzurum) region CEVDET BOZKUŞ	103
Aatay altın yataklarının jeokimyasal olarak incelenmesi Chemical investigation of Hatay gold deposits DOĞAN AYDAL, MEHMET BÜLBÜL YUSUF K. KADIOĞLU	49	Olur (Erzurum) yöresindeki Üst Jura-Alt Kretase yaşlı kireçtaşlarının biyostratigrafisi The biostratigraphy of Upper Jurassic- Lower Cretaceous aged limestones of Olur (Erzurum) MAHMUT TUNÇ	121
Triyas yaşlı Laleköy formasyonunun onodont faunası (Karaburun, İzmir) Onodont fauna of the Triassic Laleköy formation ... UFUK KOCA, İSMET GEDİK YENUR BÂLCIOĞLU	61	Çangal metaofiyoliti dere kumu örneklerinin Cu-Zn jeokimyasal prospeksiyonu: Lineer diskriminant analizi Geochemical prospection of stream sediments for Cu-Zn from Çangal metaophiolite: Linear discriminant analysis FUAT YAVUZ	131
Karaisalı-Çatalan-Eğner yöresi (KB Adana) Ort-Miyosen yaşlı denizaltı yelpazelerinin planktonik foraminifer biyostratigrafisi Biostratigraphic foraminifer biostratigraphy of Middle-Miocene aged submarine fan at Karaisalı-Çatalan-Eğner region (NW Adana) ... ATİKE NAZİK, KEMAL GÜEBÜZ	67		

MENDERES MASIFI'NİN METAMORFİK TARİHÇESİ VE JEOTEKTONİK KONUMU

Geotectonic position and metamorphic history of the Menderes Massif

I O. ÖZCAN DORA D.E.Ü, Müh, Mim. Fak. Jeoloji Müh. Böl, İzmir
NEJAT KUN DJE.Ü, Müh. Mim, Fak. Jeoloji Müh, Böl, izmir
OSMAN CANDAN D.E.Ü. Müh, Mim. Fak, Jeoloji Müh, Böl, İzmir

ÖZ: Menderes Masifi'nin temelini, gözlü, granitik ve bantlı gnayslarla migmatitten yapıli gnays birimi oluşturur. Bu % birimi uyumlu olarak, metavolkanit (dar anlamıyla leptit) birimi üstler. Leptitleri uyumlu izlenimi veren bir dokanakla şistler örter.

Şistler» alt düzeylerinde disten-staurolit-granat şist, üst düzeylerinde ise granat-mikaşist ile temsil edilirler. Şistleri platform tipi kireçtaşlarından türemiş zımpara içeren mermerler uyumlu olarak örter. Masifin üst düzeylerinde de Paleosen yaşli plaketli kırmızı mermerler yer alır. Litolojik istifi postmetamorfik sokulmuş granodiyoritik ve gabroik plüton I stokları tamamlar,

Menderes Masifi'nde alçak dereceli metamorfik kuşaktan yüksek dereceli metamorfik kuşağa kadar tüm metamorfik diziyi gözlemek olasıdır. Diaspor/korundum izogradmdan başlayarak sillimanit-ortoklas topluluğuna ulaşılması ve kimi yörelerde çok iyi gelişmiş migmatitlere rastlanması, metamorfizma esnasında 420° ile 650° C arasında sıcaklıkların ve genelde 5-6,5 Kb. arasında basınçların egemen olduğunu ortaya koyar,

I Gözlü gnayslar 500 milyon yıl dolayında bir radyometrik yaş vermişlerdir. Bu da Menderes Masifi'nin ilk metamorfizmasını Kambriyen/Ördovisyen sınındageçirdiğini vurgular, İlk metamorfizmanın ürünleri olduğu düşünülen metagranodiyoritler de gene 480 milyon yıl dolayında bir yaş sergilerler. Metagranodiyoritlerin ytteysel eşlenikleri kabul edilen metavolkanitler (leptitler) Pan-African yay volkanikleriyle yaş, kimyasal bileşim ve jeolojik çerçeve yönünden yakın bir benzerlik sunarlar* Benzer yaşli (462 ± 48 milyon yıl) migmatitlere Menderes Masifi'nin batı uzantısı sayılan Kiklad adalarında da rastlanır. Buradan da Menderes Masifi'nin en azından bu temel birimlerinin günümüz Afrikası'mn yerindeki t Ebürnian kratonun*parçaları olduğu söylenebilmektedir.

Paleosen'e kadar uzanan Menderes istifi, Paleosen-Geç Eosen aralığında, üzerinden geçen okyanusa! kabuk bileşeni! Likya naplan nedeniyle Masife bugünkü görünümünü veren "Ana Metamorfizma"ya uğramıştır, Orta basınç/yüksek sıcaklık koşullarında gerçekleşen bu metamorfizma çoğunlukla Barrow tipi mineral topluluklarının oluşumuna neden olmuştur*

ABSTRACT: The gneiss complex which consists of augen, granitic and banded gneisses and migmatites, occurs at the lowest level of the metamorphic sequence in the menderes Massif, This unit is conforably overlain by the metavolcanics (leptites) and these metavolcanics are covered by a schist series with an apparently conformable contact*

The schist series mainly consist of kyanite-staurolite-garnet schist at the lower levels and garnet-mica schist at the i. upper levels. The schist series conformably overlain by the platformtype marbles-with emery lenses. Paleocene aged red-coloured, thinbanded marbles occur at the uppermost level of the metamorphic sequence in the Menderes Massif, The posimetamorphic granodioritic and gabbroic plutons are the other units of the rock succession of the Massif,

It is possible to observe all the succession of the metamorphic zones from the low-grade to high-grade metamorphic conditions in the Menderes Massif. The presence of the widely-developed migmatites in same places and the variation of the metamorphic conditions from the diaspor/corundum isograd to sillimanite-orthoclase assemblage at the lowest level of the sequence indicate that in the course of the metamorphism, the temperature and pressure conditions have prevailed between 420-650°C and 5-6,5 Kb. respectively.

The age of the gneisses was determined to be about 500 Ma using Rb/Sr radiometric technique, This evidence suggests that the first metamorphism of Menderes Massif occurred between Cambrian/Ordovician and the metagranodiorites which are assumed to be product of the first metamorphism, were dated about 480 Ma, The metavolcanics (leptites) which are regarded to be surface*equivalents of the metagranodiorites, show a great similarity with the Pan-African arc volcanics in terms of age, chemical composition and geological setting. The same aged*inigmatitic rocks (462 ± 48 Ma) are also observed at the Cyclade Islands which are regarded to be Western extension of the Menderes Massif* Accord-

ding to these evidences, it may be suggested that, at least, these major units of the Menderes Massif are the parts of the Eburæan Craton situated at the present position of the NE Africa,

The sequence of the Massif continued until Paleocene, was subjected to the "Main-Metamorphism"¹¹ which has given the present position of the Menderes Massif related to the thrusting of the Lycian nappe complex between Paleocene-Late Eocene time. This metamorphism which was taken place under the medium Pressure/high temperature conditions, given rise to the formation of the Borrowian-Type mineral assemblages.

GİRİŞ

Batı Anadolu'da binlerce ton alan kaplayan "Menderes Masifi", KD-GB uzanım, yumurta biçimli bir görünüm sunar. Yaklaşık D-B uzanlı Büyük Menderes Küçük Menderes, Gediz ve Simav grabenleri Masifi dört aşamalı bölgeler (Dora, 1975). Masifin KB kenarı İzmir-Ankara Zonu'nun (Brinkmann, 1966) ofiyolitik kaya topluluğuyla, G kenarı ise Toros kuşağı ile sınırlanır (Şekil 1). Batı uzantısı Ege Denizi'ndeki Kiklad adalarında gözlenirken, doğuda parçalanarak kalın Neojen örtünün altında kaybolur.

1960li yıllarda Menderes Masifi'nin Varistik ya da daha yaşlı dönemlerde metamorfizmaya uğradığı varsayıyordu (Schuiing, 1958, 1962). Zamanla Masifin Ana Metamorfizması'nın Alpin yaşı hakkında daha kesin veriler kazanılmıştır (Brinkmann 1967, Dürr, 1975; Çağlayan ve diğ., 1980, Dora 1981; Şengör ve diğ., 1984; Dora ve diğ., 1987), Gene altmış-yetmişli yıllarda; metamorfik kayaların ilksel malzemesinin çoğunlukla sediment kökenli olduğu görüşü egemendi, Ancak son yıllarda, Masif içinde çok kalın metavolkanit (leptit) istifi ve büyük metagranit ve metagranodiyorit kütleleriyle, pek çok yörede postmetamorfik asitik ve bazik sokulumlar ortaya çıkarılmıştır, Bu yayında Masifin günümüzdeki resminin kısa tanımlaması yapılmaktadır.

LİTOSTRATİGRAFİ

Menderes Masifi'nin temelini gözlü gnays, granitik gnays, bantlı gnays ve migmatitten yapılmış gnays birimi oluşturur (Şekil 2). Hiçbir yerde gnaysın tabanını görmek olası değildir. Görünür kalınlığı 2-3 km'yi bulmaktadır. Gnays birimini uyumlu olarak metavolkanitler (dar anlamda leptitler) üstler. Son yıllarda gnays birimi ile metavolkanit birimi arasında yeralan, 5 -300 m kalınlığında bir "mavi gözlü gnays" düzeyi bulunmuştur (Kun ve diğ., 1988 a). Bu düzey içinde bol miktarda gnayslaşmamış leptit kalıntılarının gözlenmesi, bunların ilkel kayaçlarının leptitler gibi volkanik kökenli olduğunu göstermektedir (Kun ve Candan 1987 a). Gri açık pembe renkli olan metavolkanitler, kötü yapraklanmış, boynuztaşı benzeri kayalardan yapılmıştır ve kısmen porfirik doku sunarlar. Bu nedenle kayaların ilksel volkanik karakterleri hala tanınabilmektedir. Andezitten riyolite kadar değişen bir kimyasal bileşim sunarlar. Öte yandan, metavolkanitler içinde çok sık rastlanan bazik daykalar zengin anortit ve piroksen kapsarlar ve bu dinlenmiş yapılar sunarlar (Kun ve Candan 1987 b). Ra-

dyometrik yaş saptamalarına göre, gnays birimi ve metavolkanitler için Prekambriyen-Kambriyen arası bir yaş kabul edilmektedir,

Metavolkanit birimini, ilk bakışta uyumlu izlenimi veren bir dokanak ile şistler üstler. Şiddetli metamorfizma ve yapraklanma nedeniyle bu dokanağın uyumlu gözüktüğü, bölgedeki önemli rejim değişikliği ve bilinen ilk metamorfizma nedeniyle metavolkanitlerle şistler arasında bir uyumsuzluğun varlığı düşünülmemektedir. Ancak bugüne kadar yaptığımız çalışmalarda, Menderes Masifinde uyumsuzluk varsayımımızı kanıtlayacak kesin bir veri henüz elde edilmiş değildir. Masifin Güney sınırında Gökçay Dere/Kavaklıdere dolayında gnayslarla şistler arasında, tanımlanan 5-20 m kalınlığındaki metakonglomeralar (Konak ve diğ., 1987) yukarıdaki varsayımımızı destekler niteliktedir. Özellikle Ödemiş ve Gördes aşamalarında şistlerin kalınlığı 4 km'ye erişir. Tabanda daha çok diştin-staurolit-granat şistler, egemenken, tavanda granat-mika şistler bollaşır. Şistler içinde sürekli metakuarvarsit, kuvars şist ve kuvars-muskovit şist arakatmanlarına rastlanır. Disten-staurolit-granat şistlerde iri granat porfirblastlar kapsayan, koyu renkli amfibolit mercikleri yaygındır. Buna karşın tavan şistlerinde fillit ve kalkışit düzeyleri artar. Çine Asması'nda ender de olsa bulunan fosillere dayanarak, şistlerin üst düzeylerinin sedkmentasyon yaşının Üst Devon-Üst Permiyen aralığına düştüğü söylenebilmektedir (Boray ve diğ., 1973),

Menderes Masifinin şist zarfı uyumlu bir dokanakra, platform tipi karbonatlı seriden türemiş, kalkışit ve mermerler örter. Tabanda şisür ile aralanmalı olan ve iyi katmanlanma sunan mermerler, tavanda son, kaba taneli ve katmansız bir görünüm kazanırlar. Beyaz, som mermerlerin alt düzeyleri dolomitiktir; üst düzeylerinde Özellikle Masifin güney kanadında kilometrelerce uzanan, eski emeryon horizonlarını yansıtan zımpara cevherli kuşak yer alır. Mermer ve rekristalize kireçtaşlarının Üst Triyas-Üst Kretase yaşlı oldukları bildirilmektedir (Dün; 1975; Çağlayan ve diğ., 1980).

Zımpara düzeyli mermerleri uyumlu olarak Menderes Masifi istifinin en üst birimini oluşturan Paleosen yaşlı, plaketsiz kırmızı mermerler üstler,

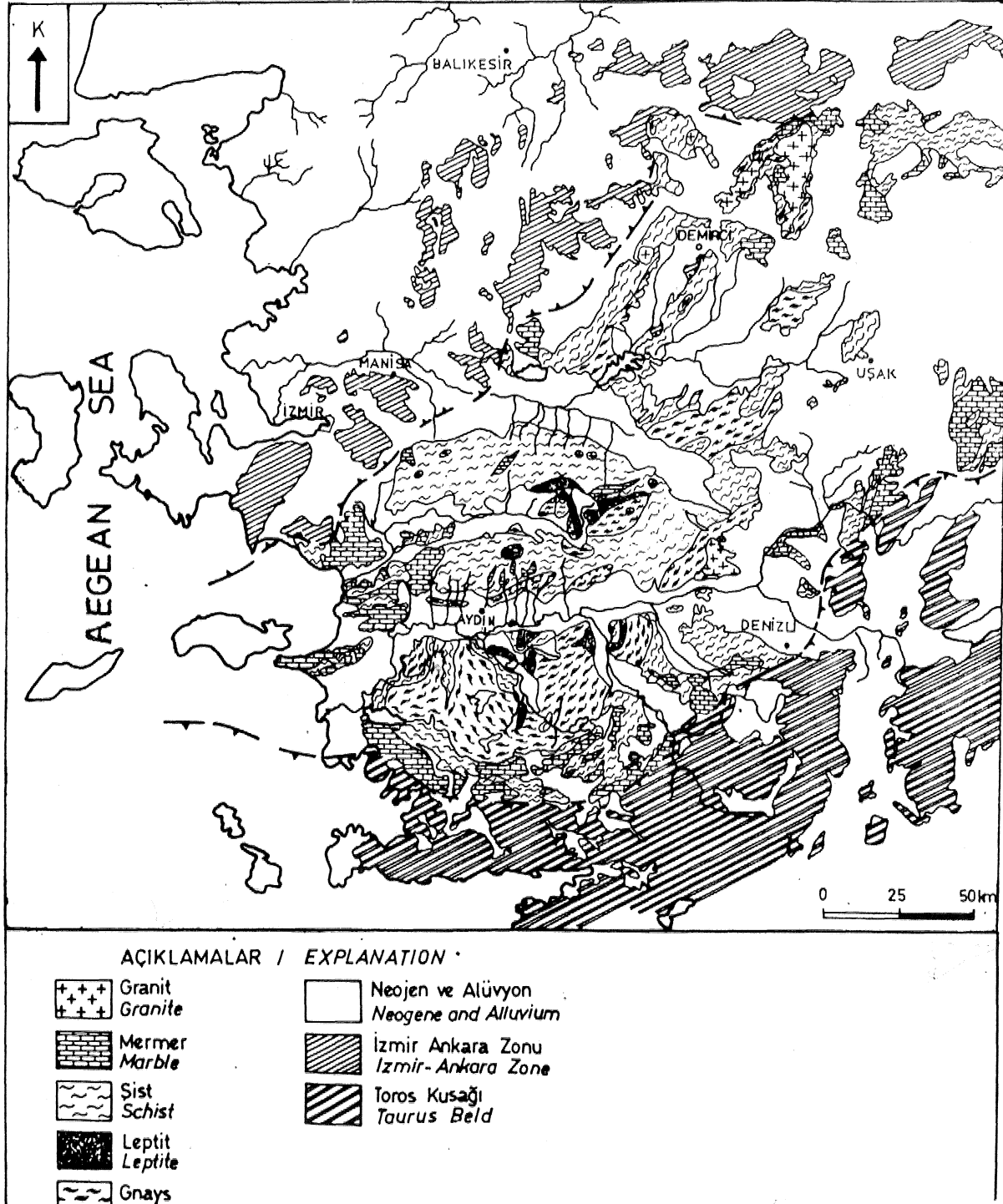
Menderes Masifi'nin 6-7 km'ye ulaşan görünür metamorfik kaya istifi postmetamorfik granodiyoritiktonealitik plütonlar ve bunların volkanik türevleriyle, daha genç gabroik plütonlar ve bunların volkanitleri tarafından katedilmektedir. Granodioritik tonality plütonlar güneyde (Çine Asması) ancak metavolkanit düzeyine kadar sokulurken, Masifin orta kesiminde

MENDERES MASM

(Ödemiş-kiraz Asması, Bozdağ yöresi) mermer düzeyine kadar yükselirler. Derin sokulumların stok türü yerleşimlerine karşın, sığ sokulumlarda değişik kalınlıkta» yatay tektoniğin etkisiyle budinlenmiş siller egemendir, Granodioritin şist ve kalkıştıle yaptığı dokanaklarda andalusiü felsler gelişmiştir, Yazıbaşı/Bayındır tonaliünden alman kayalarda K/Ar yöntemiyle $1g,2 \pm 0,7$ m.y.lik bir toplam kaya yaşı saptanmıştır (United Na-

tions, 1974). Bu yaş, Batı Anadolu'daki sıkışma rejiminin gençleşme rejimine dönüştüğü devreye rastlar,

Gabroik stoklar ise genellikle çizgisel tektonik hatlar boyunca dizilirler (Kun, 1983), Kimi zaman asitik stokları da keserler, ancak hiçbir zaman gnays ve leptit biriminden daha üst düzeylere sokulmamışlardır. Derin sokulum olmaları nedeniyle, önemli sayılabacak dokanak metamorfizmasına neden olmamışlardır.



Şekil 1: Menderes Masifi'nin yerbulduru haritası. Figure I: Location map of Menderes Massif.

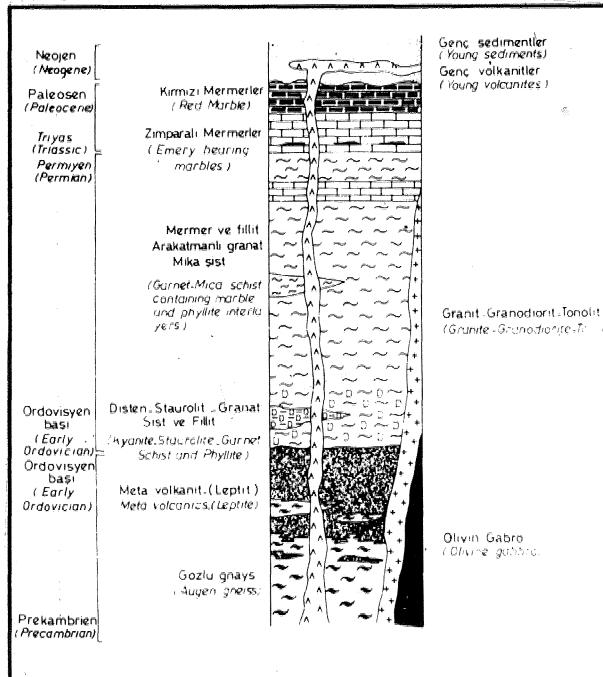
MENDERES MASİFİ'NİN METAMORFİZMASI

Menderes Masifi en az İM progresif (İlerleyen) metamorfizmanın etkisinde kalmıştır.

Bugün ilke olarak son "Ana Metamorfizma"ya ait mineral topluluklarıyla karşılaşmaktayız. Birinci metamorfizmanın izleri hemen hemen silinmiştir. Ancak eski mineral kalıntıları, farklı şistozite ve lineasyon doğrultuları, kimi evrelerde kümelenen radyometrik yaşlar ve magmaizma en az iki progresif metamorfizmanın varlığına işaret sayılmaktadır. Birinci metamorfizmanın etkisinde kalmış* olan gnays ve metavolkanitler çoğunlukla asmasiflerin en derin kesilmiş çekirdeklerinde yer alırlar. Genelde asmasiflerde, dıştan içe doğru, aşağıdaki zonları ayırmak olanaklıdır. Her asmasifin ilksel kayalarındaki küçük sapmalar, metamorfik zoniarm mineral bileşimine de hemen yansımaktadır,

L Alçak Dereceli Metamorfik Zon

Menderes Masifi'nin en dış zarfını mermerler ve onların altında bulunan alçak dereceli metamorfik şistler oluşturur (Şekil 3). Mermer içinde metamorfizma koşullarını belirleyici anahtar minerallerin bulunmasına karşın (Şekil 4a), zımpara mercekleri içinde saptanan 420°C lik diaspor/korundum izogradı, sıcaklık ölçüsü olarak kullanılabilir. Çine Asmasifinin alçak de-



Şekil 2: Menderes Masifinin genelleştirilmiş sütun kesiti.

Figure 2: Generalized columnar section of Menderes massif.

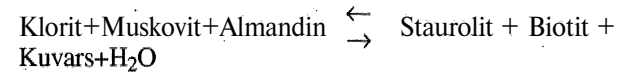
reçeli metamorfik şistleri yeşilşist fasiyesinin üç alt fasiyesini de, yani klorit- biotit* ve almandin zonunu kapsarlar. Üç alt fasiyesin içinde de kloritoide rastlanmaktadır. Ö nedenle Çine Asmasifi'nin alçak dereceli metamorfik zonunda orta basınç ve 420°O540°C arası sıcaklıklar hüküm sürmüştür,

Ödemiş Asmasifi'nde alçak dereceli metamorfik şistler fillitlerle temsil edilir (Şekil 4b). Fillitler, granat-biotit-muskovit, granat-kloritoid-staurolit mineral topluluklarını kapsarlar. Bu yöre de İlginç olarak "staurolit-kloritoid" parajenezi dengededir (Şekil 4c). "Staurolit-kloritoid topluluğu birkaç yüz metreden sonra "granat-staurolit" parajenezine, yani orta dereceli metamorfik zona, geçer. Anılan mineral topluluklarına dayanarak, Ödemiş Asmasifi alçak dereceli metamorfik zonunun, Çine Asmasifi'ndekilerle benzer koşullarda oluştuğunu söyleyebiliriz. Buna karşın Gördes Asmasifi'nde kloritoide rastlanmaz. Buradaki alçak dereceli metamorfik şistler kalın bir granat şist (1500 m) ile temsil edilirler (Şekil 4d). Granat şistlere staurolitin eklenmesiyle orta dereceli metamorfik zon başlar. Yukarıdaki mineral topluluklarına göre, Menderes Masifi Ana Metamorfizmasında basıncın güneyden kuzeye doğru göreceli bir azalma gösterdiğini söyleyebiliriz. Bu olgu, orta dereceli ve yüksek dereceli metamorfik zonların mineral topluluklarında da ortaya çıkar.

2. Orta Dereceli Metamorfik Zon

Menderes Masifi şistlerinde alçak ve orta dereceli metamorfik zoniarm geçişi çok iyi gözlenebilmektedir. Ödemiş ve Gördes Asmasiflerinde granat şistlerin altında çok kalın staurolit-granat şistler yer alır, Özellikle Gördes Asmasifinde bu şistlerin kalınlığı 2 İm'ye erişir.

Staurolitin ortaya çıkışını çeşitli tepkimelere bağlamak olanaklıdır. Çine ve Ödemiş Asmasiflerinde stauromt büyük olasılıkla kloritoidin tüketilmesi sonucu kuvarsla birlikte ortaya çıkmaktadır, özellikle Ödemiş Asmasifi'nde granat-kloritoid zonu önce bir ara basamak olan granat-kloritoid-staurolit zonuna geçmekte ve sonra da granat-staurolit zonunu türetmektedir. Gördes Asma silinde ise staurolit zonu doğrudan granat-mika şistlerle geçilidir. Burada büyük olasılıkla Froese ve Gasparrini (1975) tarafından öne sürülen,



tepkimesiyle Staurolit ortaya çıkmaktadır (Candan, 1988b).

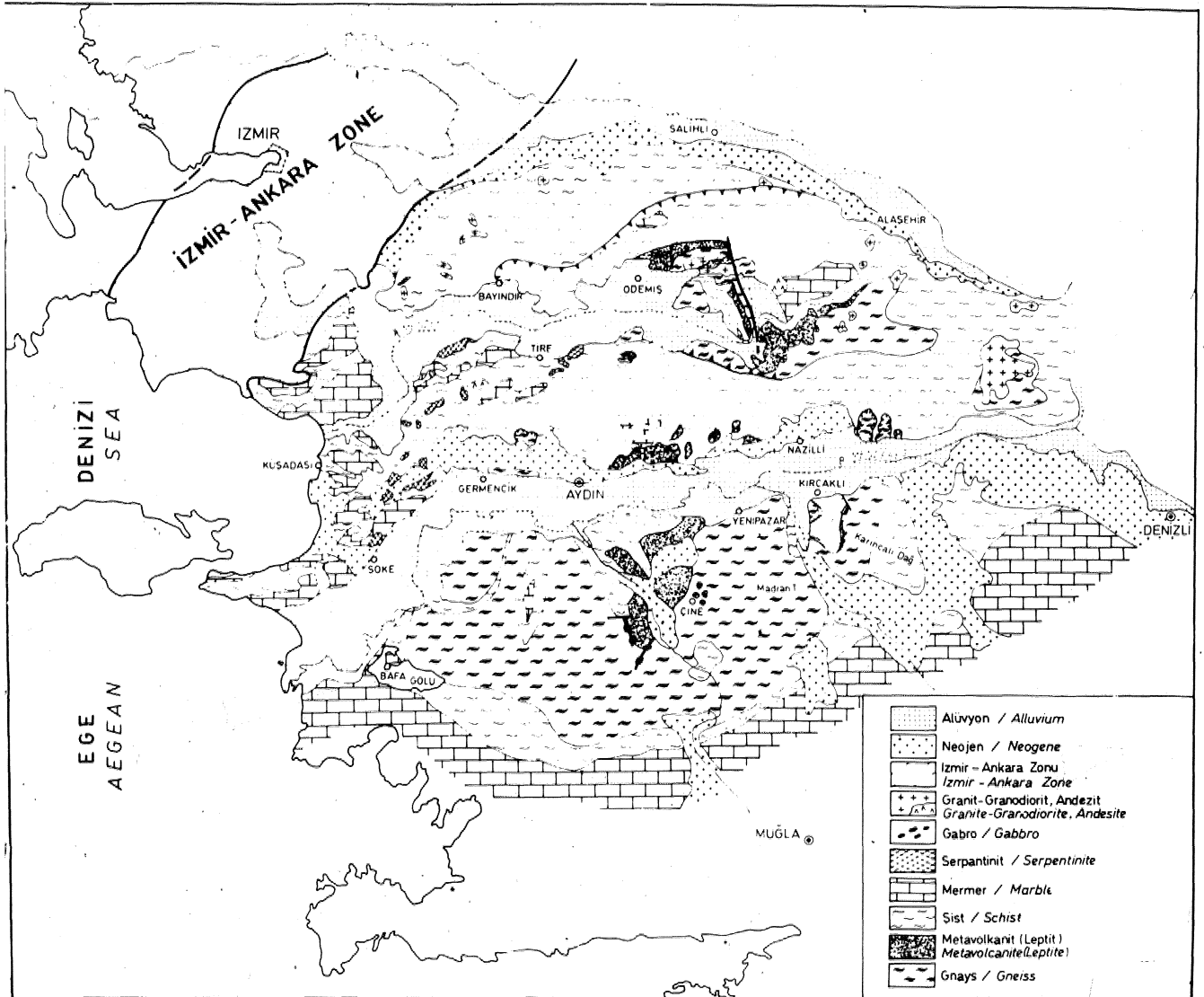
Gerek ödemiş gerekse Gördes Asmasiflerinde granat-staurolit şistlerin altında disten-staurolit-granat şistlere rastlarız (Şekil 5), Her üç yörede de staurolit ve disten mineralleri bir süre birlikte bulunurlar. Benzer ara zont=

KÖENDERES MASİFİ

ra Dünya'nın diğer bölgesel metamorfik bölgelerinde de rastlanır (Alpler, Britisch Colombia v.b.). Turner (1968)'e göre bu parajenezler almandin/amfibolit zonu-nun K₂O yönünden fakir şistlerinde oluşabilmektedir. Gerçekten de bu şistler % 2 K₂O kapsarken, yalnız diş-ten şistlerdeki K₂O içeriği % 2*5 değere ulaşır,

Menderes Masifi'ndeki disten-staurolit-granat şistlerin içinde çok yaygın granat-amfibolit merceklerine rastlanır. Mercekler 10 m ene ve birkaç yüz metre uzunluğa sahip olabilirler« Bir cm boya ulaşan granat kristal« leriyle özellikle göze batarlar. Çok karmaşık bir mineral topluluğu sergilerler: Kuvars-plajiyoklas (An 27-55)-hornblend (aktinolit)- granat (almandin)- epidot- zoisit- kiorit-biotit-sfen-zirkon-apatit-opak mineraller. Büyük olasılıkla eski bazik sillerin ya da tuf düzeylerinin metamorfizmasıyla oluşmuşlardır.

Gördes Asması'nın staurolit-disten-granat şistlerindeki staurolitler bazen 10 cm'ye ulaşabilir. Bu şistlerdeki Al₂O₃ zenginliği, pegmatoid damarlarında 20 cm'ye ulaşan dev dişten kristallerinin büyümesine de neden olmuştur, Gördes Asması'nın bu zonunda sillimanit de rastlanır. Sillimanit özellikle feldspat, dişten ya da staurolit sınırlarında büyümektedir. Sillimanitin ortaya çıkmasıyla staurolit kaybolur ve sillimanit-disten-granat şistlere geçilir. Bu zonu orta ve yükselr de-receli metamorfik zonlar arasında bir geçiş kuşağı olarak saymak mümkündür. Bu geçiş zonunun pegmatoidik da-marlarında üç Al₂SiO₅ modifikasyonunu bir arada görmek olasıdır (Candan, 1988 a). Buradan da, oluşum koşulları olarak, 600°C dolayında sıcaklıkların ve 5=6 Kb dolayında basınçların hüküm sürmüş bulunduğunu söyleyebiliriz. ,

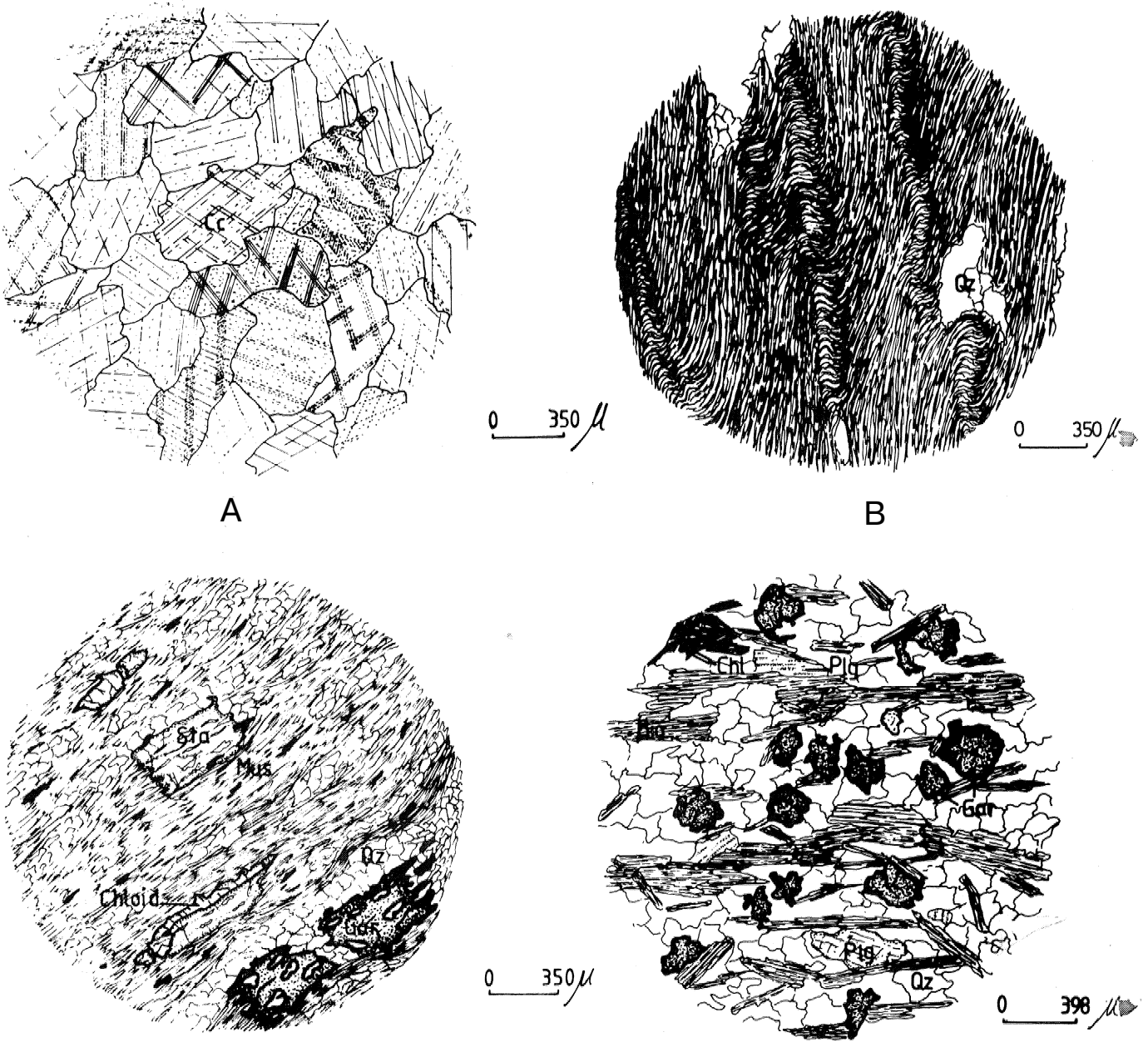


Şekil 3: Menderes Masifinin sadeleştirilmiş jeoloji haritası.
Figure 3: Simplified geological map of Menderes Massif.

3, Yüksek Dereceli Metamorfik Zem

Tüm asmasıflerde yüksek dereceli metamorfik zon genellikle gnayslarla temsil edilir (Şekil 6a), Çine ve Ödemiş Asması ilerinde bu birime metavolkanitler (leptitler) eklenil' (Şekil 6b). Gnays ve metavolkanitlerde migmatizasyona uğramış kesimler boldur (Şekil 6c). Öte yandan bu birimler içinde sürekli sillimanit ya da

sillimanit dışın minerallerine rastlanır. Bu nedenlerle Menderes Masifinin yüksek dereceli metamorfik zonlarında sıcaklığın 600-650°C ye ve basıncın da 6-6,5 Kb'a çıktığını rahatlıkla kabul edebiliriz (Kun, 1983). Çoğunlukla gözlü yapı sunan gnaysların mineralojik bileşimi şöyledir: Kuvars-plajiolklas (oligoklas)-K-feldspat-bioit-muskovit-granat-tunnalm-zirkon-apatit, Gnays benzeri doku sunan yaşlı metagranitler de aynı



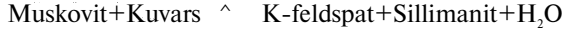
Şekil 4: Alçak dereceli metamorfik zona ait kayaçlar. A: Mermer, B; Fillii, C: Slaurolit-Kloritoid şist, D: Granat mika şist.

Figure 4: Rocks of the low-grade metamorphic zone, A; Marble, B: Phyllite, C: Staurolite-Chloritoid schist, D: Garnet mica schist,

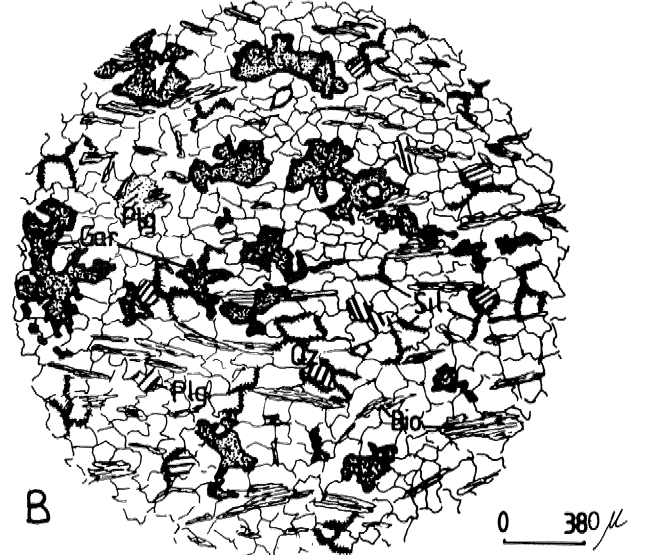
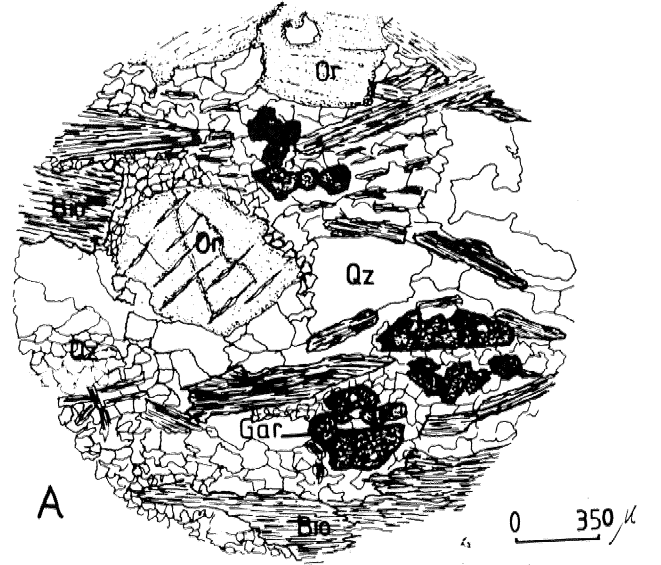
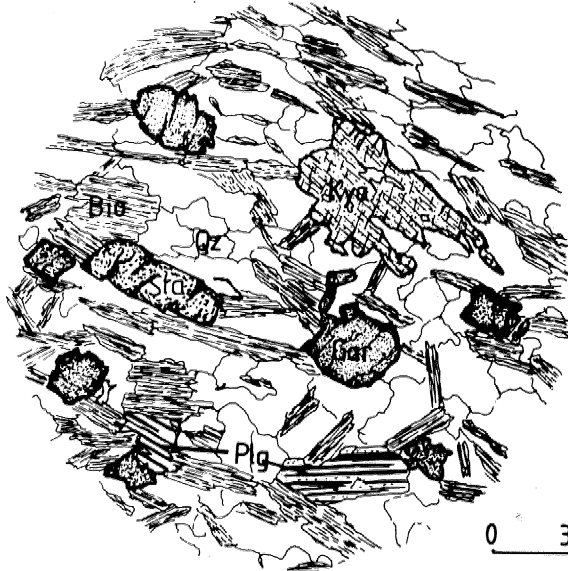
MENDERES MASİFİ

mineralojik bileşime sahiptirler. Mavi gözlü gnaylarda ve metavolkanitlerde bu topluluğa sillimanit ve diştin mineralleri eklenir. Kimi metavolkanitler leopara benzer lekeler sunarlar. Bu lekeler, halen granat, sillimanit, muskovit ve biotit mineralleri tarafından doldurulmuş mineral yuvaları olup, eski fenokristallerin yerlerini simgelemektedirler.

Yüksek dereceli metamorfik zondaki sillimanitler çeşitli tepkimeler sonucu ortaya çıkarlar. Klasik



tepkimesi yanında Diştin \rightarrow Sillimanit dönüşümü de yaygındır. Birçok sillimanit \rightarrow plajioklas/plajioklas, plajioklas/K-feldspat disten/plajioklas ve granat/plajioklas sınırında büyümektedir. Kimi zaman da biotitin (001)



Şekil 5: Orta dereceli metamorfik zonda gözlenen disten-stauroolit granat şistler.

Bio: Biotit, Kya: Diştin, Gar: Granat, Plg: Plajioklas, Qz: Kuvars,

Figure 5: Kyanite-stauroöite-garnet schist observed in the medium-grade metamorphic zone.

Bio: Biotite, Kya: Kyanite, Gar: Garnet, Plg: Plagioclase, Qz: Quartz.

Şekil 6: Yüksek derece metamorfik zona ait kayalar, A: Gözlü gnays, B: Sillimanit-granat leptit, C: Migmatit, Sill: Sillimanit, Bio: Biotit, Plg: Plajioklas, GaK Granat, Or: Ortoklas, Qz: Kuvars, K-Fel: Kfeldspat.

Figure 6: Rocks of the high-grade metamorphic zone. A: Augen gneiss, B: Sillimanite-garnet leptite, C: Migmatite. Sill: Sillimanite, Bio: Biotite, Plg: Plagioclase, Gar: Garnet, Or: Orthoclase, Qz: Quartz, K, Fel: K-Feldspar,

yüzeyine yerleşen sillimanit iğneleri, biotit basis yüzeyini 60° lik açı ile Widmannstaetten kafesine benzer bir şekilde bölerler.

Gnayslar ve metavolkanitler en az iki progresif (iler-

leyen) metamorfizmanın etkisinde kalmışlardır. Ancak bugün bilinci metamorfizmanın kalıntı mineralleri çok güç seçilebilmektedir. Genelde K35B doğrultulu kıvrımların K20D kıvrımlarından daha yaşlı oldukları bilinmektedir.

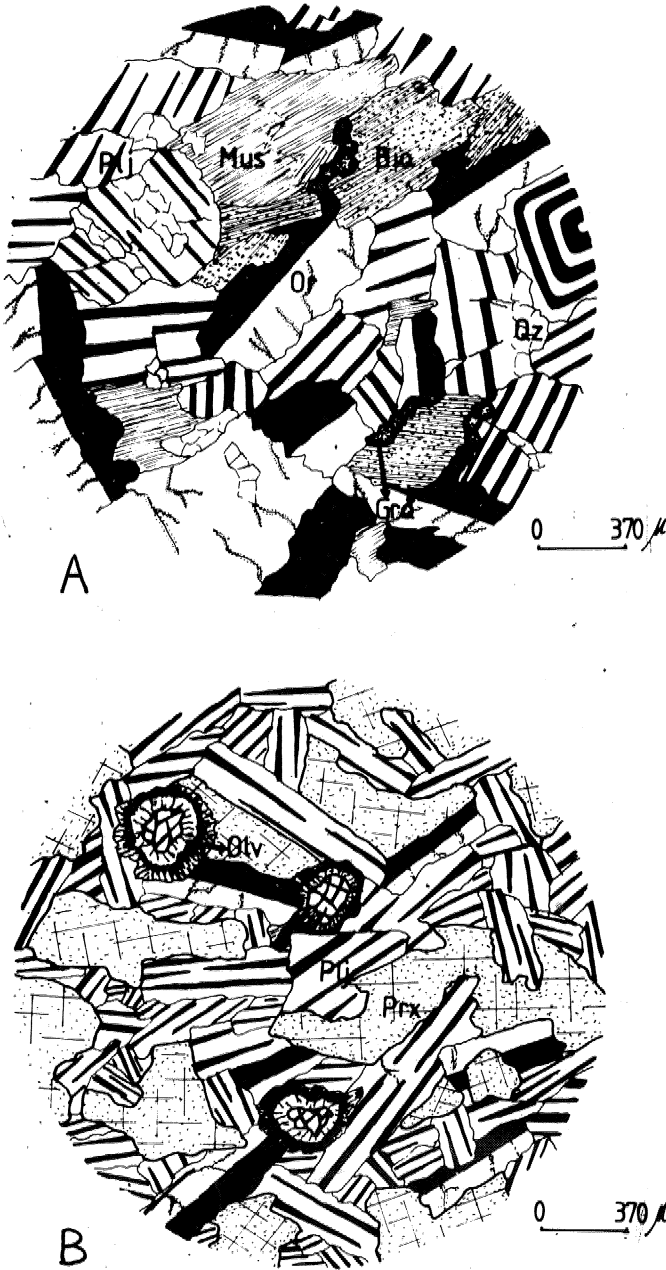
POSTMETAMORFİK PLUTONLAR

Menderes Masifi'nin tüm metamorük istifini kesen Neojen yaşlı postmetamorfik plütonlarda metamorfik etkilere rastlanmaz, Asitik derin sokulumlarda sıkça sillimanit ve granat mineralleri gözlenir. Sillimanitler genelde feldspat sınırlarında, ya da biotitleri replase ederek büyümüşlerdir, Sokulumların kimyasal bileşimleri ve mineral içerikleri "S" tipi granitlerle uyum sağlar (Kun 1983), Genel mineralojik bileşimleri, kuvars, plajioMas (oligoklas), ortoklas, biotit, muskovit, granat, sillimanit ve yan minerallerden apatit, zirkondur (Şekil 7a), Granitik, granodioritik ve tonalitik kaya türleri saptanabilmektedir. Sığ sokulumların şistlerle yaptığı dokanaklarda gelişen andalusitli felslerde andalusit-muskovit-kuvars parajenezi yaygındır. Bu plütonlar yatay tektoniğin neden olduğu milonitik kuşaklar boyunca Menderes Masifi'nin içine sokulmuşlardır.

Gabrolar asitik plütonları da kesmektedir. Ancak bunlar metavolkanit düzeyine kadar yükselirler. Çok taze olivin kristalleri yanında, plajioklas (labrador), kenarları boyunca uralitleşmiş orto ve klinopiroksen, granat, biotit, zoisit, apatit ve klorit kapsarlar (Şekil 7b). Olivinli noritik gabro olarak adlandırılmışlardır» Küçük boyutlu stoklar olduklarından ofitik doku yaygındır. Özşekilli granatlar büyük olasılıkla hidrotermal kökenlidir. Öte yandan gene hidrotermal etkiler nedeniyle bu kayalarda belirgin bir Al₂O₃ zenginleşmesi olmuştur» Tüm asmasıflerdeki gabro stokları düşey tektoniği simgeleyen kink hatları boyunca dizilmektedir.

MENDERES MASİFİNİN METAMORFİK EVRİMİ VE JEOTEKTONİK KONUMU

Menderes Masifi'nin gözlü gnayslarından Rb/Sr yöntemiyle saptanmış 529, 490 ± 90 ve 520 ± 10 m.y. lık toplam kaya yaşları elde edilmiştir (Schuiling 1973, Dora, 1975; Satır ve Friedrichsen 1986), 500 m.y. (dolayındaki bu değerler ilk metamorfizma yaşını simgelemektedir. Duraylı izotop değerleri OöisO: %o 10,4-14,6 gnays için, %o 9-11 metagranit için) ilksel kayaların sedimenter kökenli olduklarına işaret etmektedir' (Satır ve Friedrichsen 1986), Sahadaki korunmuş eski sedimenter yapılar ve katmanların birbirini ardalaması da bu görüşü desteklemektedir. Satır ve Freidrichsen (1986) yine Rb/Sr yöntemi ve Compton-Jeffery ve Nicolaysen birleşik diyagramı ile, gnaysların ilksel sedimentasyonu için 680 (?) m.y. delayımda olası bir yaş saptamışlardır.



Şekil 7: Post-metamorfik asidik ve bazik plütonlar. A: Granodiorit, B: Olivin gabro, Ölv: Olivin, Plg: Plajioklas, Prx: Piroksen, Mus: Muskovit, Bio: Biotit, Qz: Kuvars, Or: ortoklas, Gra: Granat,

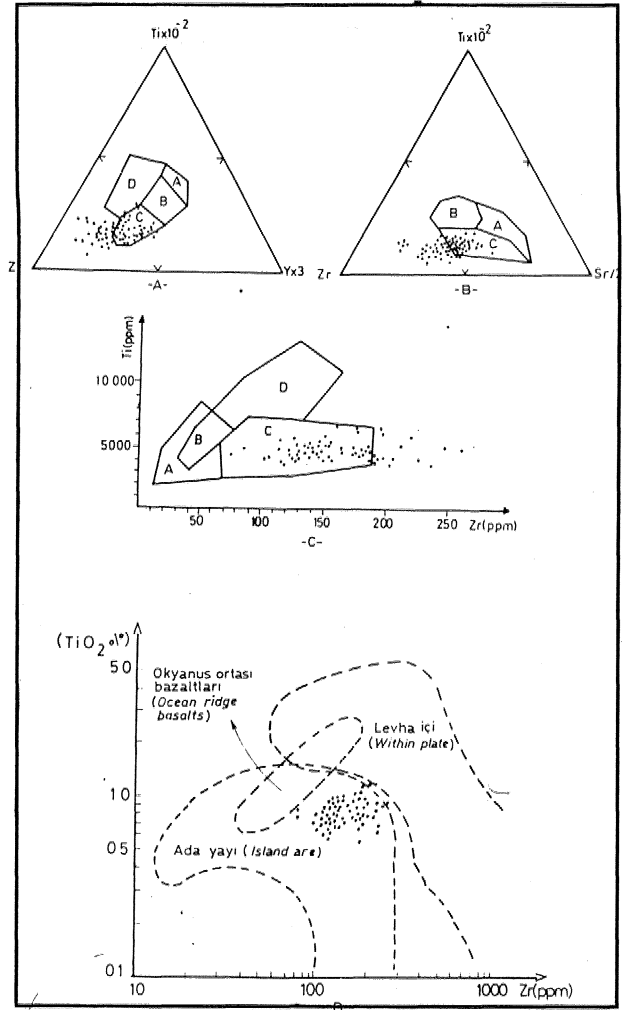
Figure 7: Post-Metamorphic acidic and basic plutons, A: Granodiorite, B: Olivine gabbro. Ölv: Olivine, Plg: Plagioclase, Prx: Pyroxene, Mus: Muscovite, Bio: Biotite, Qz: Quartz, Or: Orthoclase, Gar: Garnet

MENDERES MASİFİ

Petrografik ve jeokronolojik veriler, Menderes Masifi'nin temelini oluşturan gnaysların Geç Proterozoyik-Kambriyen döneminde, kıta kenarında çökelmiş kırıntılı sedimentlerden türediklerini göstermektedir. Bu kıta, büyük olasılıkla günümüz Afrika'sının yerindeki Eburnian Kmtou'nun KD kenarıydı. Bu nedenle Menderes Masifi'nin gnayslarını Pan-Afrikan orojenik metasedimentleriyle eşleştirmek olasıdır. Bu eşleştirmede, Menderes Masifi'nin temel birimlerinden sayılan metagranodioritler ve metavolkanitler önemli rol oynar. Gerek Çine Asması'nda, gerek Ödemiş Asması'nda gnaysları ile birlikte ilk metamorfizmadan etkilenmişlerdir. Kalkalkalin soylu adayayı türü (Şekil 8a, b, c, d) bu volkanitlerin derinlik kayaları olarak düşündüğümüz metagranodioritlerden 471 ± 9 m.y. lık radyometrik yaş ölçülmüştür (Satır ve Friedrichsen, 1986), Menderes Masifi'nin metagranodioritlerine ve metavolkanitlere benzer kaya topluluklarına Pan-Afrikan karmaşığının üst serisinde de rastlamaktayız. Yukarıdaki veriler Menderes Masifi'nin jeotektonik açıdan Pan-Afrikan kuşağının Anadolu'daki uzantısı olduğunu kuvvetle vurgulamaktadır Şengör ve diğ., (1984) de; Dora (1982) ve Kun ve Dora (1984) tarafından duyurulmuş olan Menderes masifi metavolkanitlerini ve Toroslardaki Karacahisar Dom'unda gözlenen-Piekambriyen yaşlı şist ve diabazları (Dumont, 1979) kullanarak Pan-Afrikan kuşağının Menderes Masifi'ne kadar uzandığını belirtmişlerdir. Günümüze kadar sağlanan verilerin ışığında Üst Pan-Afrikan döneminin Menderes Masifi'ndeki tarihçesini şöyle yorumlayabiliriz:

- Menderes Masifi'nde Geç Proterozoyik ve Kambriyen'de Orta ve Üst Pan-Afrikan dönemindeki gibi zengin grovak ve arkoz çökelişi olmuştur,
- Kambriyen/Ordovisiyen sınırında, yaklaşık 500 m.y. önce bu sedimentler büyük olasılıkla yüksek dereceli bir metamorfizma geçirmişlerdir,
- Bu metamorfizmayı izleyen evrede ya da eş zamanlı, 470 m.y. Önce tonolitik-granitik sokulumlar, yükselmiştir. Bunu izleyen evrede de gnaysları, sokulum kayaların eşlenikleri olan riolitik-andezitik bileşimli tüffitler, metavolkanitler (leptitler) örtüştür. Üst Pan-Afrikan istifinde de çok bol riolit-andezit volkanitlerine rastlanır (Şekil 9a),
- Pan-Afrikan istifinin volkanitleri gibi, Menderes Masifi metavolkanitleri de kalkalkalin soylu, sialik kökenli ve adayayı türü kayalardır (Dora ve diğ., 1988).

Benzer Post Pan-Afrikan magmatizmasına Kiklad adalarında (los adası tonalit ve granitlerinde saptanan 462 ± 48 m.y. toplam kaya yaşı, Kunst ve Kreuzer, 1982), Niğde Masifi'nde (gnayslardan 460 ± 53 m.y. toplam kaya yaşı» Göncüoğlu, 1986) ve Bitlis Masifi'nde (Metavolkanitlerin 453 ± 13 m.y. toplam kaya yaşı, Yılmaz ve diğ., 1971) rastlanmıştır. Özellikle Bitlis



Şekil 8: $Ti \times 10^{-2}/Zr^{Yx3}$, $Ti \times 10^{-2}/Zr/Sr$ 2 ve Ti/Zr diagramları (Pearce and Cann (1973),

A) A ve B: Düşük K-Toleiyitler, C ve B: Kalkalkalin bazaltlar, B: Okyanus tabanı bazaltları, D: Plaka içi bazaltları.

B) A: Potasyumca fakir toleiyitler B: Okyanus tabanı bazaltları, C: Kalkalkalin bazaltlar, C) D ve B: Okyanus tabanı bazaltları, A ve B: Düşük potasyumlu toleiyitler, C ve B: Kalkalkalin bazaltlar»

D) TiO_2 (%) / Zr (ppm) diagramı! (Pearce 1980; Gass 1982 den)

Figure 8: $Ti \times 10^{-2}/Zr^{Yx3}$, $Ti \times 10^{-2}/Zr/Sr$ 2 and Ti/Zr diagrams after Pearce and Cann (1973),

A) A and B: Low K-Tholeiites, C and B: Calc-alkaline basalts, B: Ocean floor basalts, D; Within plate basalts,

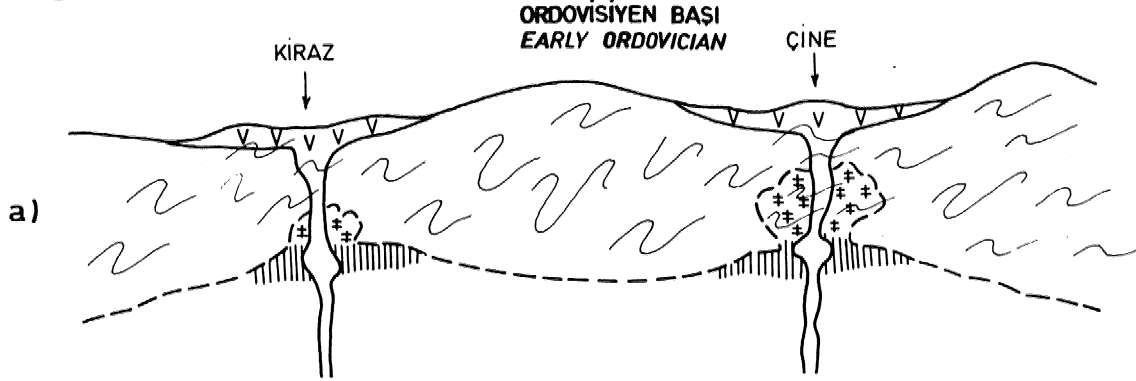
B) A: K-Poor Tholeiites, B: Ocean floor basalts, C: Calc-alkaline basalts,

C) D and B: Ocean floor basalts* A and B: Low K-Tholeiites, C and B: Calc-alkaline basalts.

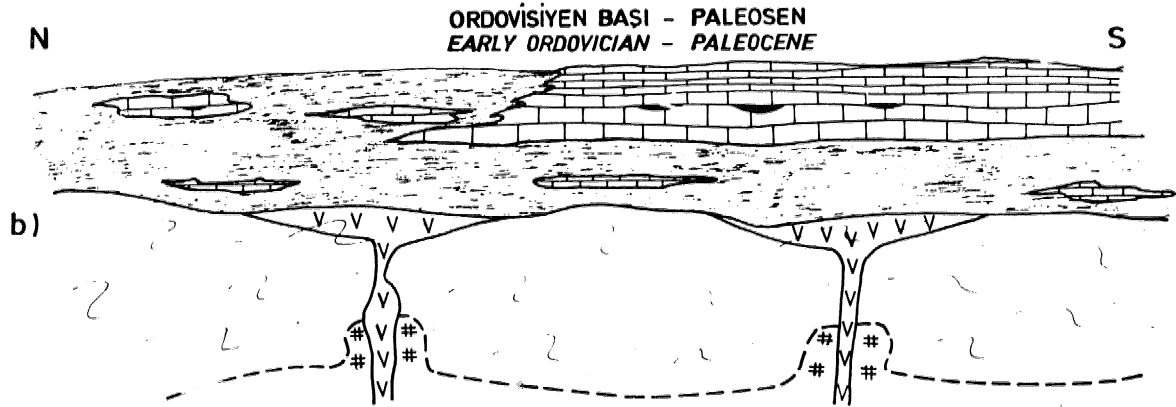
D) TiO_2 (%) Versus Zr (ppm) diagram after Pearce (1980; in Gass 1982),

Gnaysların ilksel kayaları üzerine volkanitlerin yerleşimi, eski granitlerin sokulumu ve Masifin ilk metamorfizması.

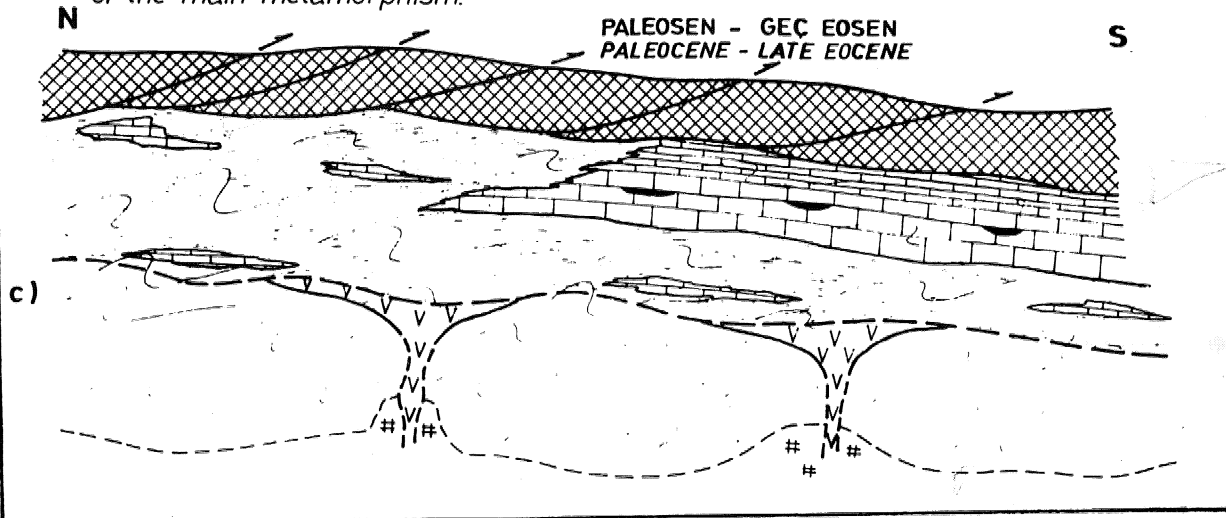
The seating of volcanites on the original rocks of gneisses, the intrusion of old granites and the first metamorphism of the Massif.



Menderes Masifi istifinin çökelişi
Deposition of the Menderes Massif series



Likya naplarının geçişi ve Menderes Masifinin ana metamorfizmasının tamamlanması.
Transportation of the Lycian nappes above the Menderes Massif and completion of the main metamorphism.

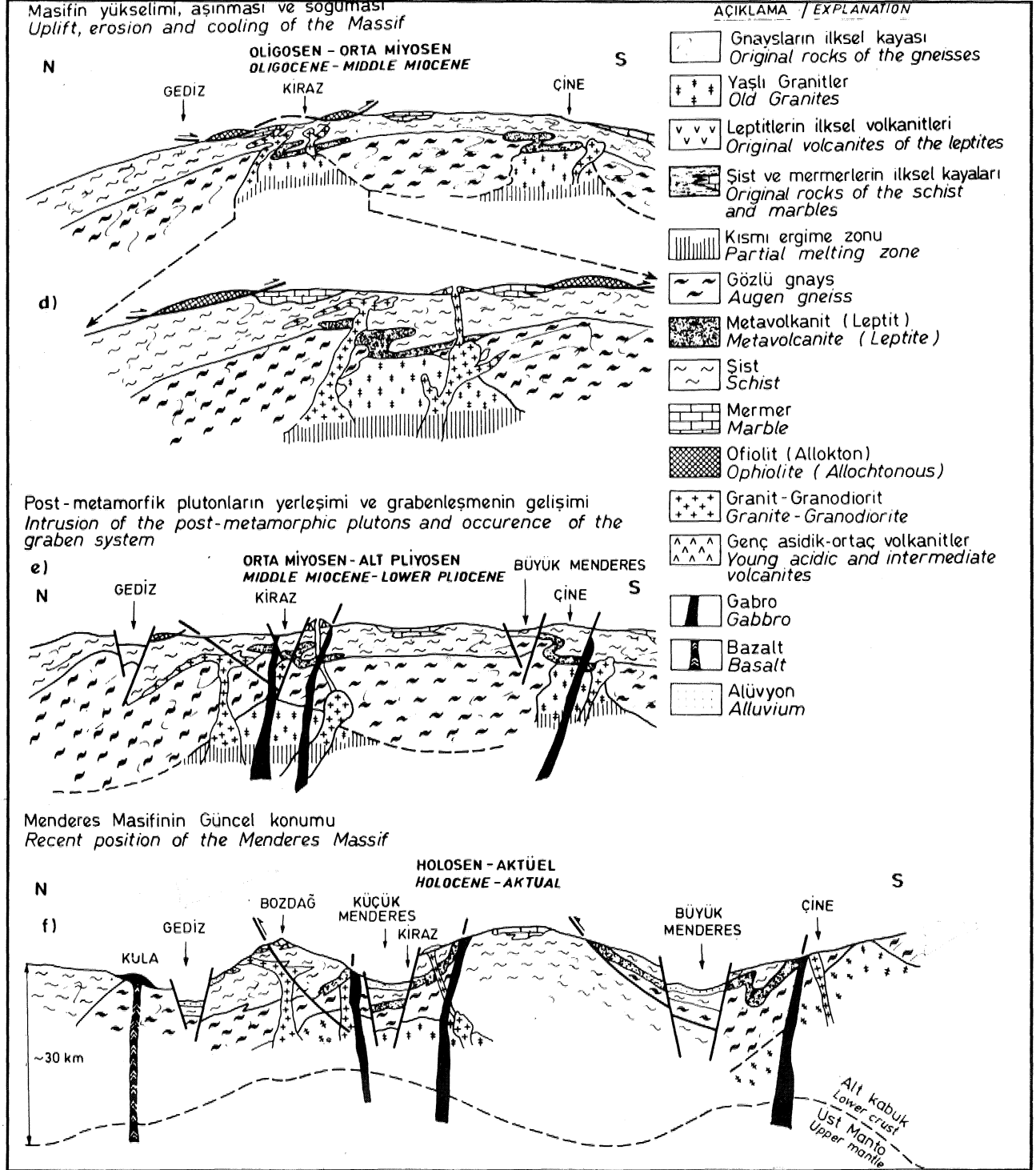


MENDERES MASİFİ

Masifi tabanda Menderes Masifi ile aynı kaya istifini sunar ve ilk metamorfizmasını Kambriyen/Ördovisiyen sınırında tamamlamıştır (Erdoğan ve Dora» 1983).

Menderes Masifi'nin ilk metamorfizmasından sonra, bu bölgede kalın bir klasik istif çökerir. Bölge, Epi-Gondwana platformunun kuzey uzantısını

oluşturmaktadır. Kaim klastik seri içinde seyrek olarak 5-20 m. kalınlıkta tuf ya da sili arakatmanianna rastlanılır. Permokarbonifer'de özellikle Çine Asması'nda klastitler yerini bitümlü kalker arakatlı killi şistlere bırakır. "Göktepe Formasyonu" adı verilen bu asbirim Fusulinler kapsar, Triyas-Üst Kretase arasında tüm



bölge platform tipi kalın kireçtaşı çökelimine sahne olur. Bugün mermerlere dönüşmüş olan kireçtaşlarının tabanı dolomitiktir, Mermerler içinde muhtemelen Jura yaşlı en az iki metaboksit (zımpara) düzeyi yer alır. Mermerlerin en üst düzeylerinde Üst Kretase yaşlı rudistlere rastlanmıştır (Dürr, 1975), Çine Asması'nda sediment çökelimi kesintisiz Paleosen'e kadar devam eder (Şekil 9b). Paleosen pelajik kırmızı piaketli kireçtaşlarıyla temsil edilir. Tüm bu metamorfik Menderes istifinin üzerine dev bir bindirme ile Likya naplanın metamorfik olmayan örtü serileri gelir (Şekil 9c), Likya napları, okyanus kabuğunu simgeleyen; devâ boyutlu peridotit ve diabloz dilimleri kapsarlar.

Yukarıdaki gözlemler, Menderes Masifi'ndeki "Ana Metamorfizma"nın Paleosen-Geç Eosen aralığına rastladığını vurgulamaktadır. İzmir-Ankara Zonu'na ait okyanusal ofiyolit naplarının Üst Kretase'den başlayarak kuzeyden güneye doğru Menderes* Masifi istifinin üzerinden geçmesi, genelde Masifin "Ana Metamorfizma"nın nedeni sayılmaktadır (Kaya 1981, Şengör ve diğ., 1984; Dora, ve diğ., 1987), Masifin en kuzey ucunda okyanusal kabuk ve üst mantonun altında kalan serilerde mavi şist fasiyesine ait yüksek basınç ve düşük sıcaklık metamorfizmi ortaya çıkmaktadır (Okay, 1985), Sonradan buradaki mavi şistler Paleosen yaşlı molas çökelleriyle örtülmüştür, İzmir-Ankara Ofiyolit kuşağının okyanusal kabuğu Menderes Masifi'nin güney kenarına Geç Eosen'de ulaşmıştır. Bu napların kalıntılarına, günümüzde de Masifin değişik yörelerinde klipler halinde rastlamaktayız (Kaya 1981; Candan 1988a), Böylece Paleosen-Geç Eosen arasında kaim bir okyanusal kabuğun altında kalan Menderes birimleri Barrovian tipi bir orta basınç ve yüksek sıcaklık metamorfizması geçirmişlerdir. Bu metamorfizma, şiddetli yatay hareketlerin, kıvrımlanmaların, bölümsel ergimelerin ve migmatitleşmelerin eşliğinde gerçekleşmiştir (Şekil 9d). O* nedenle Menderes Masifi kayalarında bugün gözlenen tüm yapı ve dokular, sözü edilen ikinci "Ana Metamorfizma"nın ürünleridir, Lineasyonlar ve kıvrım eksenleri Menderes Masifi'nin genel KKD doğrultusuna koşuttur, Kambriyen/Ordovisiyen sınırında ilk metamorfizmasını geçiren temel birimler (gnays ve metavolkanit) yeniden metamorfizmaya uğradıklarından karmaşık yapılar kazanmışlardır.

Gnayslardan Rb/Sr yöntemiyle elde edilen muskovit yaşları 63 ile 48 m.y. arasında oynamaktadır. Ortalama değer 56 ± 1 m.y. dir (Satır ve Friedrichsen, 1986). Buna göre Menderes Masifi'ndeki "Ana Metamorfizma"nın Masif in Likya napları tarafından örtülmesinden (Üst Kretase) 10-15 m.y. daha geç başladığı görülmektedir.

Benzer gecikme Alplerde de gözlenir (Şengör ve diğ., 1984). Gnays ve metagranitlerdeki biotitler ise gene Rb/Sr yöntemiyle 37 ± 1 m.y. ortalama yaş vermektedirler (Satır ve Friedrichsen, 1986). Bu son yaş, Alplerdeki gibi soğuma yaşı olarak yorumlanabilir, Menderes Ma-

sifi'nin Paleosen-Geç Eosen arasında seyreden ikinci "Ana Metamorfizması"nın, küçük zaman kaymalarıyla Kiklad adalarındaki metamorfizmayla eşleştirmek olanaklıdır.

Çünkü Kiklad adalarında 82 ile 26 m.y. arasında değişen muskovit yaşları saptanmaktadır. Böylece» Menderes Masifi'nde "Ana Metamorfizma"nın kuzeyde biraz daha erken başlayarak güneyde Alt Eosen-Çok Erken Oligosen aralığında geçmiş olabileceği, gerek litolojik istifle, gerekse radyometrik yaş verileriyle desteklenmektedir. Güneyde Tavas dolayında metamorfik birimleri uyumsuz olarak üstleyen molas Orta Oligosen yaşlıdır. Buna göre Masif, büyük olasılıkla Oligosen başında yükselmiş ve aşınmaya başlamıştır.

Menderes Masifi'nde sıkışma rejimi Öligosen-Orta Miyosen boyunca sürmüştür. Bu genç sıkışma rejiminin neden olduğu yataya yakın düşük açılı faylar boyunca Menderes Masif Mn kimi yörelerinde (Şekil 3, Gemençik-Nazilli hattı kuzeyi), gnays ve metavolkanit gibi yüksek dereceli metamorfik birimler, mermer, kalkıştı ve fillit gibi düşük dereceli metamorfik birimler üzerine bindirmişlerdir, Gene sıkışma rejimi nedeniyle kalınlaşmış olan sialik kabuğun altında kimi yörelerde bölümsel ergimeler gerçekleşmiş ve granitik-tonalitik stoklar ezik zonlar boyunca metamorfik istifin içine sokulmuşlardır. Hiç metamorfik iz taşımayan bu post-metamorfik plütonlardan Yazıbaşı/Bayındır tonaliti, Orta Miyosene karşıt gelen $18,2 \pm 0,7$ m.y. lik bir radyometrik yaş vermektedir. Kimi granodioritlerin granat ve siUmanit kapsamaları ve ancak gnays ve metavolkanitlerle dokanak yapmaları, sokulumların kimi yörelerde (Çine ve Ödemiş Asmasıfleri) çok derinde kaldığını göstermektedir. Sokulumların Masifi kalbur gibi her yörede delmeleri, Menderes Masifi'nin altında devasa bir granitik-granodioritik kütlelerin varlığına işaret etmektedir.

Orta Miyosen'den sonra tüm Anadolu'da Neotektonik rejim başlar (Şengör, 1980). Bu sistemde Menderes Masifi K-G yönlü genleşme kuvvetlerinin etkisinde kalmıştır. Bu döneme kadar tümüyle katılmış ve rijit bir kütleye dönüşmüş olan Menderes Masifi D-B doğrultulu derin hatlar boyunca kırılarak, Batı Anadolu'nun ünlü grabenleri meydana gelmiş ve Masif de asmasıflere bölünmüştür. Blok tektoniğine koşut olarak, ana graben yönünü denetleyen, graben uzantısına çapraz büyük düşey faylar boyunca olivinli gabro stokları sokulmuştur (Şekil 9e). Üst manto kaynaklı bu kayalar, genelde daha sonraki hidrotermal süreçte Al_2O_3 yönünden zenginleşmişlerdir ve klasik diyagramlarda farklı bölgelere düşmektedirler (Kun ve diğ., 1988 b). Gabroların, Batı Anadolu'da Üst Miyosen-Alt Pliyosen sınırında (9-10 M.y) gözlenen bazik-bazanitik volkanitlerin derinlik eşdeğerleri oldukları düşünülmektedir. Menderes Masifi içinde Kula, Kiraz ve Söke'de gözlenen genç bazaltik volkanitler, bazik volkanizmanın gabro

MENDERES MASİFİ

sokulumunun ardından Masifte devam ettiğini vurgulamaktadır (Şekil 9f). Menderes Masifi graben zonları içinde saptanan zengin jeotermal aktivite, son bazik volkanamanın günümüzdeki uzantısını oluşturmaktadır.

SONUÇLAR

Menderes Masifi'nin gözlü, granatik ve bantlı gnayslarla, migmatik ve metavolkanitlerden yapılmış temel birimleri, yaklaşık 500 milyon yıl önce, Kambriyen/Ördovisiyen sınırında, ilk metamorfizması geçirmiştir. Metavolkanitlerin (Leptitler), radyometrik yaş, kimyasal bileşim ve jeolojik çerçeve yönünden Üst Pan-Afrikan adayı volkanitleriyle benzerlik sunması, Menderes Masifi temel birimlerinin günümüz Afrikası'nın yerinde-ki Ebürayen Kratonunun parçalanmış oldukları düşüncesini kuvvetlendirmektedir.

Benzer yaşlı magmatitler Menderes'in batıya uzantısı sayılan Kiklad adalarında da bulunur, ilk metamorfizmanın yüksek dereceye ulaştığı düşünülmekte, ancak koşullar hakkında kesin veriler sunulmamaktadır.

ilk metamorfizmayı izleyen evrede, Ördovisiyen-Paleosen gibi geniş bir zaman aralığında Menderes Masifi'nin bulunduğu yerde önce kaim bir klastik, daha sonra da kaim bir karbonat istif çöker, Üst Kretase'den başlayarak bölgede egemen olan sıkışma rejimi sonucu, İzmir-Ankara Zonu'na ait okyanusal ofiyolit naplarının kuzeyden güneye doğru Menderes Masifi istifinin üzerinden geçmesi, Masife esas görünümünü kazandıran "Ana Metamorfizma"ya neden olmuştur. Paleosen-Geç Eosen aralığında etkin olan "Ana Metamorfizma" Barrovia tipi mineral topluluklarının oluşumuna neden olmuş, 420-650°C sıcaklık ve 5-6,5 Kb basıncı koşullarında seyretmiştir. Masifte alçak derece ile yüksek dereceli metamorfik zonalardaki tüm metamorfik dizi sergilenir,

ikinci kez metamorfizmaya uğrayan temel birimler çoğunlukla migmatitleşmiş ve çok karmaşık yapılar kazanmıştır.

Menderes Masifi'nde sıkışma rejimi Oligosen-Orta Miyosen boyunca sürmüş ve kalınlaşmış olan sialik kabuğun altındaki kimi yörelerde bölümsel ergimeler gerçekleşmiştir, Orta Miyosen'de granitik-tonalitik post-metamorfik plutonlar ezik zonlar boyunca süer ve apofizler şeklinde metamorfik istif içine sokulmuşlardır. Sokulumlarının Masifi kalburu gibi her yörede delmeleri, Menderes Masifi'nin altında devasa bir granitik-granodioritik kütlelerin varlığına işaret etmektedir.

Orta Miyosenden sonra tüm Anadolu'da egemen olan gençleşme Neotektonik rejim, o döneme kadar rijit bir kütleyle dönüşmüş Menderes Masifi'ni D-B doğrultulu derin hatlar boyunca kırarak, Batı Anadolu'nun ünlü grabenlerini meydana getirir. Masif içinde blok tektoniği koşut olarak, ana graben yönünü denetleyen, graben uzantısına çapraz büyük düşey faylar boyunca olivlinli

gabro stokları yükselir. Üst manto kökenli bu kayaların Batı Anadolu'da Üst Miyosen-Alt Pliosen sınırında gözlenen bazik-bazanitik volkanitlerin derinlik eşlenikleri oldukları düşünülmektedir. Bazik volkanizma izlerine Menderes Masifi'nde Kula, Kiraz ve Söke yörelerinde rastlamaktayız. Masifin graben zonu içinde saptanan zengin jeotermal kaynaklar, volkanik aktivitenin günümüzde de sürdüğünü göstermektedir.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Boray, A., Akat, Ü., Akdeniz, N., Akçören, Z., Çağlayan, A., Günay, E., Korkmaz, B., Öztürk, E.M., Sav, H., 1973, Menderes Masifi'nin güney kenar boyunca bazı önemli sorunlar ve bunların muhtemel çözümleri: Cumhuriyetin 50. yılı Yer, Bil Kong., s. 11-20.
- Brinkmann, R., 1966, Geotektonische Gliederung von Westanatolien: N, Jb. Geol. Paleont. Mh. 10, 603-618.
- Brinkmann, R., 1967, Menderes Masifi'nin Milas-Bodrum-Ören civarındaki güney kanadı: E.T.İ.F.İİİ ilmi raporlar serisi 43, 12 s.
- Candan, O., 1988 a, Demirci-Borlu arasında kalan yöre (Menderes Masifi kuzey kanadı) petrografisi, petrolojisi ve mineralojisi: Doktora tezi, D.E.Ü. Fen Bil. Ens. 163 s.
- Candan, O., 1988 b, Petrography, petrology and mineralogy of the region located between Demirci-Borlu towns (Northern flank of the Menderes Massif): D.E.Ü. Fen Bil. Ens. Araş. Rap. 19 s.
- Çağlayan, M.A., Öztürk, E.M., Öztürk, Z., Sav, H., Akat, U., 1980, Menderes Masifi güneyine ait bulgular ve yapısal yorum: Jeol. Müh. Der., s. 9-17.
- Dora, O.Ö., 1975, Menderes Masifi'ndeki alkali feldspatların yapısal durumları ve bunların petrojenetik yorumlarda kullanılması: Türkiye Jeol. Kur. Bült., 18, 111-126.
- Dora, O. Ö., 1981, Menderes Masifi'nde petroloji ve feldspat incelemeleri: Yerbilimleri Derg. 7, 54-63.
- Dora, O.Ö., 1982, Menderes Masifi'nin jeolojisi paneli, Türkiye Jeol. Kur., Ankara, 50 s.
- Dora, Ö., Savaşçın, M.Y., Kun, N., Candan, O., 1987, Menderes Masifi'nde post metamorfik plutonlar: Yerbilimleri Derg., 14, 1-11.
- Dora, O.Ö., Kun, N., Candan, O., 1988, Metavolcanics (leptites) in the Menderes Massif; A possible paleo-arc volcanism: O.D.T.Ü., Temel ve Uygulamalı Bil, Derg., 20, 4.
- Dumont, J.F., 1979, Les deux types de soubassements paléozoïques dans la coupole de Karacahisar (région d'Isparta, Turquie) et leur séparation par un accident anté-Iriasique: Bull. Miner. Res. Explor. Inst. Turk., 90, 77-81.

- Dürr, S., 1975* Über alter und geotektonische Stellung des Menderes-Kristallins/SW-Anatolian und seine aequivalente in der mittleren Aegaeis: Habilitation thesis, 107 pp. University of Marburg,
- Erdoğan, B., Dora, O.CX, 1983, Bitlis Masifi apatitli demir yataklarının jeolojisi ve oluşumu: Türkiye Jeol. Kur. Bült., 26, 133-144,
- Gass, LG., 1982, Upper Proterozoie (Pan-African) Calc-alkaline magmatism in north-eastern Africa and Arabia: In *Andésites* edited by R,S, Thorpe, John Wüey and Jons, 59-609.
- Göncüoğlu, C., 1986, Orta Anadolu Masifi'nin güney ucundan jeokronolojik yaş bulguları: Maden Tetkik Arama Derg., 105/106, 111-124.
- Frose, E., Gasparrini, E., 1975, Canad, Mineral 13, 162-167,
- Kaya, O., 1981. Batı Anadolu alta bindirmesi: ultramafik birimin ve Menderes Masifi'nin jeolojik konumu: *Doğa Bilimleri Dergisi*, Atatürk özel sayısı s, 15-36,
- Konak, N., Akdeniz, N., Öztürk, E.M., 1987, Geology of the south of Menderes Massif: I.G.C.P. project no, 5, correlation of Varican and Pre-Varisean events of the Alpinemediterranean mountain belt, field meeting, Turkey, 42-53.
- Kun, N., 1983, Çine dolayının petrolojisi ve Menderes Masifi'nin güney kesimine ait petrolojik bulgular: (Doktora tezi) DJE.Ü, Fen Bil Ens, 124 s.
- Kun, R, Dora, Q.Ö., 1984. Menderes Masifi'nde metavolkanitler (leptitler), TJ.K. 38. Bilimsel ve Teknik Kurultayı Bildiri Özetleri. Ankara, s. 131432,
- Kun, N., Candan, O., 1987 a. Ödemiş Asması'nın jeolojik leptitlerin dağılımı, konumları ve oluşum koşulları, TBAG-688 nolu proje, 133 s,
- Kun, N., Candan, O., 1987 b. Menderes Masifi'ndeki erken paleozoik yaşlı bazik damar kayaları, H.Ü, Yer Bil Derg. c, 14.
- Kum N., Candan, O., Dora, O.Ö., 1988 a, Kiraz-Birgi yöresinde (Ödemiş-Menderes Masifi) metavolkanitlerinin (leptitlerin) varlığı: Türkiye Jeol, Kur, Bült, 32, 21-35.
- Kun, R, Dora, O., Tuzcu, N., Candan, O., 1988 b, Menderes Masifi'ndeki postmetamorfik gabro stoklarının petrolojisi: Akdeniz Üniv, İsparta Müh, Mim, Fak. Derg, 4, 304-324,
- Kunst, H,R, kreuzer, H., 1982, Isotopie dating of Pre-Alpidic rocks from the island of los (Cyclades, Greece): *Contrib. Mineral Pertol*, 80, 245-253.
- Pearce, J.A., Cann, J.R., 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analysis: *Earth and Planet, Sei, Lett*, 19, 250^300,
- Okay, A., 1985, Kuzeybatı Anadolu'da yeralan metamorfik kuşaklar: TJ.K, Ketin sempozyumu Bildiriler Kitabı, 83-92.
- Satır, M., Friedrichsen, H., 1986. The origin and evolution of the Menderes Massif, W-Turkey; A Rubidium/Strontium and Oxygen isotope study: *Geol. Rdsch*. 75/3, 703-714.
- Schulung, R.D., 1958. Menderes Masifi'ne ait bir gözlü gnays üzerinde zirkon etüdü: *Maden Tetkik Arama Derg*. 51, 38-41.
- Schulung, R.D., 1962, Türkiye'nin GB'sındaki Menderes Migmatit Kompleksinin petrolojisi» yaşı ve yapısı hakkında: *Maden Tetkik Arama Derg*, 58, 71-84.
- Schuilung, R.D., 1973. Active role of continents in tectonic evolution, geothennal modals: In: De jong, K.A. and R, Schölten (Eds): *Gravity and Tectonics*, New York, 37-47.
- Şengör, A.M.C., 1980, Türkiye'nin neotektoniğinin esasları: *Türk, Jeol. Kur. Konf. Ser.* % 40 s.
- Şengör, A.M.C, Satır, M., Akkök, R., 1984, Timing of tectonic events in the Menderes Massif, Western Turkey: Implications for tectonic evolution and evidence for Pan-African bassement in Turkey: *Tectonics*, 3/7, 693-707,
- Turner, F.J., 1968, *Metamorphic petrology*: McGraw-Hill's, New York.
- United Nations (1974), *Mineral exploration in two areas: Technical report 4, DP/DN/TUR-72-004/4, Turkey*,

RIZE-FINDIKLI-ÇAMLIHEMŞİN AMASINDA (DOĞU KARADENİZ) YER ALAN MAĞMATİK KAYAÇLARIN PETROLOJİSİ VE DOĞU PONDITLERDEKİ BÖLGESEL YAYILIMLAR

"Petrology of the magmatic rocks around Rize-Fındıklı-Çamlıhemşin (Eastern Black Sea) and their distribution at the Eastern Pontids"

ABDULLAH GEDİK MTA Enerji Hammadde Etüd ve Araştırma Dairesi, Ankara
TUNCAY ERCAN MTA Jeoloji Etüdleri Dairesi, Ankara
SADETTİN KORKMAZ KTÜ Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Bölümü, Trabzon
SEDAT KARATAŞ MTA Jeoloji Etüdleri Dairesi, Ankara

ÖZÜ Doğu Karadeniz bölgesinde yer alan Rize-Fındıklı-Çamlıhemşin arasında jeolojik incelemeler yapılmış, mağmatik kayaçlarda gerçekleştirilen petrografik ve jeokimyasal çalışmalarla da, bunların türedikleri magma tülü, kimyasal nitelikleri ve oluşturdukları tektonik ortam belirlenmiştir. İnceleme alanında temeli oluşturan Üst Kretase yaşlı Hemşindere formasyonunun volkanik ürünleri genellikle bazalt, bazaltik andezit, dasit, riyodasit ve riyolit gibi bazik ve asit volkanitlerden, ender olarak ta andezit türde ortaç volkanitlerden oluşmuştur. Eosen yaşlı Melyat formasyonuna ilişkin volkanizma ise çoğunlukla bazaltik volkanitlerle temsil edilmekte olup, genellikle subalkalen (kalkalkalen + toleyitik) niteliktedir. Oabrodan, granite kadar değişik türlerde bazik ve asit nitçlikte sokulumlar şeklinde izlenen plütönik kayaçlar ise Hemşindere formasyonu volkanilerini kesmekte olup, Üst Kretase-Paleosende yerleşmişlerdir. Yapılan petrokimyasal çalışmalarla, gabro, kuvarslı diyorit, tonalit, granodiyorit, adamellit türde kayaçlardan oluştukları, Debon ve Le Fort sınıflamasına göre tamamen kafemik topluluk özellikleri taşıdıkları ve genelde kalkalkalen nitelikte oldukları belirlenmiştir. İnceleme alanındaki mağmatik kayaçlar, bir yitim zonunda oluşan ada yayı mağmatizması özellikleri taşımaktadır. Ayrıca, çalışma alanının yer aldığı Doğu Pontidlerdeki mağmatik kayaçların bölgesel yayılımı incelenmiş ve kökensel yorumları yapılmıştır,

ABSTRACT; Rize-Fındıklı-Çamlıhemşin area of, Eastern Black Sea region is geologically studied. Petrographical and geochemical characteristics of the formations, tectonic environments and origin of the magmatic rocks are discussed. Within the study area Hemşindere formation of Upper Cretaceous age, which forms the basement, comprise basic and acid volcanics like basalt, basaltic andesite, dacite, rhyodacite and rhyolite and rarely some andesitic intermediate volcanics. Volcanic members of Melyat formation of Eocene age are basaltic and generally subalkaline (calcalkaline + tholeiitic) in compositions. Intrusions of the basic and acidic plutonic rocks (Upper Cretaceous-Paleocene), varies from gabbro to granite, cut the volcanics of Hemşindere formation. As a result of petrochemical studies, these plutonic rocks are mainly composed of gabbro, quartz diorite, tonalite, granodiorite and adamellite. According to classification of Debon and Le Fort, plutonic rocks are calcalkaline having kafemik association properties. Within the study area magmatic rocks represent the characteristics of island arc magmatism formed on subduction zone. Also distribution and the origin of the magmatic rocks around Eastern Pontids are discussed,

GİRİŞ

İnceleme alanı, Doğu Karadeniz bölgesinde Rize-Çayeli-Pazar-Ardeşen-Fındıklı ve Çamlıhemşin arasında kalan bölgede yer almaktadır (Şekil 1). Bu bölgede yapılan jeolojik çalışmalar genellikle yersel boyutta olup, çoğunlukla metalik maden aramalarına yöneliktir. Ancak, petrol sızıntılarının varlığı nedeniyle bölgede zaman zaman petrol amaçlı çalışmalar da yapılmıştır. İnceleme alanı içinde kalan ve değişik amaçlar taşıyan bu çalışmaların başlıcaları, Atabek (1943), Taşman (1948), Kıraner (1956), Kawada ve Ergin (1972), Pehlivan (1972), Can (1974), Erkan ve Gözler (1974) N.V.T,

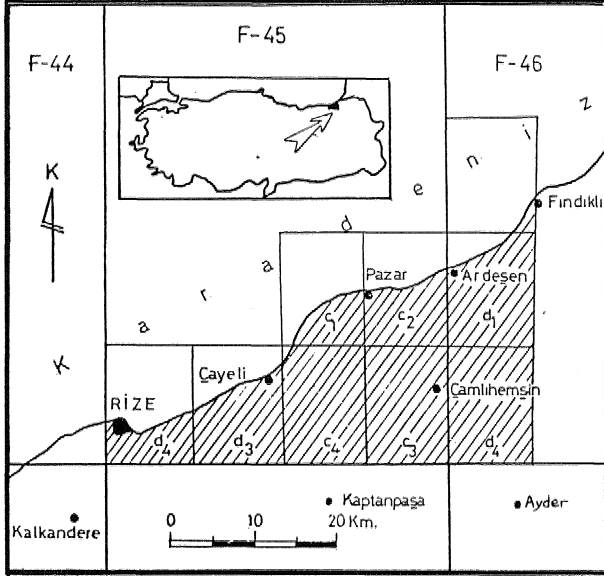
Shell (1975), Özsayar (1977) ve Pelin ve Korkmaz (1981) tarafından gerçekleştirilmiştir» En son, Gedik ve Korkmaz (1987) tarafından, yaklaşık 850 km² lik bir yer kaplayan inceleme alanında 1/25.000 ölçekli jeolojik haritalar yapılmış, kaya birimleri formasyon ölçeğinde ayırtılarak adlandırılmış, karada ve denizde bulunan bazı petrol sızıntıları incelenmiştir,

Bu araştırmanın amacı, inceleme alanında ve Doğu Pontidlerde yaygın yüzlekler veren Üst Kretase-Eosen yaşlı mağmatik kayaçlarda petrokimyasal incelemeler yapmak ve bölgesel yayılımlarını karşılaştırmalı olarak ortaya koymaktır,

* 5-15 Eylül 1991 tarihleri arasında Avusturya'nın Salzburg kentinde yapılan "Avrupa 69. Mineraloji Kongresinde sözlü bildiri olarak sunulmuştur,

GENEL JEOLJİ

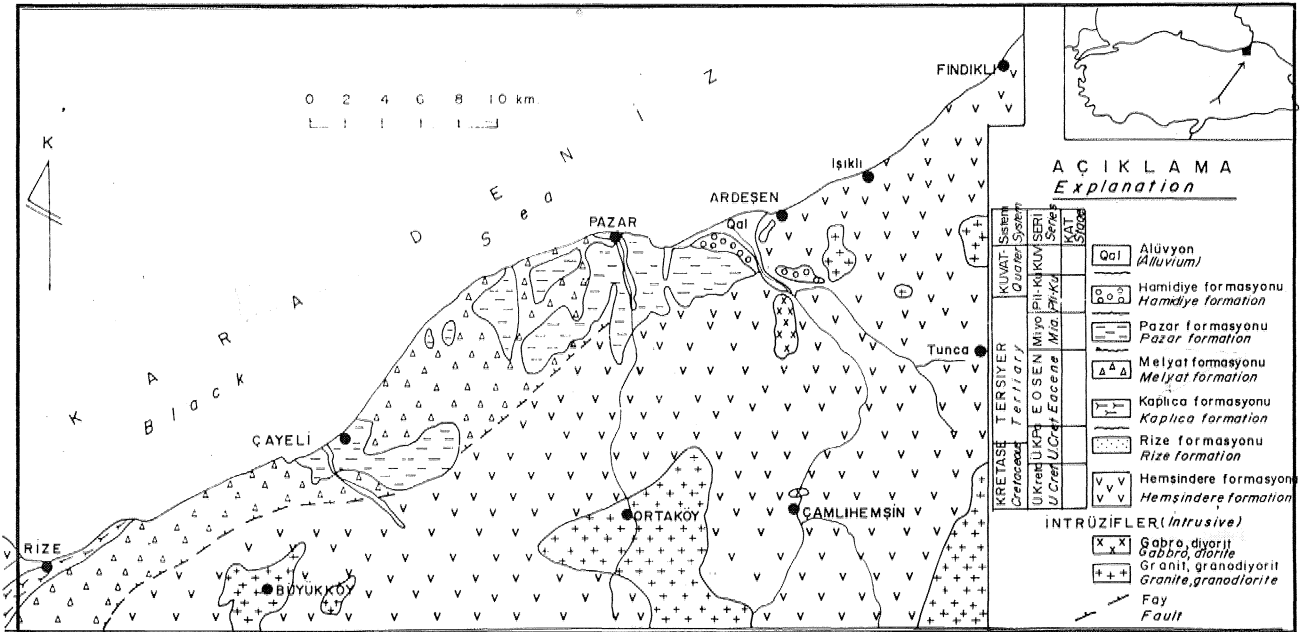
İnceleme alanında yer alan kaya birimleri, en altta izlenen, kumlası, marn ve kırmızı kireçtaşı arakatmanları içeren ve esas olarak bazalt, dasit ve riolit yer yer de andezit türde lav ve piroklastiklerden oluşan, Santoniyen-Mestrihtiyen yaşlı Hemşindere formasyonu (Gedik ve Korkmaz, 1987) ile başlamaktadır. Bölgesel olarak geniş yayılım gösteren bu formasyon yer yer bazik ve asidik intrüzyonlar tarafından (Granit, granodiyorit, kuvarslı diyorit, diyorit, gabro) kesilmiştir (Şekil 2 ve Şekil 3). Kalınlığı 3500-5000 m. arasında değişen



Şekil 1- İnceleme alanının konum haritası.
Figure 1- Location map of the studied area.

Hemşindere Formasyonu'nun yaşının içindeki kırmızı kireçtaşlarında bulunan fosillerle, Santoniyen-Alt Mestrihtiyen olduğu belirlenmiştir. Formasyon, çok tipik ve yaygın olarak Pazar ilçesi güneyinde Hemşindere Vadisi boyunca yüzelemektedir, Birim genellikle katmansız volkanik kayalardan oluştuğu için tip kesiti çıkarılmıştır (Şekil 4). Formasyon içinde bulunan yer yer spilitik özellikler taşıyan bazaltlarda görülen yastık lav yapıları ve dasitik lavlarda görülen soğuma sütunları tipiktir, Hemşindere formasyonu'nun genel özelliklerinden dolayı, yoğun volkanizmanın egemen olduğu denizel bir ortamda çökeldiği belirlenmektedir. Volkanik faaliyetlerin durduğu dönemlerde ise kırmızı renkli kireçtaşları ile kumlası ve maralı düzeyler çökelmiştir, Hemşindere formasyonu, eski araştırmacılar tarafından (Pehlivan, 1972; Kawada ve Ergin, 1972; Güven, 1972; Erkan ve Gözler, 1974; Can, 1974 vb.) bölgede ayrıntılandırılan alt dasit üst bazik, üst dasit volkanik serileri ile denetirilebilir özelliktedir, Formasyonu kesen intrüzyon kayaların, bölgedeki daha genç kaya birimlerini kestikleri gözlenemediğinden, yerleşme yaşlarının Üst Mestrihtiyen olmaları gerekmektedir.

İnceleme alanında, Hemşindere formasyonu üzerinde, Rize formasyonu olarak adlandırılan (Gedik ve Korkmaz, 1987) ve kireçtaşı, kumlu kireçtaşı ve kumtaşı arakatmanii, kırmızımsı-bordo ve beyaz renkli marn ve şeyi aralanmasından oluşan birim yer alır. Formasyonun alt düzeylerindeki kumtaşları yer yer bitüm içermekte olup, birim üstte doğru kırmızımsı bordo renkli mam arakatmanii beyaz renkli killi kireçtaşı aralanmasıyla son bulur, Saptanan mikrofosillerle Üst Kretase-Paleosen yaşta olduğu belirlenen formasyon yaklaşık 325 m. kalınlıktadır, Rize formasyonu sakin ve derin bir şelf



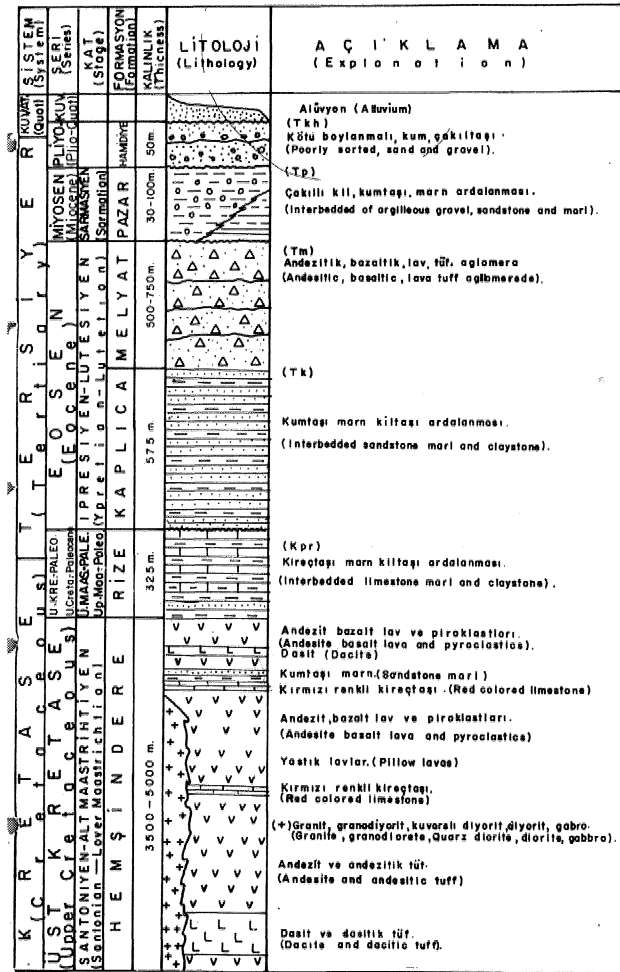
Şekil 2- Rize-Fındıklı-Çamlihemsin bölgesinin jeoloji haritası.
Figure 2- Geological map of the Rize-Fındıklı-Çamlihemsin area.

RİZE MAĞMATİK KAYAÇLARI

ortamında çökelmiştir. Birimin üste doğru karbonatlara geçmesi ve yer yer resital favnanın gözlenmesi, ortamın gittikçe sığlaştığını göstermektedir. Hemşindere formasyonu ile Rize formasyonu arasındaki dokanak belirsiz olup, olasılıkla uyumlu gibi görülmektedir.

Rize formasyonu üzerinde diskordan olarak, kalın katmanlı iri taneli kumtaşı, marn ve kiltası ardalanmasından oluşan Kaplıca formasyonu (Gedik ve Korkmaz, 1987) yer alır. Yaklaşık 575 m, kalınlık sunan formasyonun yaşı Alt-Orta Eosen olarak saptanmış olup denizel bir ortamda çökelmiştir.

Kaplıca formasyonu üzerinde uyumlu olarak, masif ve kötü katmanlanma gösteren ve çoğun bazaltik, yer yer andezitik lav tuf ve aglomerallardan oluşan ve Melyat formasyonu (Gedik ve Korkmaz, 1987) olarak adlandırılan birimler yer almaktadır. İçinde, boyutları birkaç cm, den L m ye kadar değişen volkanik blokların bulunduğu formasyon yaklaşık 500-750 m, kalınlıktadır. Alt-Orta Eosen yaşlı Kaplıca formasyonu ile geçişli ve uyumlu olduğu için yaklaşık Orta Eosen yaşta olduğu kabul edilen Melyat formasyonu, yoğun volkanik fa-



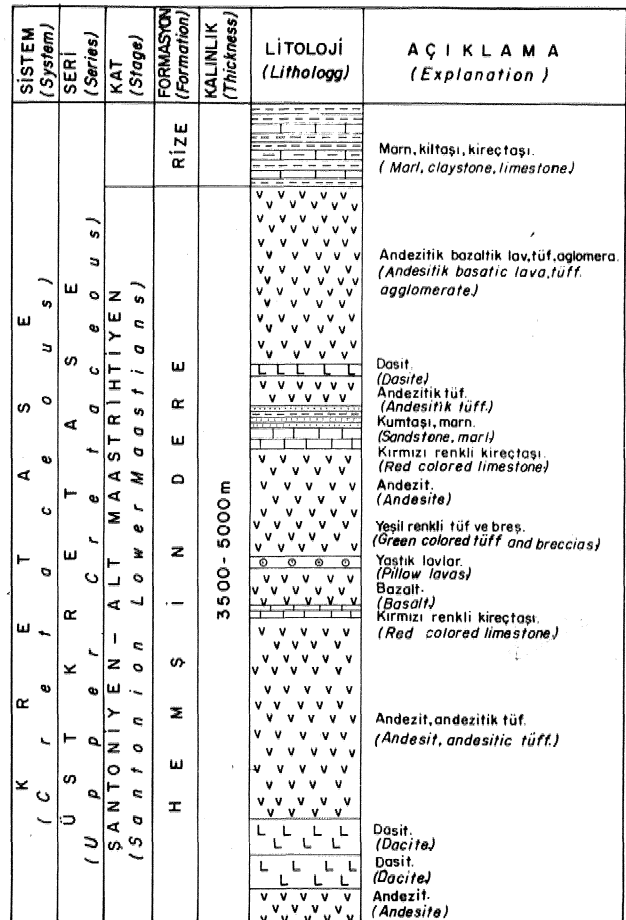
Şekil 3- İnceleme alanının genelleştirilmiş dikme kesiti.

Figure 3- Generalized columnar section of the studied area.

liyetlerin etkin olduğu denizel bir ortamda gelişmiştir. Tamamen volkanik birimlerden oluşan formasyonda piroklastik kayaçlar egemendir.

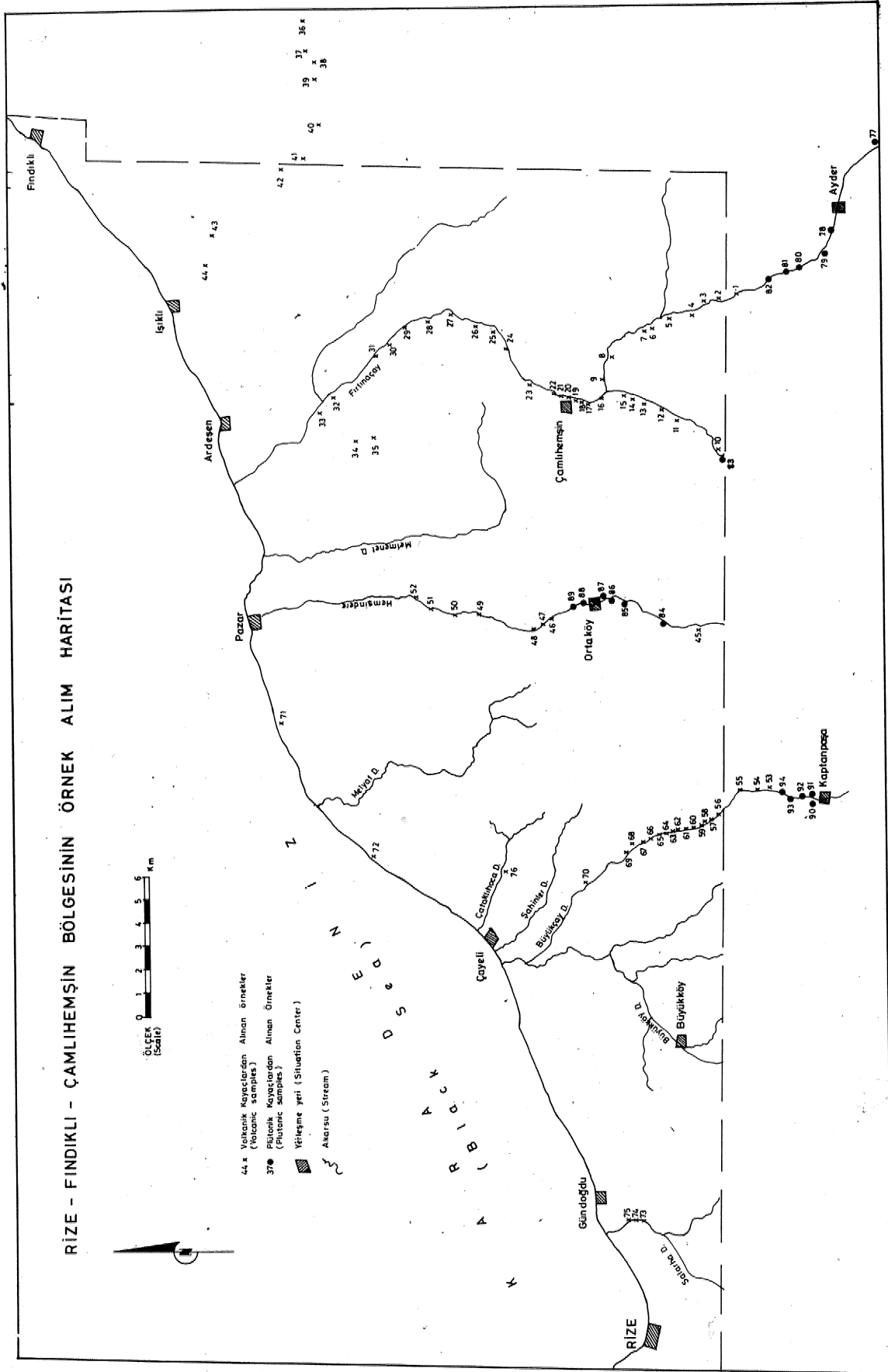
Melyat formasyonu ü/erinde diskordan olarak, tabanda çakıltaşı ile başlayıp üste doğru kumtaşı, kumlu kireçtaşı ve kireçtaşı arakatmanları içeren gri renkli mam ardalanmasıyla devam eden Pazar formasyonu (Gedik ve Korkmaz, 1987) yer alır. Bu birimin en üst düzeyleri ise kum, çakıl ve kay aç parçaları içeren kırmızimsı, kil ve çamurtaşları ile son bulur. Çakıllar kötü boylanmış olup, alttaki volkanik kayalardan türemişlerdir. Kırmızimsı kil ve çamurlar çoğunlukla daha yaşlı volkanik kayac ve türlerin ayrışmasıyla oluşmuşlardır. Bol mikrö ve makro fosil içeren Pazar formasyonu, Sarmasiyen (Orta-Üst Miyosen) yaşlı olup, kalınlığı 30-100 m. arasında değişmektedir. Formasyon, giderek sığlaşan denizel bir kıyı ortamında çökelmiştir. Özellikle üst düzeylerde görülen yanal ve düşey yöndeki litolojik değişimler, birimin üste doğru flüvyal özellikteki çökelle geçtiğini ve Sarmasiyen sonunda tamamen karasal bir ortama dönüştüğünü göstermektedir.

Pazar formasyonu üzerinde uyumsuz olarak, kötü katmanlı ve kötü boylanmış, kum ve kil mercikleri içeren gevşek çimentolu çakıltaşıların oluşturduğu Ha-



Şekil 4- Hemşindere formasyonunun tip kesiti.

Figure 4- Type section of the Hemşindere formation.

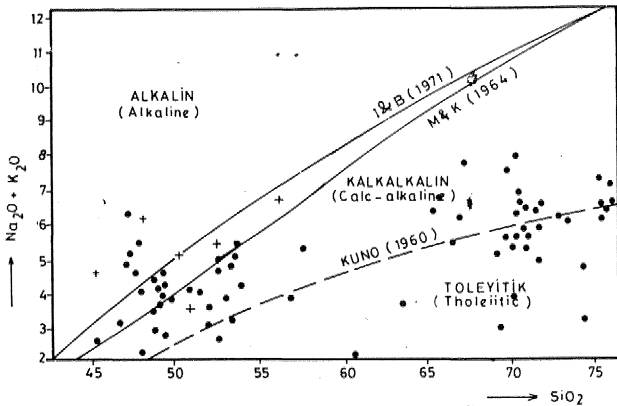


Şekil 5- İnceleme alanında örnek alınan yerler.

Figure 5- Sample locations of investigated area.

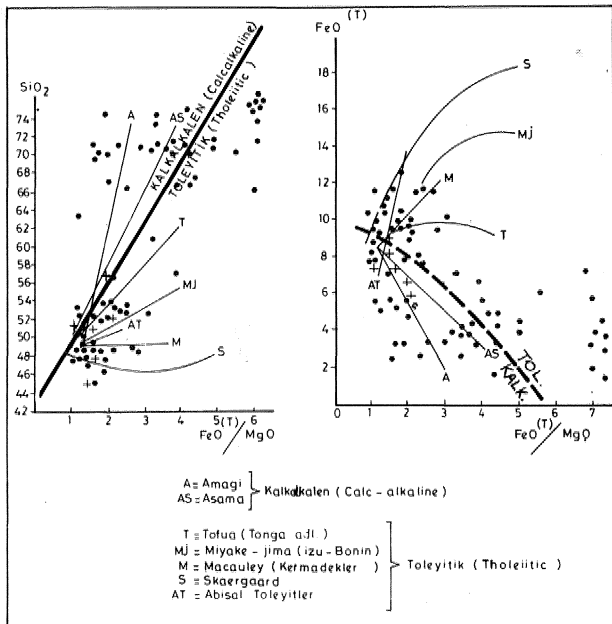
kullanılarak Irvine ve Baragar'a (1971) göre diyagramları yapıldığında (Şekil 10) Zanettin diyagramı ile benzer sonuçlara ulaşılmaktadır.

Örneklerin AFM üçgen diyagramları da yapılmış (Şekil 11) ve Wager (1960), Turner ve Verhoogen (1960), Macdonald ve Katsura (1964) ile Irvine ve Baragar (1971) ayırım trendleri göz önüne alındığında, örneklerin kalkalkalen ve toleyitik bölgede yer aldıkları ve kalkalkalen olanların genelde Cascade tipi kalkalkalen trende uyum sağladıkları, ancak toleyitik olanların tipik bir toleyitik trende uyum sağlamadığı da saptanmıştır. Esasen, salt bazaltik türde olan örnekler Kuno (1960) diyagramında kısmen toleyitik, genellikle kalkalkalen



Şekil 6- Volkanitlerin alkali-silis içeriklerine göre sınıflandırılması.

Figure 6- Classification of the volcanics according to their alkali-Silica Content.

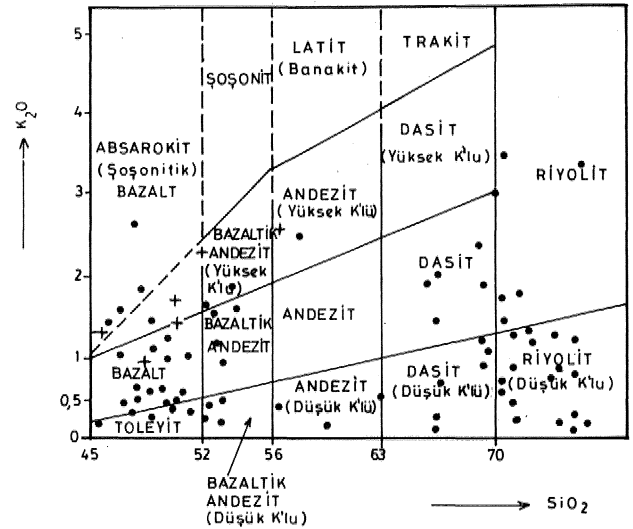


Şekil 7- Volkanitlerin Miyashiro (1975)e göre sınıflandırılması.

Figure 7- Classification of the volcanics according to Miyashiro (1975).

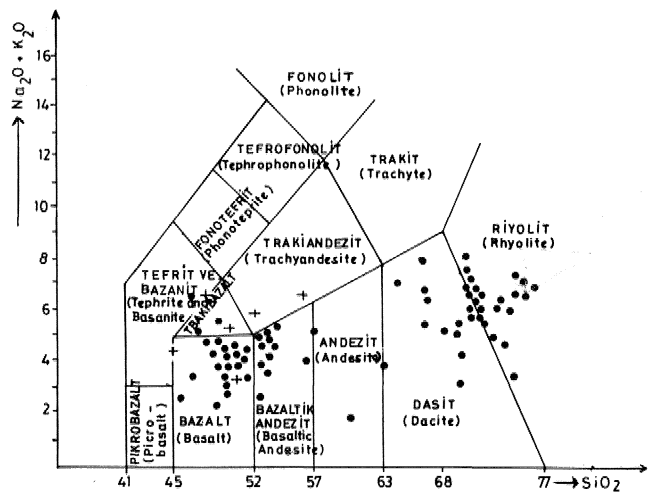
(Yüksek Alüminyumlu Bazalt) ve yer yer de alkalen kesime düşerler (Şekil 12) ve toleyitik niteliklerinin tam belirgin olmadığı da böylece ortaya çıkmaktadır. Aynı durum örneklerin MgO ve FeO+FeaO₃ kapsamına göre hazırlanan diyagramda da görülmekte olup (Şekil 13) volkanitler, Carmichael ve diğerleri (1974) ve Nockolds (1954) tarafından önerilen Calcade tipi ve genel kalkalkalen serilerin trendleri ile uyum sağlarlar, TiUey ve Muir (1967) tarafından önerilen toleyitik trend ile uyum sağlamazlar.

Bazaltik türde olan Örneklerin Fj ve F₂ parametreleri hesaplanmış ve Pearce (1976) diyagramında esas olarak kalkalkalen bazaltlar ve düşük potasyumlu toleyitler



Şekil 8- Volkanitlerin Peccerillo ve Taylor (1976)ya göre adlandırılmaları.

Figure 8- Nomenclature of the volcanics according to Peccerillo and Taylor (1976).

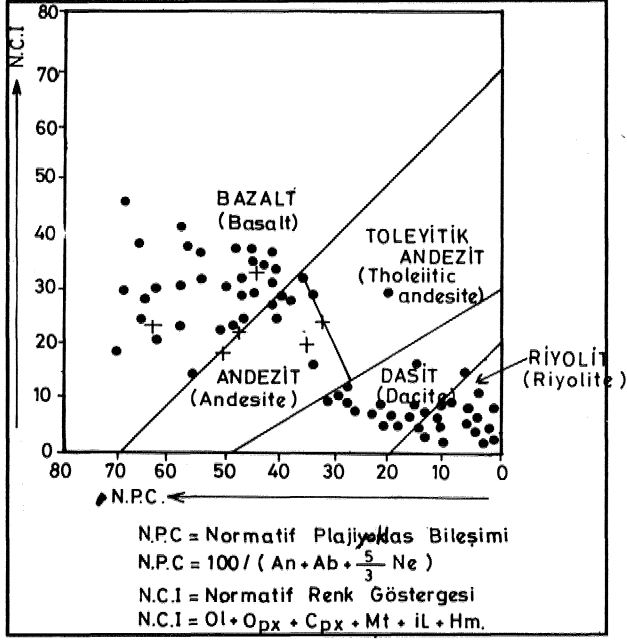


Şekil 9- Volkanitlerin Zanettin (1984)e göre adlandırılmaları.

Figure 9- Nomenclature of the volcanics according to Zanettin (1984).

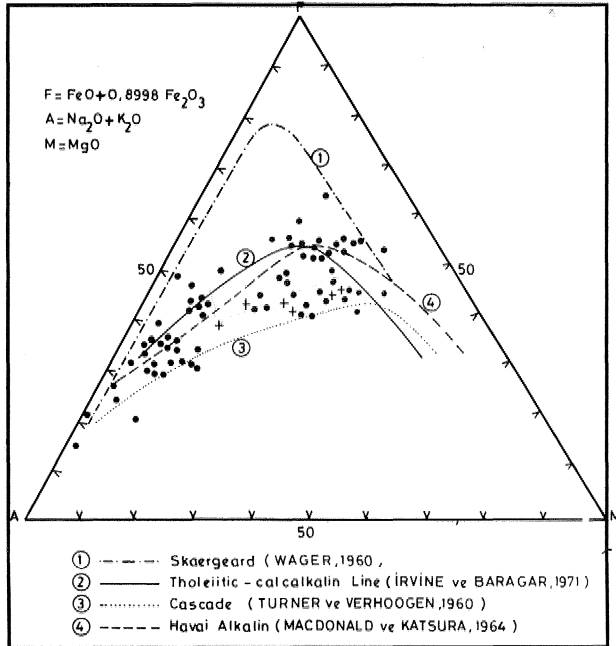
RİZE MAĞMATİK KAYAÇLARI

alanına düştükleri, kısmen de şoşonitik alanda yer aldıkları görülmüştür (Şekil 14). Yine aynı bazaltik örnekleri Mullen (1983) diyagramına yerleştirdiğimizde (Şekil 15), bunlar Ada Yaylan kalkalkalen bazaltları ile Ada yayı toleyitleri alanlarına düşmekte ve İnceleme alanındaki volkanik kayaçların yay volkanizması özellikleri taşıdıkları ve eski bir yitim zonundan türedikleri giderek belirginleşmektedir,



Şekil 10- Volkanitlerin Irvine ve Baragar (1971)e göre adlandırılmaları.

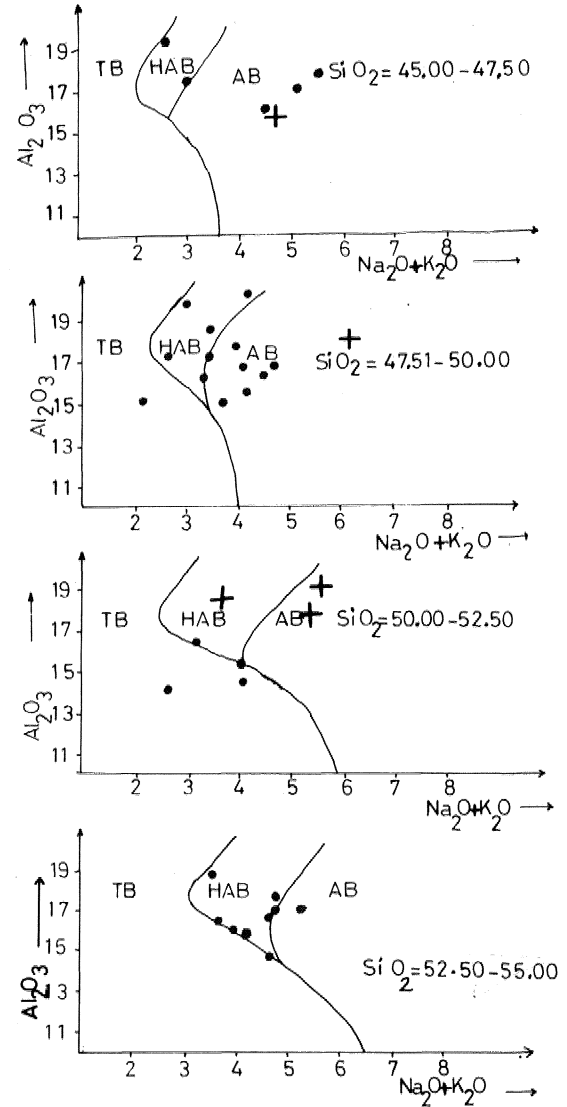
Figure 10- Nomenclature of the volcanics according to Irvine and Baragar (1971).



Şekil 11- Volkanitlerin AFM üçgen diyagramları.

Figure 11-AFM Triangular diagram of the volcanics.

Rittmann ve Villan (1979), tüm dünya volkanitleri üzerinde yaptıkları istatistiksel bir araştırmada, volkanitleri tansiyonal rejimlerde oluşan Kratonik volkanitler ve kompresyonel tektonik rejimlerde oluşan Orojenik volkanitler olmak üzere iki ana gruba ayırtmışlardır, inceleme alanındaki volkanitlerin analiz sonuçları bu diyagrama taşındığında (Şekil 16) bunların, plakaların birbirlerine yaklaşmaları sonucu oluşan Orojenik volkanitler grubuna girdikleri görülür. Bu arada, Eosen yaşlı olan volkanitler kısmen de Orojeniz Sonrası Volkanitler alanında yer almakta ve böylece Üst Kretaseden itibaren, Eosen'e doğru okyanusun kapanmaya başladığı da belirginleşmektedir.



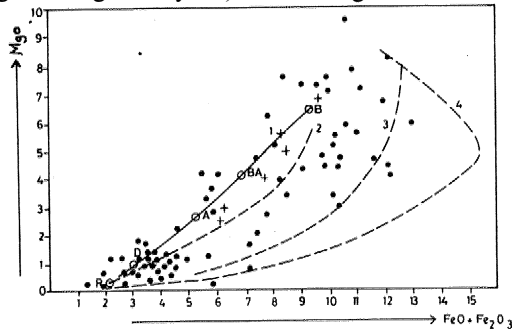
TB=TOLEYİTİK BAZALT (Tholeiitic Basalt)
HAB=YÜKSEK ALÜMİNYUMLU BAZALT (High-Alumina Basalt)
AB=ALKALI BAZALT (Alkali Basalt)

Şekil 12- Bazaltik volkanitlerinin Kuno (1960) diyagramı.

Figure 12- Kuno (1960) diagram of the basaltic volcanics.

Plütonik Kayaçların Petrokimyasal Özellikleri

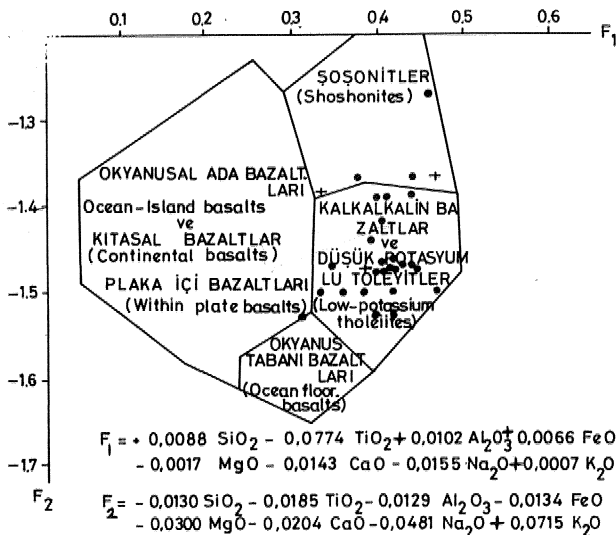
İnceleme alanında, gabrodan granite kadar değişik türlerde bazik ve asit nitelikte sokulumlar şeklinde izlenen plütonik kayaçlar esas olarak 3 ayrı alanda yüzlemler vermektedir : a) Çamhemişin güneyinde Ayder dolaylarında yer alan, genellikle granodiyorit, kısmen de diorit ve gabro türde ürünler veren Ayder plütünü b) Örtaköy dolaylarında yer alan ve genellikle tonalit, kısmen de granodiyorit türde ürünler veren Örtaköy plütünü e) Büyükköy güneyinde Kaptanpaşa dolaylarında yer alan çoğunlukla granodiyorit, kısmen de gabro ve diorit türde



- 1- Cascade (Genel) Kalkalkalin serilerin trendi (CARMICHAEL, TURNER ve VERHOOGEN, 1974)
- (1- Cascades (General) B= Basalt, BA= Basaltic Andesite, A= Andesite, D= Dacite, R= Rhyolite)
- 2- Kalkalkalin serilerin trendi (NOCKOLDS, 1954)
- (Calcalkali series)
- 3- Hawaiiyen alkalin serilerin trendi (MACDONALD ve KATSURÁ, 1964)
- (Hawaiian alkalin series)
- 4- Thingmuli Toleyitik serilerin trendi (TILLEY ve MUIR, 1967)
- (Thingmuli tholeiitic series)

Şekil 13- Volkanitlerin (FeO+Fe₂O₃) ve MgO diyagramı.

Figure 13- (FeO+Fe₂O₃) and MgO diagram of the volcanic.

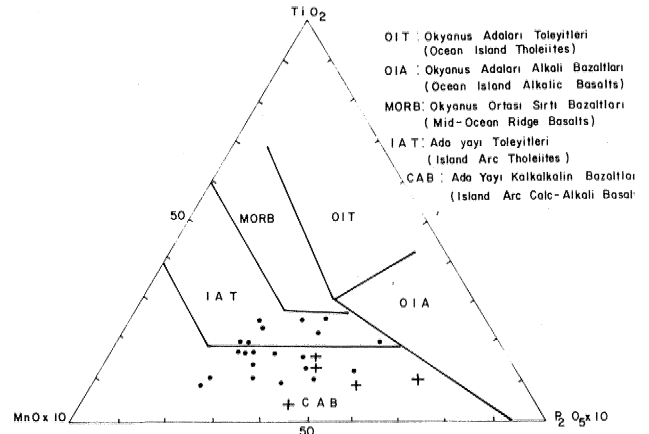


Şekil 14- Bazaltik volkanitlerin Pearce (1976) diyagramı.

Figure 14- Pearce (1976) diagram of the basaltic volcanics.

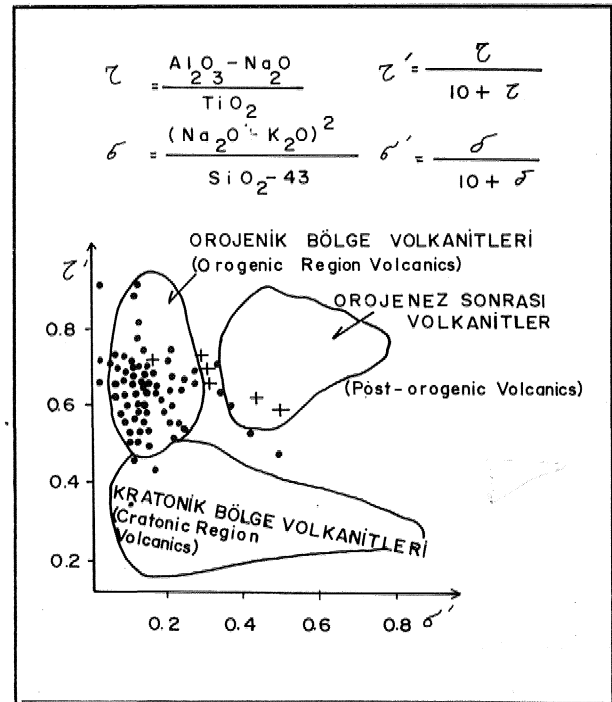
ürünler veren Kaptanpaşa plütünü.

Petrografik çalışmalarda gabro türde örneklerin otomorf-subotomorf plajiyoklas fenokristalleri, subotomorf amfibol (hornblend) ile piroksen (Enstatit ve hipersten) fenokristalleri ve taneler arasında opak mineraller kapsadıkları saptanmıştır. Dioritler daha çok kuvarslı diorit türde olup, taneli-Porfirik dokuda, otomorf-subotomorf plajiyoklas fenokristalleri ile birlikte klorit, yeşil hornblend ve biyotit fenokristalleri ve yer yer de ksenomorf



Şekil 15- Bazaltik volkanitlerin Mullen (1983) diyagramı.

Figure 15- Mullen (1983) diagram of the basaltic volcanics.



Şekil 16- Volkanitlerin Rittmann ve Villari (1979) diyagramı.

Figure 16- Rittmann and Villari (1979) diagram of the volcanics.

RİZE MAĞMATİK KAYAÇLARI

kuvars fenokristalleli içerirler. Bazı örneklerde ojit kristalleri de saplanmıştır* Granodiyoritler ise, porfirik taneli tekstür içinde plajiyoklas (oügoklas-andezin) *m* kuvars, hornblend, klorit, epidot, ortoklas ve zirkon kristalleri içerirler,

İnceleme alanında Örtaköy plütönünden 6, Ayder plütönünden 6, Kaptanpaşa plütönünden ise 5 örnek alınmış ve majör element kimyasal analiz sonuçları, bu sonuçları kullanarak hesaplanan moleküler element

değerleri ile Debon ve Le Fort (1982 ve 1988) tarafından bulunan ve kimyasal-mineralojik niteliklerin belirlenmesinde kullanılacak olan bazı parametreler çizelge 4'te sunulmuşlardır. Bu parametreler $Q = Si/3-(K+Na+2Ca/3)$; $P = K-(Na+Ca)$; $A = Al-(K+Na+2Ca)$; $B^+ = Fe+Mg+Ti$; $F = 555-(Q+B)$ şeklinde hesaplanmışlardır,

Debon ve Le Fort (1982 ve 1988) tarafından hazırlanan Q-B Magmatik Kayaçları Adlandırma diyagramına» inceleme alanındaki örneklerin kimyasal analiz

ÖRNEK NO / E ALINDIĞI YER (Sample NO and location)	ÇAMLIHEMSİN FIRTINAÇAY	ÇAMLIHEMSİN FIRTINAÇAY	ÇAMLIHEMSİN FIRTINAÇAY	ÇAMLIHEMSİN FIRTINAÇAY	ÇAMLIHEMSİN FIRTINAÇAY	ÇAMLIHEMSİN FIRTINAÇAY	ÇAMLIHEMSİN FIRTINAÇAY	ORTAKÖY HEMSİNDERE	ORTAKÖY HEMSİNDERE	ORTAKÖY HEMSİNDERE	ORTAKÖY HEMSİNDERE	ORTAKÖY HEMSİNDERE	ORTAKÖY HEMSİNDERE	KAPTANPAŞA BÜYÜKÇAY	KAPTANPAŞA BÜYÜKÇAY	KAPTANPAŞA BÜYÜKÇAY	KAPTANPAŞA BÜYÜKÇAY	KAPTANPAŞA BÜYÜKÇAY	
	77	78	79	80	81	82	83	84	85	86	87	88	89	90	91	92	93	94	
SiO ₂	68.10	64.00	65.50	59.00	48.70	48.40	75.12	6.720	6.858	74.67	75.65	71.93	72.22	6.770	6.960	6.820	4.930	4.840	
Al ₂ O ₃	15.10	16.10	15.10	17.00	19.70	18.70	12.60	13.20	12.60	10.70	11.10	10.90	10.60	15.30	13.40	13.50	18.10	15.00	
TiO ₂	0.30	0.50	0.40	0.60	0.70	0.80	0.30	0.60	0.40	0.30	0.20	0.40	0.30	0.40	0.50	0.50	1.00	1.10	
Fe ₂ O ₃	1.35	1.58	1.64	2.84	3.97	4.98	0.43	1.23	1.14	0.92	0.48	1.13	0.77	2.05	0.93	1.06	3.24	3.40	
FeO	1.76	2.63	2.58	4.29	5.89	5.42	1.24	4.12	2.31	2.15	0.83	2.77	2.28	2.48	2.77	2.65	7.81	8.47	
MgO	1.21	1.81	1.67	2.75	5.35	5.60	0.76	1.70	1.15	0.54	0.36	0.60	0.59	1.08	1.13	1.10	4.64	7.80	
MnO	0.20	0.20	0.10	0.20	0.20	0.20	0.10	0.20	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.20	0.10	0.10	0.20	0.30	
CaO	2.80	3.74	3.42	6.45	10.50	11.70	1.95	3.97	4.18	2.57	2.00	3.09	2.48	3.39	3.29	3.65	9.73	7.10	
Na ₂ O	4.20	3.42	3.23	3.30	2.67	2.17	4.59	4.42	4.99	3.85	5.26	4.30	4.62	3.75	3.67	3.87	3.46	3.21	
K ₂ O	3.91	4.18	4.51	1.74	0.39	0.24	0.26	0.63	0.19	0.12	0.13	4.62	1.18	2.43	2.21	2.21	0.27	0.57	
P ₂ O ₅	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.10	0.20	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.20	0.10	0.10	0.10	
CO ₂	0.33	0.50	0.25	0.33	0.33	0.41	0.33	0.33	0.28	0.28	0.41	0.36	0.50	0.33	0.25	0.28	0.33	0.28	
H ₂ O	0.78	1.05	1.20	0.78	0.60	0.34	0.44	1.02	0.74	0.66	0.58	0.52	0.58	0.36	1.12	1.04	0.90	0.68	
Ölçüm (Total)	100.24	99.81	99.80	99.48	99.20	99.06	98.22	98.82	96.71	96.96	97.20	100.82	96.32	99.57	99.17	98.26	99.08	96.41	
Si x 10 ³	1134	1065	1090	982	810	805	1251	1119	1141	1243	1259	1197	1202	1127	1159	1135	821	805	
Al x 10 ³	296	314	296	333	386	367	247	259	247	210	218	214	208	300	263	265	355	294	
Fe x 10 ³	41	56	56	95	131	138	23	73	46	41	18	53	41	60	50	50	149	160	
Mg x 10 ³	30	45	41	68	132	139	19	42	28	13	9	15	15	27	28	27	115	193	
Ca x 10 ³	50	67	61	115	187	208	35	71	74	46	36	55	44	60	58	65	173	126	
Na x 10 ³	135	110	104	106	86	70	148	142	161	124	169	139	149	121	118	125	111	103	
K x 10 ³	83	89	96	37	8	5	5	13	4	2	3	98	25	51	47	47	6	12	
Ti x 10 ³	4	6	5	7	9	10	4	7	5	4	3	5	4	5	6	6	12	14	
Q	127	111	122	108	52	55	241	171	166	258	223	126	197	163	183	163	41	69	
P	-102	-88	-69	-184	-265	-273	-178	-200	-231	-168	-202	-96	-168	-130	-129	-143	-278	-217	
A	-22	-19	-26	-40	-82	-124	24	-38	-66	-8	-26	-133	-54	8	-18	-37	-108	-73	
B	75	107	102	170	272	287	46	122	79	58	30	73	60	92	84	83	276	367	
F	353	337	331	277	231	213	268	262	310	239	302	356	298	300	288	309	238	119	
Na + K	218	199	200	143	94	75	153	155	165	126	172	237	174	172	165	172	117	115	
K / Na + K	0.38	0.44	0.48	0.25	0.08	0.06	0.03	0.08	0.02	0.01	0.01	0.41	0.14	0.29	0.28	0.27	0.05	0.10	
Mg / Fe + Mg	0.42	0.44	0.42	0.41	0.50	0.50	0.45	0.36	0.37	0.24	0.33	0.22	0.26	0.31	0.36	0.35	0.43	0.54	
kuvars % (Quartz %)	22.8	20.0	21.9	19.4	9.4	9.9	43.4	30.8	29.9	46.5	40.2	22.7	35.5	29.4	33.0	29.4	7.4	12.4	
Diğer Minerallerin Oranları % (Other Minerals Ratios %)	13.5	19.3	17.4	30.6	49.0	51.7	8.3	22.0	14.2	10.4	5.4	13.1	10.8	15.5	16.6	14.9	49.7	66.1	
Diğer Minerallerin Oranları % (Other Minerals Ratios %)	63.7	60.7	60.7	50.0	41.6	38.4	46.3	47.2	55.9	43.1	54.4	64.2	53.7	55.1	50.4	55.7	42.9	21.5	
AYAC GRUBU (OCK GROUP)	AYDER PLÜTONU (AYDER PLUTON)							ORTAKÖY PLÜTONU (ORTAKÖY PLUTON)						KAPTANPAŞA PLÜTONU (KAPTANPAŞA PLUTON)					

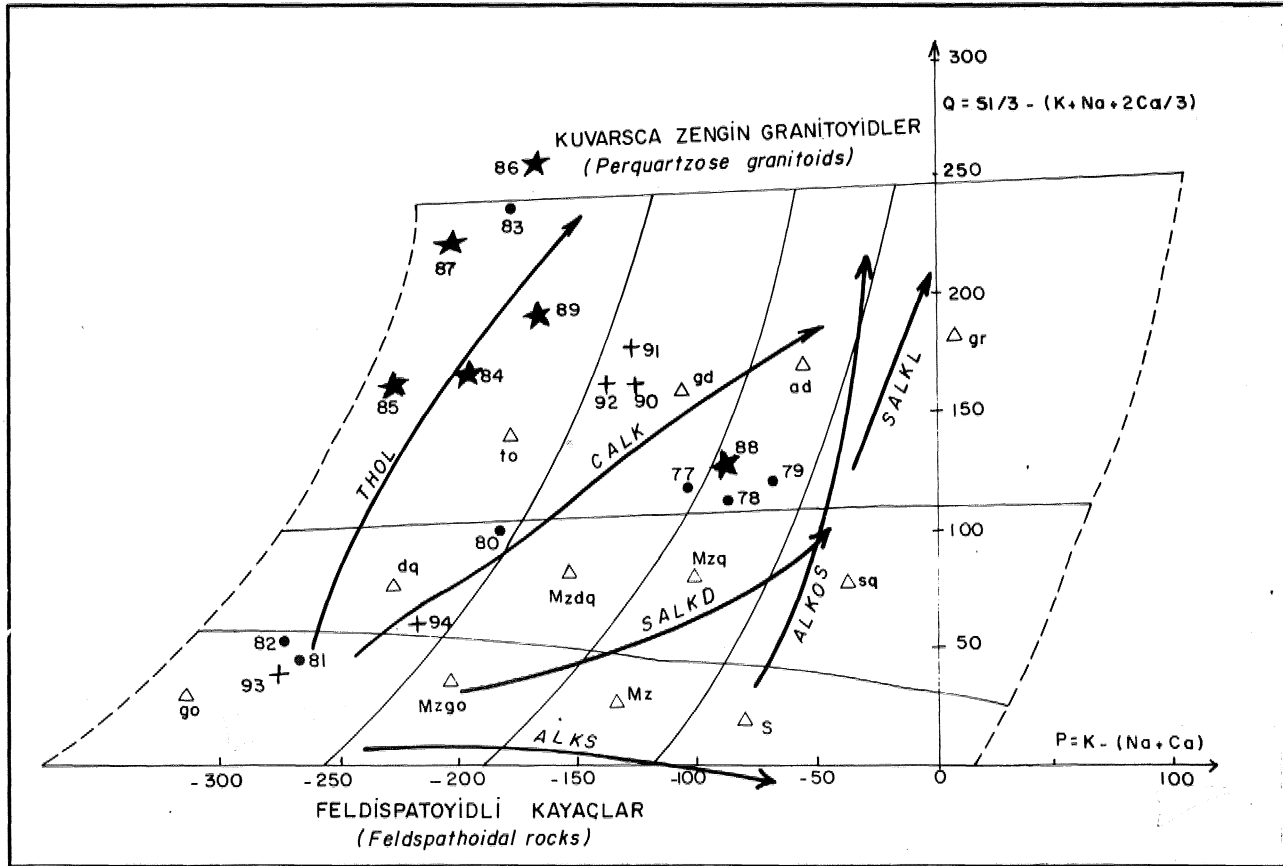
Çizelge 4- Plütönik kayaçların majör element kimyasal analizleri ve çeşitli parametreleri.

Table 4- Major element chemical analyses and various parameters of plutonic rocks.

sonuçları yerleştirilmiş (Şekil 17) ve Ayder Plütonuna ait örneklerin adamellit, granodiyorit, tonalit, kuvarslı diyorit ve gabro alanına düştükleri ve genellikle kalkalkalen nitelikte oldukları; Ortaköy plütonuna ait örneklerin pek çoğunun tonalit, bir tanesinin adamellit alanına düştükleri ve toleyitik nitelikte oldukları; Kaptanpaşa Plütonuna ait örneklerin ise çoğunun granodiyorit birer tanesinin de kuvarslı diyorit ve gabro alanına düştükleri ve kalkalkalen nitelikte oldukları belirlenmiştir. Ancak, Streckeisen (1976) tarafından kullanılmamasının daha doğru olacağı belirtilen Adamellit teriminin, Debon ve Le Fort (1982 ve 1988) tarafından monzogranit ve monzonitik granit terimleri yerine kullanıldığı gözden uzak tutulmamalıdır. Ayrıca bu diyagramda gabro ve diyorit ile tonalit ve trondjemit veya peralkalen granitoyitler arasındaki ayırım da yapılmamaktadır,

Örnekler, yine Debon ve Le Fort (1982 ve 1988) tarafından önerilen ve plütonik kayaların hangi toplulukta yer aldıklarını belirlemeye yarayan A-B diyag-

ramına yerleştirilmiş (Şekil 18) ve her üç plütonun da salt Kafemik topluluk özelliklerini taşıdıkları belirlenmiştir. Örnekler çoğunlukla IV numaralı bölgede, Ortaköy plütonuna ilişkin örnekler ise çoğunlukla V numaralı bölgede yer almaktadırlar. Kafemik topluluk kalkalkalen, subalkalen, alkalen ve toleyitik olmak üzere 4 alt topluluğa ayırıldığından (Debon ve Le Fort, 1982), inceleme alanındaki plütonik kayaların hangi alt topluluk özellikleri taşıdıklarını saptayabilmek için yine Debon ve Le Fort (1982 ve 1988) tarafından önerilen Q (Kuvars)- B (Koyu renkli mineraller) -F (feldspat+muskovit) üçgen diyagramları da yapılmış (Şekil 19) ve Şekil 17 ile benzer sonuçlar elde edilmiştir. Bu diyagramda Kaptanpaşa plütonu örnekleri kalkalkalen trend, Ortaköy plütonuna ilişkin örnekler, toleyitik (kısmen de kalkalkalen) trend ile uyum sağlamaktadır. Ayder plütonuna ilişkin örnekler ise, kalkalkalen (kısmen de koyu mineralli subalkalen trend ile uyum sağlamaktadır) trend gidişlerine uygun olarak yer almak-



Şekil 17- Plutonik örneklerin, magmatik kayaları adlandırma diyagramındaki dağılımları (Debon ve Le Fort 1982 ve 1988 den).

gr: granit, ad: adamellit, gd: granodiyorit, to: tonalit (trondjemit) sq: kuvars siyenit, Mzq: kuvars monzonit, Mzdq: kuvars monzodiyorit, dq: kuvars diyorit (kuvars gabro), S: siyenit, mz: monzonit, mzgo: monzogabro (monzodiyorit), go: gabro (diyorit), CALK: Kalkalkalen, SALKD: Koyu renkli subalkalen, ALKOS: Aşırı doygun alkalen, THOL: Toleyitik, SALKL: Açık renkli subalkalen.

Figure 17- Distribution of plutonic samples in the nomenclature diagram for igneous rocks (Debon and Le Fort 1982 and 1988).

RİZE MAĞMATİK KAYAÇLARI

tağırlar. Sonuç olarak plütonik kayaçların, genelde kalkalkalen, kısmen de toleyitik alt topluluk özellikleri taşıdıkları belirginleşmektedir. Esasen toleyitik alt bölüm, Debon ve Le Fort (1982) ye göre kalkalkalen alt bölüm içinde olarak ta tanımlanabilir. Ayrıca Q-B-F diyagramında toleyitik trend ile uyumlu olan örnekler kısmen de kalkalkalen trend ile de uyum sağlamaktadırlar. Kalkalkalen alt topluluğu, Kafemik topluluğun en yaygın ait topluluğu olup, genellikle geniş bir bileşim aralığına sahiptirler ve gabrodan granite kadar sürekli bir dizi oluşturlar.

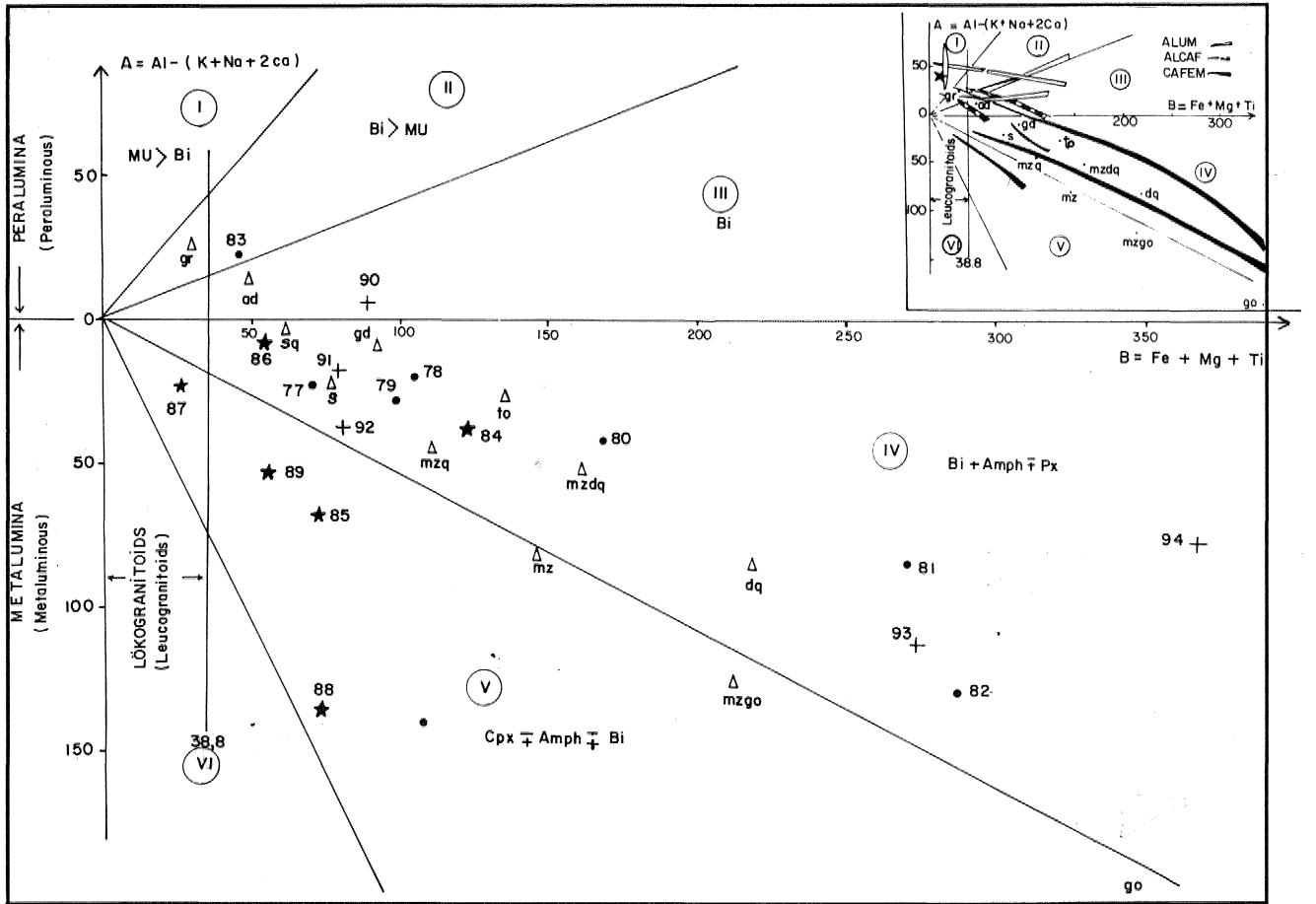
Ayrıca plütonik örneklerin $Mg / (Fe+Mg)$ ve $B = (Fe+Mg+Ti)$ diyagramları da yapılmış (Debon ve Le Fort 1988) ve bunların Magnezyum ve demir toplulukları arasında yer alan ortak topluluk alanı içindeki normal dizilere uyum sağladıkları, ancak demir topluluğuna daha yakın oldukları ortaya çıkarılmıştır (Şekil 20).

İnceleme alanındaki granitoyit örneklerinin Peacock (1931) alkali-lime indeks diyagramlarını yaptığımızda (Şekil 21), benzer sonuçlar elde edilmekte, bunların kalkalkalen nitelikte olup, alkali-lime indekslerinin yaklaşık 57,5 değerinde olduğu ve bir yitim zonunda, normal yitim ortamında oluştukları belirlenmektedir.

Böylece İnceleme alanındaki magmatik kayaçların genel olarak kalkalkalen nitelikte olup, bir yitim zonunda oluşan yay magmatizması özellikleri taşıdıkları giderek belirginleşmektedir»

MAGMATİK KAYAÇLARIN BÖLGESEL YAYILIMI

İnceleme alanındaki, gerek volkanik, gerekse plütonik kayaçların oluşum koşulları, oluştukları tektonik ortam ve magma türünü daha ayrıntılı olarak belir-



Şekil 18- Plütonik örneklerin, karakteristik mineraller diyagramındaki dağılımları (Debon ve Le Fort 1982 ve 1988'den). Bi: Biotit, Amph: Amfibol, Mu: Muskovit, Cpx: kiinopiroksen. Küçük diyagram ise, ALUM (Alumino), ALCAF (Alumino-Kafemik) ve CAFEM: Kafemik toplulukların gidişini göstermektedir, Kayaç tipleri ve semboller Şekil 17'de olduğu gibidir.

Figure 18- Distributions of plutonic samples in the characteristic minerals diagram (Debon and Le Fort, 1982 and 1988), Bi: Biotite, Amph: Amphibole, Mu: Muskovite, Cpx: clinopiro^ene* The Little diagram shows trends of aluminous (ALUM), aluminocafemik (ALCAF) and cafemib (CAFEM) associations. Rock types and symbols as in Figure 17.

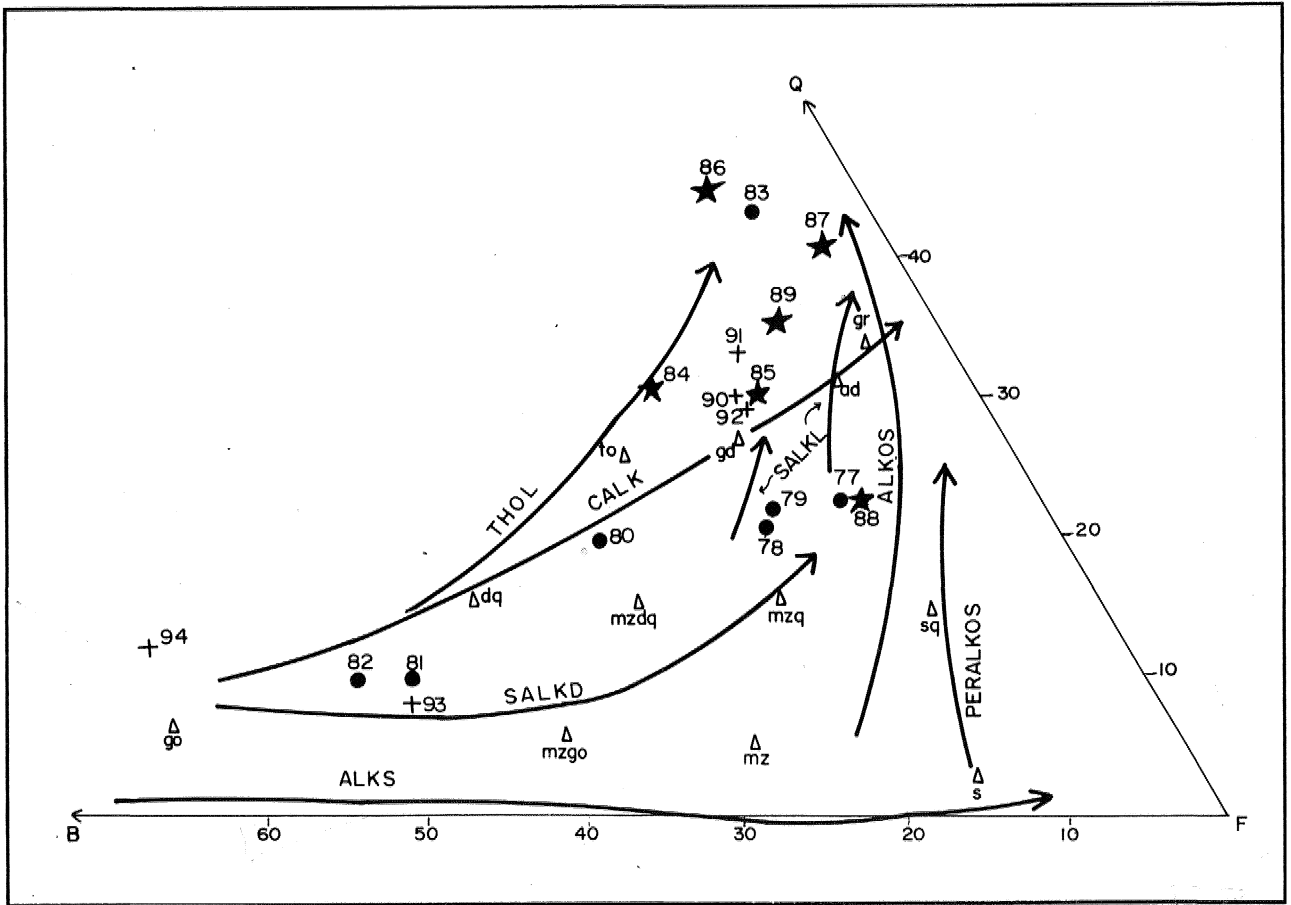
İyebilmek için çalışma alanının yer aldığı Doğu Pontidlerdeki tüm magmatik kayaçların dağılımı incelenmiş ve yapılan jeolojik, jeokimyasal ve jeokronolojik çalışmaların ışığında Şekil 22 hazırlanarak yoruma gidilmiştir. Doğu Pontitlerin tanımı ve sınırları Şengör ve diğerleri (1980)'den alınmıştır.

Volkanik Kayaçların Bölgesel Yayılımı

Pontidlerdeki volkanizma, Ercan ve Gedik (1983) tarafından 6 farklı grupta incelenmiş olup, bunlar Liyas, Malm-Alt Kretase, Üst Kretase-Paleosen, Eosen» Miyosen ve Pliyo-Kuvaterner volkanitleri olarak ayırtlanmışlardır,

Liyas volkanitleri, Doğu Pontidlerde üzerinde en m

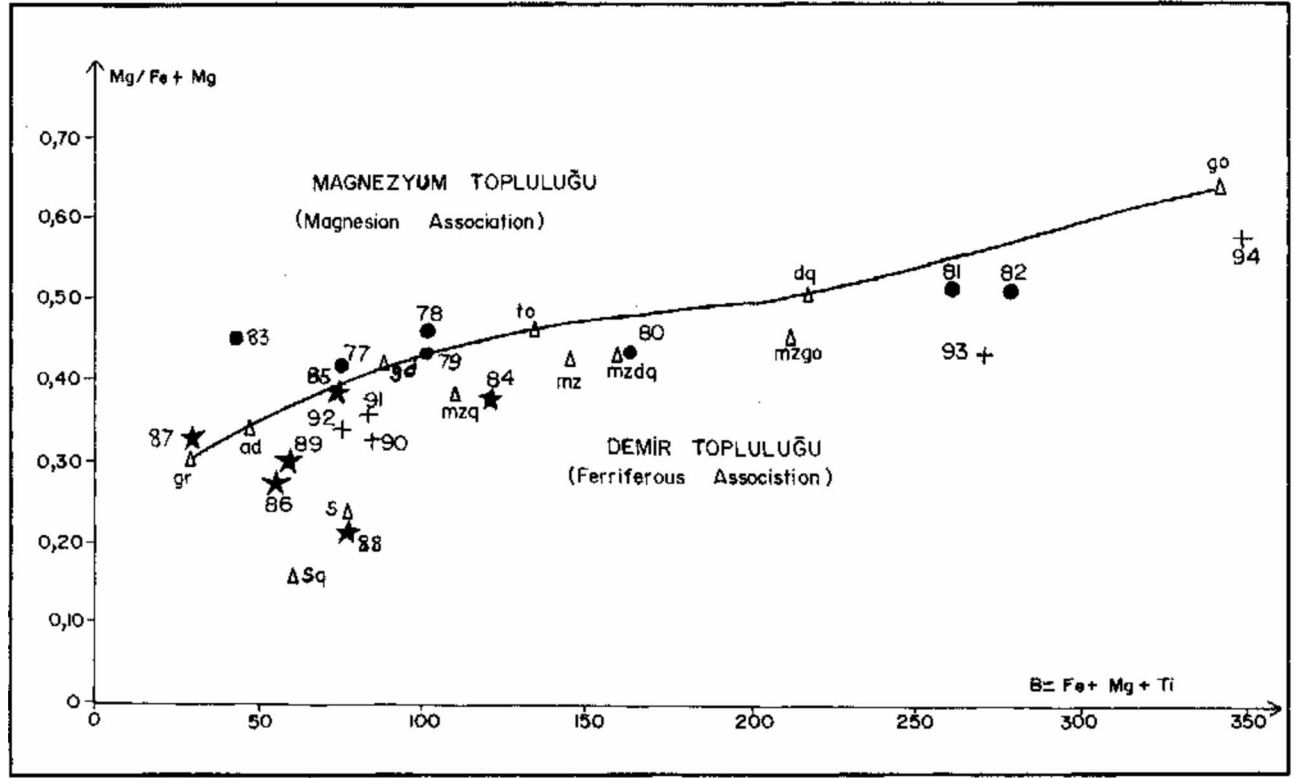
çalışılan volkanitler olup, Şebinkarahisar-Aluçra arasında (Gedikoğlu ve diğerleri, 1979), Kelkit ve Bayburt dolaylarında (Yılmaz, 1972; Tanyolu, 1986; Akdeniz, 1988), Gümüşhane-Tortum arasında (Tokel, 1983), Yusufeli çevresinde (Akyürek ve diğerleri, 1977) ve Sürmene ile Hamsiköy (Torul) dolaylarında (Bektaş ve Van, 1986) yüzlekler verirler» Liyas yaşlı bu volkanizma daha doğuda Kafkasya'da da devam eder (Adamiya ve diğerleri, 1977; Lippolt ve diğerleri, 1984; Hess ve diğerleri, 1987). Doğu Pontidlerdeki Liyas volkanitlerinde henüz ayrıntılı jeokimyasal ve jeokronolojik çalışma yapılmamıştır. Tokel (1983), Liyas volkanitlerinin ada yayı özelliklerine sahip olduklarını ve kuzeye dağılımlı bir yitimin varlığını belirtmiş, Bektaş (1983) ile Bektaş ve Van (1986) ise güneye dalımlı bir yitim zonu



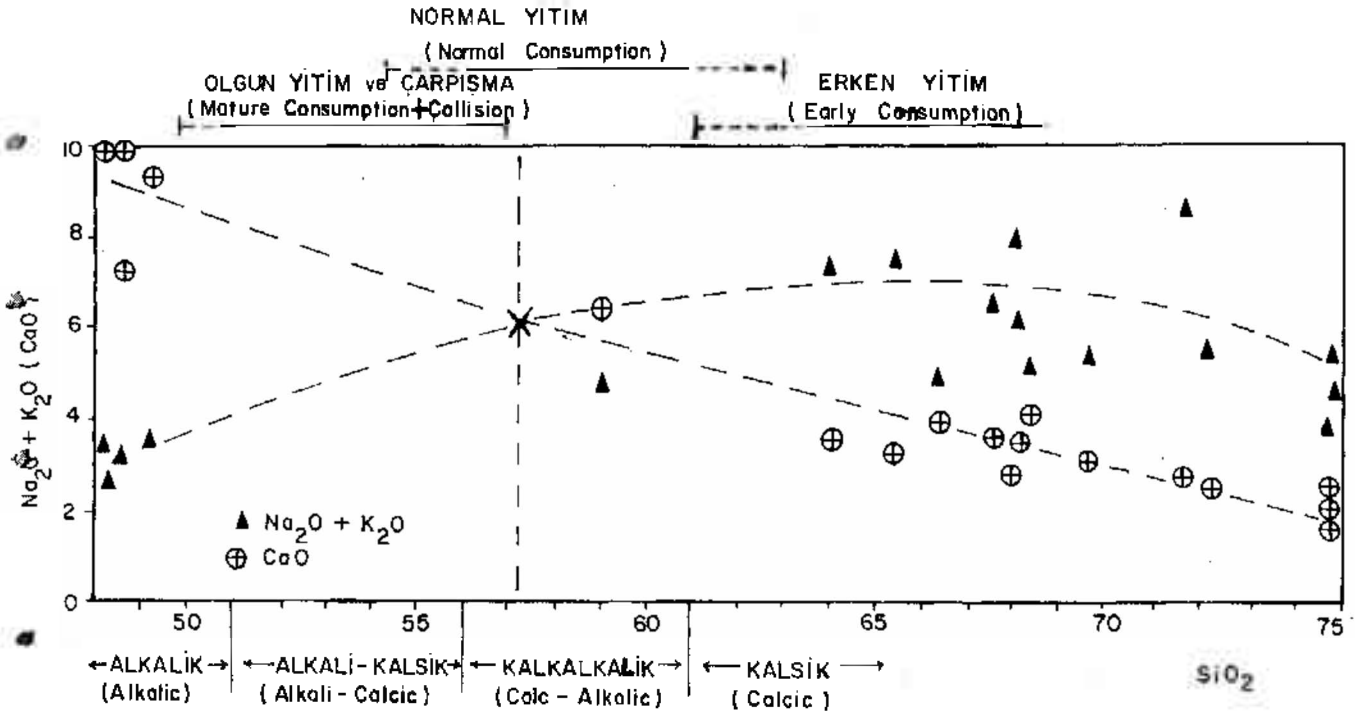
Şekil 19- Plutonik örneklerin Q (Kuvars)-B (koyu renkli mineraller)- F (feldispat+muskovit) üçgen diyagramındaki (Debon ve Le Fort 1982 ve 1988) dağılımları. Diyagramda kafamik topluluk alt bölümlere ayrılmaktadır. THOL: Toleyitik, CALK: Kalkalkalen, SALKD: Koyu renkli subaikalen (veya monzonitik), SALKL: Açık renkli subaikalen (veya monzonitik), ALKOS: Aşırı doygun alkalen, PERALKOS: Aşırı doygun peralkalen, ALKS: Doygun alkalen. Kayaç tipleri ve simgeler şekil 17'de olduğu gibidir.

Figure 19- Distributions of plutonic Samples in the triangular diagram Q (quartz)- B (dark minerals)-? (feldspar+muscovite) Proposed by Debon and Fe Fort 1982 and 1988. Diagram enables to distinguis different subtypes of cafemic association, THÖL: Tholeiitic, CALK: Calcalkaline, SALKD: dark-coloured subalkaline (or monzonitic), SALKL: Light coloured subalkaline (or monzonitic), ALKOS: alkaline oversaturated, PERALKOS: Peralkaline oversaturated, ALKS: Alkaline saturated. Rock types and symbols as in figure 17.

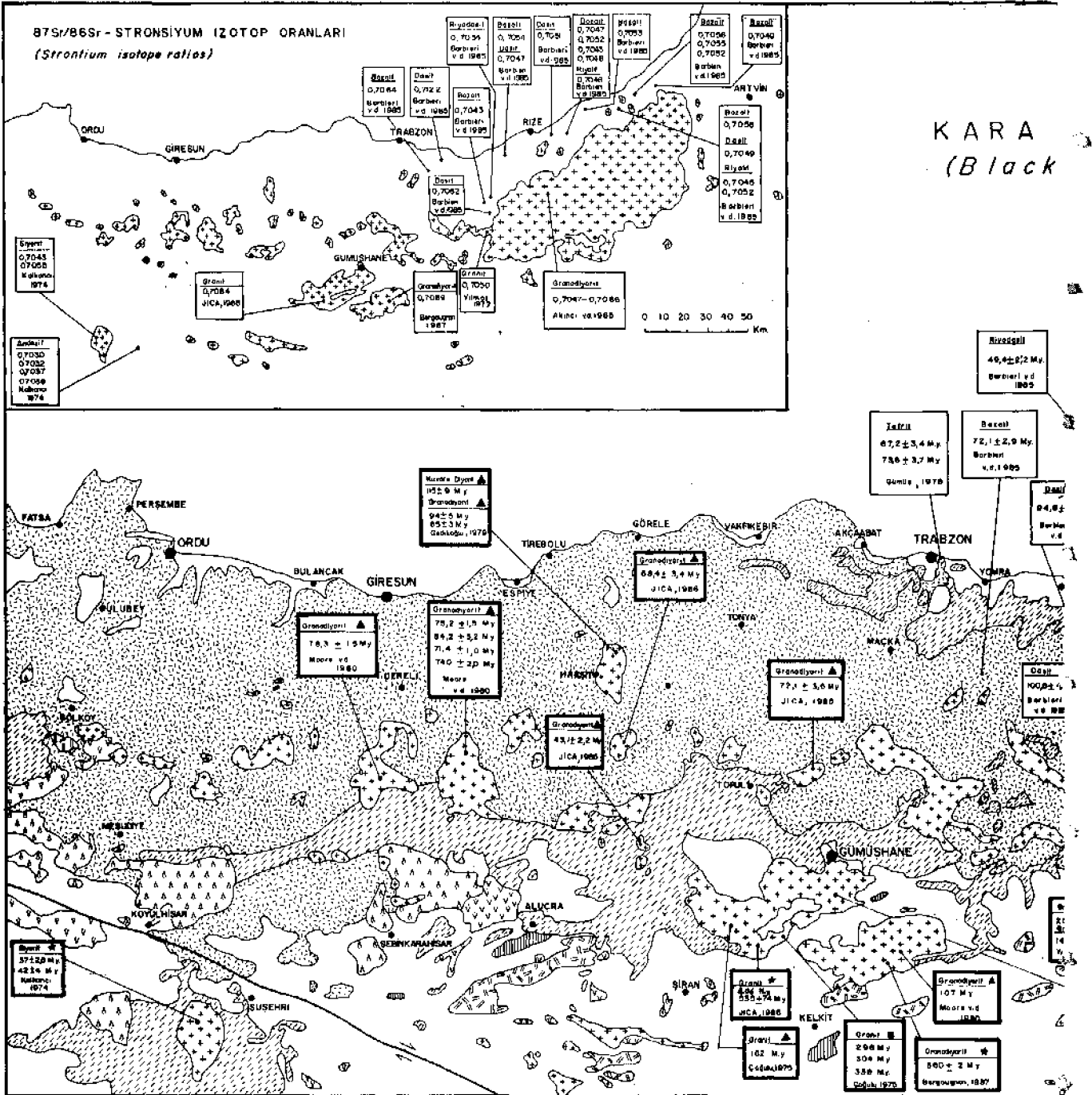
RİZE MAĞMATİK KAYAÇLARI



Şekil 20- Plütonik kayaçların Mg/(Fe+Mg) ve B=Fe+Mg+Ti diyagramı (Debon ve Le Fort, 1988).
 Figure 20 Mg/(Fe+Mg) versus B=Fe+Mg+Ti diagram of the plutonic rocks (From Debon and Le Fort, 1988).



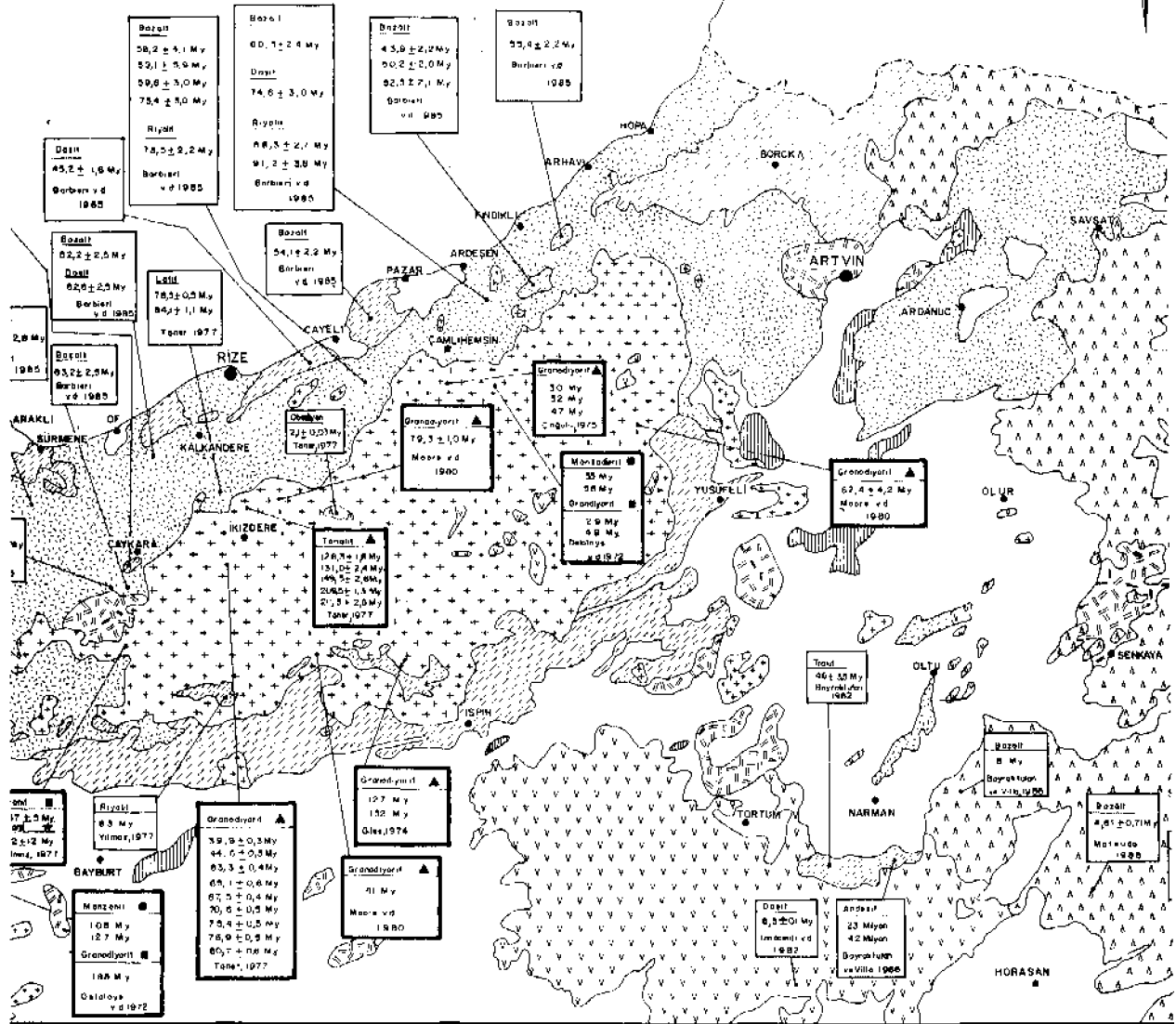
Şekil 21 Plütonik kayaçların Peacock alkali-Lime indeks diyagramı (granitoidlerin Reacock alkali-lime indeks diyagramı (granitoidlerin yitim ve çarpışma alanları Tokel ve Aykol (1987)den alınmıştır).
 Figure 21- Alkali-Lime relation of the plutonic rocks based on the diagram Peacock (1931). Discrimination of subduction and collision fields on the diagram suggested by Tokel and Aykol (1987).



RIZE MAĞMATİK KAYAÇLARI

DENİZ
Sea)

SOVYETLER
BİRLİĞİ



'AÇLARIN DAĞILIMI (Distribution of the magmatic rocks in Eastern Pontides)

0 40 50 Km.

▲ 40-44 ± 1.1 My
12,14 ± 0.4 My
Tane, 1977

VOLKANİK KAYAÇLARDA K/Ar YÖNEMİ İLE YAPILAN RADYOMETRİK YAŞ BELİRLEMELERİ
(Dating on volcanic rocks by K/Ar method)

▲ 124.04 ± 2.1 My
Cagun, 1975

PLUTONİK KAYAÇLARDA YAPILAN RADYOMETRİK YAŞ BELİRLEMELERİ
▲ K/Ar Yöntemi ★ Rb/Sr Yöntemi ■ U-Th/Pb Yöntemi
(Dating on plutonic rocks)

TURKIYENİN TEKTONİK ASBOLUMLARI

(Tectonic Subdivisions of Turkey)

(Şengör ve diğerleri, 1980 - (Şengör and others, 1980))

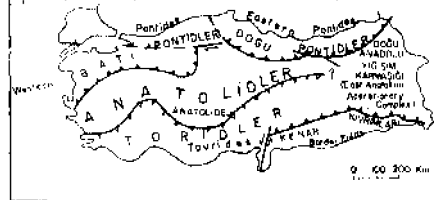


Figure 22- Distribution of the magmatic rocks in Eastern Pontides

varlığını öne sürerek volkanitlerin Liyasta etkin olan gerilme tektonik rejimi etkisiyle oluşan rift sistemi ile de ilişkili olabileceklerini öne sürmüşlerdir. Şengör ve diğerleri (1980) de Liyas volkanitlerinin rift volkanizması olabileceklerini savunmuşlardır. Yılmaz (1984) ise Liyas volkanitlerinin Paleotetisin dalma-batmasına bağlı olarak bir yay ardı havzada oluştuğunu öne sürmüştür.

Malm-Alt Kretase volkanitleri, Harşit nehri (Giresun-Trabzon arasında) çevresinde (Zankl, 1961; Stajanolov, 1973; Eğin ve Hirst 1979), Trabzon dolaylarında (Özsayar, 1971), Alucra çevresinde (Gedikoğlu ve diğerleri, 1979), Ardanuç (Artvin) dolaylarında (Özsayar ve diğerleri, 1982), Gököy (Ordu) yöresinde (Gedikoğlu ve diğerleri, 1982) yüzlekler verirler. Ayrıntılı jeokimyasal ve jeokronolojik çalışmalar henüz tamamlanmamış olup, eski araştırmacılar tarafından "Alt Bazik Seri" olarak adlandırılmış (Akıncı, 1984) ve kimi araştırmacılarca Paleotetis okyanusunun kapanması ile ilgili çarpışma zonunu volkanitleri (Şengör ve diğerleri, 1984) olarak tanımlanmalarına karşın, bazı araştırmacılarca da yitim zonu ürünü oldukları (Tokel 1985; Bektaş ve Gedik, 1987) öne sürülmektedir.

Üst Kretase-Paleosen volkanizması ise, son derece yaygın çok geniş yüzlekler oluşturmuştur. Genel olarak Gököy (Ordu) yöresinde (Gedikoğlu ve diğerleri, 1982; Özsayar ve diğerleri 1982), Ünye-Ordu-Koyulhisar-Reşadiye çevresinde (Terlemez ve Yılmaz, 1980), Harşit (Giresun) dolayında (Gedikoğlu, 1979), Hopa-Artvin-Şavşat yörelerinde (Koprivica, 1979; Özsayar ve diğerleri, 1981), Trabzon yöresinde (Özsayar 1971 ve 1987), Görele-Tirebolu dolaylarında (Vujanovic, 1974) ve inceleme alanında yaygın yüzlekler verirler. Üst Kretase'de başlayan bu volkanizma bazı alanlarda Paleosen'de de devam etmektedir (Gedikoğlu ve diğerleri, 1979; Ercan ve Gedik, 1983), Doğu Pontidlerdeki volkanik kökenli cevherleşmelere yan kayaç olan bu volkanitler, inceleme alanında olduğu gibi pek çok yerde çökel kayaçlarla arakatlıdır ve çoğunlukla kalkalkalen, kısmen de toleyitik özellikler taşırlar (Tugal, 1969; Peccerillo ve Taylor 1975; Gedikoğlu ve diğerleri, 1979; Eğin ve Hirst, 1979 vb.). Üst Kretase-Paleosen volkanitlerinde pek çok örnekte jeokronolojik çalışmalar yapılmış ve K/Ar yöntemi ile Üst Kretase, ve Paleosen yaşları saptanmıştır. Bu yaş tayinlerinden bir tanesi Yılmaz (1977) tarafından Bayburt K.D. sunda riyolitik bir lavda yapılmış ve 83 milyon yıllık bir yaş elde edilmiştir. Bir diğer yaş tayini Gümüş (1978) tarafından Trabzon tefritik lavlarında yapılarak 67,2 ve 73,8 milyon yıllık yaşlar bulunmuştur. İkizdere (Rize) kuzeyinde latitik lavda Taner (1977) 78,3 ve 84,1 milyon yıllık iki yaş saptamıştır. Esas jeokronolojik çalışma Barbieri ve diğerleri (1985) ile Akıncı ve diğerleri (1991) tarafından yapılarak 16 farklı örneğin yaşı saptanmış ve 58,2-100,6 milyon yıl arasında yaşlar bulunmuştur

(Şekil 22), Yapılan bu radyometrik yaş belirlemelerinin 9 tanesi inceleme alanından alınan örneklere aittir. İnceleme alanında Üst Kretase volkanizmasını kapsayan Hemşindere formasyonunun içindeki kırmızı kireçtaşlarında bulunan fosillerle Santoniyen-Alt Mestrihtiyen yaşında olduğu belirlenmiş ancak yapılan radyometrik yaş tayinleri ile bu yaşın yer yer Paleosen'e kadar da çıkabileceği ortaya konmuştur.

Doğu Pontidlerde yaygın yüzlekler veren Üst Kretase-Paleosen yaşlı volkanik kayaçların, bugün kapanmış ve kuzeye dalan bir yitim zonundan türedikleri Tokel (1972, 1973, 1977, 1981, 1983, 1985), Stajanolov (1973), Peccerillo ve Taylor (1975, 1976), Akın (1978), Gülen (1976), Eğin ve Hirst (1979), Gedikoğlu (1978), Gedikoğlu ve diğerleri (1979, 1982), Pejatoviç (1979), Özsayar ve diğerleri (1982), Şengör ve Yılmaz (1981), Yılmaz (1984) Ercan ve diğerleri (1984), Gedik ve diğerleri (1984), Aydın ve diğerleri (1984) Ercan ve Gedik (1986), Baş (1986) vb. araştırmacılar tarafından öne sürülmektedir. Bu volkanizma Neotetis okyanusu kabuğunun kuzeye doğru dalma-batmasına ilişkin adayayı volkanizmasının ilk ürünleri olmalıdır. Oysaki Bektaş (1984), Bektaş ve diğerleri (1984), üe Bektaş ve Gedik (1987) gibi bazı araştırmacılar yitim yönünün tam ters yönde olup, güneye doğru dalan bir okyanus kabuğu düşünülmektedir.

Eosen volkanizması da, Üst Kretase-Paleosen volkanizması gibi çok geniş alanlarda etkin olmuştur ve bazı yerlerde çökel kayalarla arakatlıdır. Doğu Pontidlerde Eosen volkanizması Üst Bazik Seri (Gülen, 1976; Akıncı, 1982 ve 1984) olarak adlandırılmış olup genellikle bazalt ve bazaltik andezit türde lavlar ve piroklastiklerle temsil olunur. Eosen volkanizması Gümüşhane-Aluçra-Şbinkarahisar (Tokel, 1977), Ordu güneyinde (Terzioğlu 1984), Hopa-Arhavi bölgesinde (Koprivica, 1979), Şavşat çevresinde (Koprivica, 1978), Giresun dolaylarında (Akın, 1978), Ardanuç (Artvin) yöresinde (Özsayar ve diğerleri, 1982) Harşit çevresinde (Stojanolov, 1973; Eğin ve Hirst, 1979), Narman (Erzurum) yakınlarında (Bayraktutan, 1982), ve inceleme alanında Rize-Pazar çarasında yüzlekler verirler. Eosen yaşlı volkanitlerde jeokronolojik çalışmalar giderek artmaktadır. Örneğin Barbieri ve diğerleri (1985) ile Akıncı ve diğerleri (1991) Trabzon-Arhavi arasında (Şekil 22) 7 örnekte K/Ar yöntemi ile radyometrik yaş belirlemeleri yaparak 43,9-55,4 Milyon yıl arasında sonuçlar elde etmişlerdir. Bu yaş belirlemelerinin ikisi inceleme alanındaki örneklere yapılmış ve 45,2 ile 54,1 milyon * yıllık iki değer elde edilmiştir. Ayrıca Narman (Erzurum) yakınında bir örnekte Bayraktutan (1982) tarafından radyometrik yaş belirlemesi yapılarak 46 milyon yıllık bir sonuç bulunmuştur.

Doğu Pontidlerdeki Eosen volkanizması da, Üst Kretase-Paleosen volkanizması gibi yitim zonu ürünü olarak meydana gelmiş ada yayı volkanizmasıdır ve yitim

RİZE MAĞMATİK KAYAÇLARI

zonuna ait son volkanit ürünler olup olgun-yay evresini temsil ederler. Nitekim, Şekil 6'da görülebileceği gibi, inceleme alanındaki Eosen yaşlı Melyat formasyonunun volkanitleri, salt kalkalkalen ve kısmen de alkalen özellikler taşımakta olup toleyitik nitelikte lav yoktur. Zira toleyitik nitelikte volkanitler ada yaylarının başlangıç evresinde oluşurlar, alkalen ürünler ise son evrelerde meydana gelmektedir, Pontidlerde Üst Kretase'den-Eosen'e değin yay volkanizmasını veren yitim zonu, Alt-Eosen'den itibaren güneyde yer alan Anadolu'da Torid Platformu ile güneydeki Pontid kıtasının çarpışmaya başlaması sonucu (Şengör ve Yılmaz, 1981) kapanmaya başlamıştır. Bölgede Eosen'den sonra oluşan genç Tersiyer ve Kuvaterner volkanitleri çarpışma sonrası oluşan kıtasal volkanitlerdir,

S Bölgede yüzlekler veren Miyosen ve Pliyokuvaterner yaşlı volkanitler Gölköy-Mesudiye-Koyulhisar-Şebinkarahisar dolaylarında (Terlemez ve Yılmaz, 1980; Terzioğlu 1985, 1986, 1987), Trabzon dolaylarında (Özsayar, 1987), Artvin-Şavşat çevresinde (Tokel, 1980)

ve Tortum-Horasan-Şenkaya dolaylarında (Innoenti ve diğerleri, 1982; Tokel, 1984; Bayraktutan, 1982; Bayraktutan ve Villa, 1986; Matsuda, 1988) yüzlekler verirler. Aynı volkanizma, Kafkaslarda da geniş alanlar kaplar (Aslanian ve diğerleri, 1983 ve 1985; Shirinyan ve diğerleri, 1984), Miyosen ve Pliyo-Kuvaterner yaşlı volkanitler Anadolu-Torid ve Pontid plakalarının çarpışmalarından sonra (Şengör ve Kidd 1979; Şengör ve diğerleri, 1980; Tokel 1980 ve 1984) kabuk kalınlaşması sonucu, kabuğun ergimesi ve olasılıkla bölgesel sıkışma sonrasında gerilim kuvvetleri etkisiyle açılan *W* çatlaklardan yeryüzüne çıtanasıyla meydana gelmişlerdir,

Plütonik Kayaçların Bölgesel Yayılımı

Doğu Pontidlerde yüzlekler veren plütonik kayaçlar *!>* yaşlarına göre farklı iki gruba ayrılırlar: a) Gümüşhane dolaylarında yer alan ve yaklaşık 450 km² lik bir alanda yüzlekleri bulunan granitoid kayalar topluluğu olup, Gümüşhane graniti, ya da "Gümüşhane plütonu" olarak adlanan (Yılmaz 1974-a-b^e; Çoğulu, 1975) Paleozoyik yaşlı Hersinyen grup* b) Rize dolaylarında çok geniş bir alan kaplıyan granitoid kayalar topluluğu olup, "Rize graniti" veya "Rize Plütonu" olarak adlanan (Çoğulu 1975; Taner 1977) plüton ile birlikte daha küçük plütonlar şeklinde Harşit, Kösedag, Torul, Kürtün, *P* Kopuz vb, mevkilerde yüzlekler veren, yaklaşık Üst Kretase-Paleosen yaşlı Alpin grup,

Gümüşhane graniti; petrografik özelliklerine göre granodiyorit grup, Çamlıca adamelliti Gümüşhane adammelliti ve porfirik mikrogranit grup gibi farklı 4 gruba ayrılmıştır (Yılmaz, 1974 a ve b). Gümüşhane plütonu, metamorfik kayaların oluşturduğu bir temel */>* içine sokulmuş olup Liyas Çökelleri ile transgresif olarak örtülmüştür. Çoğulu (1975), genellikle 5 tip

plütonik kayaçların yer aldığını belirtmiş ve bunları granodiyoritler, kuvarslı monzonitler, granitler, granofirler ve apolitler olarak ayırtlamıştır. Gümüşhane plütonunda Delaloye ve diğerleri (1972), Çoğulu (1975), Moore ve diğerleri (1980), Jica (1986) ve Bergougnan (1987) gibi araştırmacıların çeşitli yöntemlerle yaptıkları radyometrik yaş belirlemeleri ile farklı yaşlar elde edilmiş olup genellikle Paleozoyikte yerleşmiş bir Hersinyen graniti olduğu ortaya çıkmıştır.

Rize graniti, Rize il merkezi güneyinde D=B yönde uzanan çok büyük bir plüton topluluğu olup, bölgedeki Üst Kretase-Paleosen yaşlı volkanik kayalar ve daha esM kaya birimlerini keserek çoğun kontakt metamorfizmaya uğratmıştır. İnceleme alanımızda yer alan ve "Ayder plütonu" - "Örtaköy Plütonu" - "Kaptanpaşa plütonu" olarak adlanan plütonlar da bu topluluğun üyeleridirler. Rize plütonunu oluşturan kayalar genellikle iki grupta toplanırlar; a) Siyenogabro-monzonit grubu, b) Granodiyorit-kuvarslı monzonit-granit grubu (Çoğulu, 1975), Plütonun İkizdere dolaylarındaki yüzleklerinde çalışan Taner (1977 ve 1979), Rize plütonunun bu kesiminde genellikle kalkalkalen bileşimde iki grup kayaç bulunduğunu, plütonun kenar kısmında granofirik fasiyes özelliği gösteren tonalitlerin, plütonun merkezine doğru gidildikçe granodiyorit tür kayaçların yüzlekler verdiklerini gözlemiştir, Plütonun Çaykara dolaylarındaki yüzleklerinde çalışan Yılmaz (1977), biri bol kuvarslı holo lökokrat ve monzonitik, diğeri orto kuvarslı lökokrat ve granodiyoritik tür olmak üzere iki grupta incelenmiştir. Yine aynı yörede batolitin kenar fasiyeslerinde çalışan İşler (1986), kenar zonlarda gelişen kuvarslı mikrodiorit ve granodiyorit türde kayalar saptamıştır. Rize plütonunun değişik mevkilerindeki yüzleklerinde Taner (1977), Giles (1975), Delaloye ve diğerleri (1972), Çoğulu (1975), Moore ve diğerleri (1980), Yılmaz (1977) gibi araştırmacıların çeşitli yöntemlerle yaptıkları radyometrik yaş tayinleri sonucunda (Şekil 22), plütonun yerleşmesinin çok karmaşık ve birkaç evreli olduğu ortaya çıkmakta, ancak genellikle Üst Kretase'den daha genç olup, Alpin granitler grubuna girdiği belirlenmektedir.

Rize plütonu ile eşyaşı ve Alpin granitler grubuna giren plütonlardan en iyi çalışılanı Su şehri yakınındaki Kösedag plütonu olup, tamamen siyenitik türdedir (Kalkancı, 1974), Harşit çevresinde yer alan Harşit plütonu, esas batoliti oluşturan granodiyoritler ile kenar fasiyeslerini oluşturan lökogradit, lökogradodiyorit, trodjemit, kuvarslı diyorit, tonalit, diyorit ve kuvarslı monzodiyorit türde kayaçlardan oluşmuştur (Gedikoğlu, 1979X Harşit plütonu ve Giresun güneyinde yer alan diğer bazı küçük plütonların kimyaları çok farklı olup, genellikle bazaltik-ortaç bir magmadan kalkalkali farklılaşma sonucu oluştuğu görülmektedir (Doğan, 1984), Bu plütonların en belli başlıları Torul, Kültün, Kopuz plütonları olup, Moore ve diğerleri (1980) ile Jica (1986) tarafından salt

jeokronometrik çalışmalar yapılmış (Şekil 22), Tokel (1989) tarafından yapılan Jeokimyasal çalışmalar sonucunda ise gerek taunların, gerekse Doğu Pontidlerdeki tüm eşleniklerinin I tipi granitoidlerden oluşmuş magmatik yay ürünleri oldukları belirlenmiştir.

SONUÇLAR VE TARTIŞMA

İnceleme alanında "yer alan magmatik kayalar yitim zonu ile ilişkili yay magmatikleridir. Doğu Pontidlerdeki yitim» olasılıkla Şili tipi (Uyeda, 1983) bir yitim zonu olup (Ercan ve Gedik, 1986), Neotetis okyanusuna ilişkin okyanus kabuğunun Pontid kıtası altına dalmasıyla çeşitli magmatik kayalar oluşmuşlardır, Yitim olayı ve -daha sonra gerçekleşen çarpışma olayı bu bölgede son derece karmaşık oluşmuş ve halen açıklanması gereken çeşitli sorunlar bırakmıştır. Doğu Pontidlerdeki kompleks volkanik yay oluşumunu inceleyen Pejatoviç (1979), yay öncesi safha, merkez yayın oluşumu, dış yayın oluşumu, yayların çarpışması, esas orojenez ve orojenez sonrası evreler olmak üzere kronolojik bir model düşünmektedir.

İnceleme alanındaki volkanik kayaların majör element kimyasal analizleri yay volkanizması özellikleri taşımaktadır, Jakes ve White (1971 ve 1972) tarafından verilen ada yaylarında bulunan toleyitik ve kalkalkalen volkanitlerin ortalama majör element kapsamları ile çalışma alanındaki volkanik kayalarınkiler uyum içindedir, Ancak, gerek inceleme alanı içinden, gerekse yakm çevresindeki eşlenik volkanik yüzleklere alınan örneklerde diğer araştırmacılarca yapılan iz ve nadir toprak element (RBE) kimyasal analiz sonuçları da (Peccerillo ve Taylor 1975 ve 1976; Eğin ve diğerleri, 1979; Tokel, 1981 ve 1985; Manetti ve diğerleri, 1983; Terzioğlu, 1984; Barbieri ve diğerleri 1985 vb.) ada yayları volkanitlerine uyarlar. Ayrıca inceleme alanındaki volkanik kayaların majör element kimyasal analizleri Miyashko (1975) tarafından belirlenen toleyitik ve kalkalkalen dizileri volkanitlerin bileşimsel olağan aralıktan içindedir. Barbieri ve diğerleri (1985) ile Akıncı ve diğerleri (1991) tarafından yapılan stronsiyum izotop ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) Ölçüm çalışmaları da aynı sonuç elde edilmektedir.

Bölgede yer alan Rize plütonuna ilişkin Üst Kretase-Paleosen yaşlı tüm sokulum kayaların da yitim olgunluk evresinde meydana gelmiş olup, yitim kökenli tipik I tipi granitoidlerdir (Tokel ve Köprübaşı, 1986; Tokel ve Akyol, 1987; Tokel, 1988 ve 1989). inceleme alanındaki granitoidlerin, Debon ve Le Fort (1982) ye göre Kafemik topluluk içinde oldukları saptanmış olup, bu topluluk, Chappel ve White (1974), White ve Chappel (1977), Hine ve diğerleri (1978) tarafından tanımlanan I tipi (magmatik kayaların kısmi erimesinden meydana gelen magmanın katılaşması ile oluşan) granitoidlere karşılık gelmektedir. Debon ve Le Fort (1982) ye göre Kafemik topluluklar manto kökenli bir

malzemeden türeyebileceği gibi, daha yaygın olarak sialik ve manto kökenli malzemelerin karışımıyla oluşan bir melez (hibrid) kayaktan da türeyebilir ve bu hibrid kayanın oluşumunda manto kökenli malzemenin katkısı çok daha fazladır. Ayrıca, inceleme alanındaki granitoidler, Pearce ve diğerleri (1984) nin sınıflamasına göre Volkanik Yay Granitoidleri (VAG) ana grubu içinde yer almaktadır. Özellikle Akıncı ve diğerleri (1986) tarafından yapılan Stronsiyum izotop ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) ölçüm çalışmaları, bu granitoidleri oluşturan ve üst manto materyalinin kısmi ergimesi ile meydana gelen magmanın, kabuk malzemesi ile kirlendiğini işaret etmektedirler, Ayrıca, Doğu Pontid granitoidlerinin kurşun, flor tungsten, molibden vb. mineralizasyon kapsamları da ada yayı granitoidlerinin kapsamlarına uymaktadır (Kamitani ve Akıncı, 1979; Çağatay, 1979; Eğin, 1980; Akıncı, 1984). Doğu Pontidlerdeki granitoidler, olasılıkla, yitim zonundaki okyanusal plakanın hızla dalışı ve oluşan yüksek ısı ve kısmi ergime sonucu meydana gelen magmalık etkinliğe bağlı olarak sokulumlar yapmışlardır. Ancak, Doğu Pontidlerdeki granitoidlerde yapılan jeokimyasal çalışmalar yeterli olmayıp, ilerki aşamalarda volkanik kayalarla koşturularak plütonik kayalarda da yapılacak olan jeokimyasal, tektonik ve jeokronolojik çalışmalar, konuya daha fazla açıklık getirilecektir.

KATKI BELİRLEME

Yazarlar, araziden topladıkları örneklerin MTA Maden Analizleri ve Teknoloji Dairesinde majör element kimyasal analizlerini yapan E, Alpaslan, N. Koca, T. Akyüz, M* Türkalp, I. Yavuz, S. inçe, Ş. Aksay ve A. Hun'a teşekkür ederler.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Adamiya, S.A., Zakariadze, C.S. ve Lordkipanidze, M.B., 1977. Evolution of the ancient active continental margin as Illustrated by Alpine History of the Caucasus; *Geotectonics*, 11/4, 20-309.
- Akdeniz, R., 1988. Demirözü Pemo-Karboniferi ve bölgesel yapı içindeki yeri; *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 31/1,71-80.
- Akın, H., 1978, *Geologie magmatismus uüd lagerstättenbildurig im Ostpontischen gebirge-Turkei aus der sieht der platten tektonik*; *Geol. Rdsch*, 68/1, 253-283.
- Akıncı, Ö., 1982, Doğu Pontid volkano-sedimanter kuşağın stratigrafik istifi ve masif sülfid yatakları; *Türkiye Jeoloji Kurultayı 1982 Bildiri Özetleri Kitabı*, 33-34.
- Akıncı, Ö., 1984. The geology and the metallogeny of the Eastern Pontids (Turkey): 1984 Dünya Jeoloji Kongresi Bildiri Özetleri Kitabı, 197-198.

RİZE MAĞMATİK KAYAÇLARI

- Akıncı, Ö., Barbieri, M., Calderoni, G., Delitala, C., Ferrini, V., Masi* U., Nicoletti, M., Petrucciani, C. ve Tolomeo, L., 1986. Geochemistry and geochronology of plutonic rocks from the Northern-Western Section of the Rize massif (Eastern Pontids, Turkey): *Terra Cognita*, ft 203,
- Akıncı, <X Barbieri, M., Calderoni, G., Ferrini, V., Masi, U., Nicoletti, M., Petruciani, C. ve Tolomeo, L_M 1991. The Geochemistry of Hydrothermally Altered Rocks of the Lower Volcanic Cycle from the Eastern Pontides (Trabzon, NE Turkey): *Chem,Erde*, 51, 173486,
- Akyürek, B., Bingöl, E., Doyuran, S., Korkmazer, B., Metin, S. ve Öztumur, C., 1977., 1/50,000 ölçekli Tortum G 47 a paftasının jeoloji haritası izahnamesi; MTA 1/50.000 ölçekli jeolojik haritalar,
- Aslanian, A.T., Shirinyan, K.G. ve Karapetian, S.C., 1983, Formation peculiarities and evolution of Post-orogenic magmatic Chambers of Armenian Volcanic highland: IAVCEI 1983 Genel Toplantısı Bildiri Özetleri Kitabı, 17., Hamburg, Almanya.
- Aslanian, A.T., Karapetian, S.C. ve Shirinyan, K.G., 1985, The late orogenic rhyolitic Volcanism of Armenia: IAVCEI 1985 İlimi Toplantısı Bildiriler Kitabı, Sicilya, italya.
- Atabek, S., 1943. Mapavır petrol zuhuratu hakkında rapor: MTA Rapor No: 1432 (Yayımlanmamış),
- Aydın, M., Serdar, H.S., Şahintürk, O. ve Yazman, M., 1984., Orta Pontidlerin jeolojisi: Türkiye Jeol. Kur. 38, Bilimsel ve Teknik Kurultayı Bildiri Özetleri Kitabı, 50-51.
- Barbieri, M., Calderoni, C, Ferrini, V., Masi, U., Nicoletti M., Petrucciani, C. ve Tolomeo, L., 1985. Geochemistry and geochronology of volcanic rocks from Eastern Pontids (Trabzon, NE Turkey): *Terra Cognita*, 5, 280,
- Bas., H., 1986. Sinop volkanitlerinin petrolojisi ve jeokimyası: Türkiye Jeol. Kur. Bttlt, 29, 143456.
- Bayraktutan, S., 1982 Narman (Erzurum) havzasının Miyosen'deki Sedimentoloji evrimi: Doktora tezi, Atatürk Univ., Erzurum, 282 s* (Yayımlanmamış),
- Bayraktutan, S. ve Villa, L.M., 1986. Geochronology and geochemistry of Paleogene volcanic basement of the Narman basin, E Turkey: *Terra Cognita*, 6, 168,
- Bektaş, O., 1983. Kuzeydoğu Pontid- magmatik yayındaki I tipi granitler ve jeotektonik konumlan: 37 Türkiye Jeoloji Bilimsel ve Teknik Kurultayı Bildiri Özetleri Kitabı, 49-50,
- Bektaş, O., 1984. Doğu Pontidlerde Üst Kretase yaşlı Şoşonitik Volkanizma ve Jeotektonik önemi: KTÜ Yerbilimleri Derg., 3, 53-62.
- Bektaş, O., Pelin, S. ve Korkmaz, S., 1984, Doğu Pontid yay gerisi havzasında manto yükselimi ve polijenetik ofiyolit olgusu: Türkiye Jeol. Kur. Ketin Simpozyumu Tebliğler kitabı, 175-189.
- Bektaş, Ö. ve Van, A., 1986. Doğu Pontidlerde (Kuzeydoğu Türkiye) jura volkanizması ve jeotektoniği: Türkiye Jeoloji Kurultayı 1986 Bildiri Özetleri Kitabı, 29,
- Bektaş, O. ve Gedik, L., 1987. Düşük TiOa'lı LösiÜi alkali volkanizmasının Doğu pontid arka (KD Türkiye) ve gerisi ofiyolitleri ile olan ilişkileri: Türkiye Jeoloji Kurultayı 1987 Bildiri Özetleri Kitabı, 19.
- Bergougnan, H., 1987, Edutes geologigues dans l'est-Anatolien: Doktora Tezi, Marie Curie Univ., Paris, 606 s. (yayımlanmamış)
- Can, M., 1974, Artvin F 45 C4 paftasının jeolojik etüd raporu: MTA Rapor No: 5202 (Yayımlanmamış).
- Carmichael, I.S.E., Turner, E.J. ve Verhoogen, J., 1974, *Igneous Petrology*: McCraw-Hill Book Company, 739 s. New York.
- Chappel, B.W. ve White, A.J.R., 1974, Two contrasting granite types: *Pae, Geol*, 8, 173-174,
- Çağatay, N., 1979. Yeni gelişmelerin ışığında Türkiye'nin Volkanik kökenli masif sülfid yatakları: Jeoloji Mühendisliği 1. Bilimsel ve Teknik Kongresi Bildiriler Kitabı,* 35-36.
- Çoğulu, E., 1975. Gümüşhane ve Rize bölgelerinde Petrolojik ve jeokronometrik araştırmalar: I.T.Ü. Yayın, 1034, istanbul, 112 s.
- Debon, F. ve Le Fort, P., 1982, A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations: *Trans, Roy. Soc. Edin. Earth. Sei.*, 73, 135449.
- Debon, E ve Le Fort, P., 1988, A Cationic Classification of common plutonic rocks and their magmatic associations; principles, method, applications: *Bull Mineralo.*, 111, 493-510.
- Delaloye, M., Çoğulu, E, ve Chessex, R*, 1972. Etude geochronometrique des massifs cristallins de Rize et de Gümüşhane, Pontides orientales (Turguie): *C.R. des Seances, SPHN, Ceneve, NS*, 7/2-3, 43-52.
- Doğan, R., 1984, Doğu Karadeniz bölgesi granitik sokulumlarının bir bölümünün jeokimyası ve petrolojisi: Türkiye Jeol. Kur. 38. Bilimsel ve Teknik Kurultayı Bildiri Özetleri Kitabı, 89-90.
- Eğın, D. ve Hirst, D.M., 1979. Tectonic and magmatic evolution of volcanic rocks from the Northern Harşit river area, NE Turkey, *Geocome I*, 56-93.
- Eğın, D., Hirst D.M. ve Phillips, P., 1979. The petrology and geochemistry of volcanic rocks from the northern Harşit river area, Pontid volcanic province, Northeast Turkey; *Jour, Volcan, Geoth Res.*, 6, 105-123.

- Ercan T, ve Gedik, A., 1983, Ponüdülerdeki volkanizma; jeoloji Müh, Derg., 18, 3-21,
- Ercan, T., Yergök, A.F., İplikçi, E., Deveciler, E., Keskin, L ve Can, B., 1984» Zonguldak çevresindeki Üst Kretase yaşlı yay volkanizmasının özellikleri: Jeomorfoloji Derg., 12, 81-105,
- Ercan, T, ve Gedik, A., 1986, Karadeniz ve Trakya'da yapılan derin sondajlardan alınan karotlarda M volkanik kayaların petrolojisi ve volkanizmasının bölgesel yayılımı: Jeomorfoloji Derg., 14, 39-48.
- Erkan, E, ve Gözler, Z., 1974, Artvin F46 d1-d3- d4-C1 paftalarının jeolojisi; MTA Rapor No: 5210 (Yayımlanmamış),
- Gedik, A., Ercan, T. ve Korkmaz, S., 1984. Orta Karadeniz (Samsun-Sinop) havzasının jeolojisi ve volkanik kayaların petrolojisi: MTA Derg., 99/100, 34-50.
- Gedik, A, ve Korkmaz, S., 1987, Rize-Fındıklı-Çamlıhemşin arasında kalan bölgenin jeolojisi ve petrol oluşumları: MTA Rapor No: 8283 (Yayımlanmamış).
- Gedikoğlu, A., 1979. Harşit (Giresun-Doğankent) granit karmaşığının jeokronolojik etüdü: 33, Türkiye Jeoloji Bilimsel ve Teknik Kurultayı Bildiri Özetleri Kitabı, 59-60.
- Gedikoğlu, A., Pelin, S. ve Özsayar, T., 1979. The main lines of geotectonic development in the East Pontids in the Mesozoic areas: Geoeome-I, 555-580.
- Gedikoğlu, A., Pelin, S, ve Özsayar, T., 1982, Gölköy (Ordu) yöresinde bir paleokaldera ile cevherleşmelerin konumu arasındaki ilişkiler: KTÜ Yerbilimleri Derg., 2/1-2, 117-130.
- Giles, D.L., 1974. Geology and mineralization of the Ulutaş copper-molybdenum prospect; mineral exploration in two areas: UNDP Technical Report No: 6, MTA, Ankara (Yayımlanmamış),
- Gülen, L., 1976, Doğu Karadeniz volkaniklerinin petrografisi ve jeokimyası: Diploma çalışması, Hacettepe Ünİv., Ankara, 915 (Yayımlanmamış),
- Gümüş, A., 1978 La petrologie et Tage radiometrique des laves a feldspathoides des enyirons de Trabzon (Turquie): Geologica Balcanica, 8/4, 17-26.
- Güven, İ. H., 1972. Artvin F46-d2 (Fındıklı güneyi) paftasının jeoloji raporu: MTA Rapor No: 5019 (Yayımlanmamış),
- Hess, J.C., Lippolt, H.J. ve Borsuk, A.M., 1987, Constraints of the Jurassic time-scale by 40 Ar/39 Ar dating of North Caucasian volcanic rocks: Journal of Geology, 95, 563-571.
- Hine, R, Williams, I.S., Chappel, B,W, ve White, A.J.R., 1978. Contrasts between I and S type granitoids of the Koseivsko batholith: Jour, Geol. Soc. Australia, 25/4, 219-234.
- Irvine, T.N. ve Baragar, WJ.R.A., 1971, A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks: Canadian journal of Earth Sciences, 8, 523-548,
- İşler, F., 1986. Çaykara (Rize) güney batısı granitoid batolitin kenar fasiyesi petrografisi: Çukurova Üniv. mühendislik Mimarlık Derg., 1/1,46-59.
- innocenti, F., Mazzuoli, R., Pasquare, C, Radicati, R ve Vilari U, 1982, Tertiary and Quaternary volcanism of the Erzurum-Kars area (Eastern Turkey); Geochronological and geodynamic evolution: Jour. Volcan. Geoth, Res., 13, 223-240.
- Jakes, R. ve White, A.J.R., 1971. Composition of islands arcs and continental growth: Eart. Planet, Sei. Lett., 12, 224430.
- Jakes, P. ve White, A J.R., 1972, Major and trace element abundances in volcanic rocks of orogenic areas: Geol. Soc, Amer, Bull, 83, 29-40,
- Jica, 1986. The republic of Turkey report on the cooperative mineral exploration of Gümüşhane area, consolidated report: Japon International Cooperation Agency, Metal mining Agency of Japon.
- Kalkancı, Ş., 1974, Etude géologique et pétrochimique da sud de la region de Süşehri; Geochronologie du massif syenitique de Köse Dağ (NE de Sivas-Turque): Doktora tezi, Grenoble Üniv., Fransa, 135 s. (yayımlanmamış),
- Kawada, K. ve Ergin., 1972, Çayeli bölgesinin (Rize-Türkiye) jeolojik yapısı: MTA Rapor No: 5042 (Yayımlanmamış).
- Kraner, F., 1956. Rize-Çayeli mıntıkasında 1/25.000'lik detay petrol etüdü: MTA Rapor No: 3012 (Yay unlanmamış).
- Kamitani, M. ve Akıncı, Ö., 1979. Alpine granitoids and related tungsten-molybdenum deposits in Turkey: Mining Geology, 29/6, 341-350,
- Koprivica, D., 1978, Şavşat'ın batısında kalan alanın jeolojisi, yapısal özellikleri ve sülfid yatakları: MTA Derg., 91, 13-25.
- Koprivica, D., 1979, Geological Correlation in the Hopa-Artvin-Şavşat area: Geoeome I, 379-410.
- Kuno, H., 1960, High-alumina basalt: Journal of Petrology, 1, 121-145.
- Lippold, HJ., Joachim, A., Borsuk, AM., Emmerman, R., Curbanov, A.G., Hess, J.C., Reil, D. ve Seek, H.A., 1984. The Jurassic calckaline magmatism of the northern Crest Caucasus: 1984 Dünya Jeoloji Kongresi Bildiri Özetleri Kitabı, 163-164.
- Macdonald, G,A, ve Katsura, J., 1964, Chemical Composition of Hawaian lavas: Journal of Petrology, 5, 82-133.
- Manetti, P., Peccerillo, A., Poli, C. ve Corsini, F., 1983, petrochemical Constraints on the models

RİZE MAĞMATİK KAY AÇLARI

- of Cretaceous-Eocene tectonic evolution of the Eastern Pontic Chain (Turkey): *Cretaceous Res.*, 4, 159472,
- Matsuda, J.J., 1988, Geochemical study on collision volcanism at the plate boundary in Turkey: Initial Report on geochemical data Japan-Turkey Co-operative Research, Japonya (Yayımlanmamış),
- Miyashiro, A., 1975. Classification, Characteristics and origin of ophiolites: *Journal of Geology*, 83, 249-281.
- Moore, W.J., Me Kee, E.H. ve Akıncı, Ö., 1986, Chemistry and chronology of plütonic rocks, in the Pontid mountains, Northern Turkey: *European Cooper Deposits-Belgrade*, 209-216.
- Mullen, E.D., 1983, MnO/TiO₂/PaOs: A minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis: *Earth, Planet, Seien, Lett*, 62, 53-62.
- Nockolds, S.R., 1954, Average Chemical Composition of some igneous rocks: *Geol. Soc. Amer Bull.*, 65, 1007-1032,
- N.V.T. Shell, 1975, Karadeniz arama sahalarına ait terk raporu: *Petrol işleri Genel Müdürlüğü Arşivi* (Yayımlanmamış),
- Özsayar, T., 1977, Karadeniz kıyı bölgesindeki Neojen fonnyasyonlan ve bunların mollusk faunasının incelenmesi: *KTÜ Yayını*, No: 79, 77 s, Trabzon,
- Özsayar, T., 1971, *Geologie und Palöontologie des Gebietes Östlich Trabzon (Anatolian): Ciess, Geol, Sehr.*, 1, Ciessen,
- Özsayar, T., Gedikoğlu, A. ve Pelin, S., 1981, Artvin yöresi yastık lavların yaşma ilişkin paleontolojik veriler: *KTÜ Yerbilimleri Derg.*, 1/1, 38-42.
- Özsayar, T., Pelin, S., Gedikoğlu, A., Eren, A. ve Çapkınoğlu, S., 1982, Ardanuç (Artvin) yöresinin Jeolojisi: *KTÜ Yerbilimleri Derg.*, 2/1-2, 2-37.
- Özsayar, T., 1987, Trabzon kıyı bölgesinde volkanitlerin yaşma ilişkin veriler: *Türkiye Jeoloji Kurultayı 1987 Bildiri Özetleri Kitabı*, 37,
- Pearce, J.A., Nigel, B.W., Harris, B.W. ve Tindle, A.C., 1984, Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks: *Journal of Petrology*, 25/4, 956-983,
- Pearce, J.A., 1976, Statistical analysis of majör element pattern in basalts: *Journal of Petrology*, 17,15-43,
- Peacock, M.A., 1931. Classification of the igneous rock series: *Jour. Geol*, 39, 54-79,
- Peccerillo, A. ve Taylor, Sit, 1975, Geochemistry of Upper Cretaceous volcanic rocks from the Pontic Chain, Northern Turkey: *Bull. Volcan.*, 39/4, 557=569.
- Peccerillo, A. ve Taylor, S.R., 1976. Geochemistry of Eocene calcalkaline volcanic rocks from Kastamonu area. Northern Turkey: *Contr. Mineral. Petrol*, 58, 63-81.
- Pelin, S. ve Kortonaz, S., 1981. Karadeniz'in petrol potansiyeli: *KTÜ Yerbilimleri Derg.*, 1/2, 145-157.
- Pehlivan, N., 1972. Ardeşen-Çamlıhemşin-Hernşm arasının jeolojik etüd raporu: *MTA Rapor No: 5021* (Yayımlanmamış).
- Pejatoviç, S., 1979. Pontid tipi masif sülfüt yataklarının metalojenisi: *MTA Yayını*, No: 177, Ankara, 100 s,
- Rittmann, A., 1962. *Volcanoes and their activity: John Wiley and sons*, 305 s., New York-London.
- Rittmann, A. ve Viilari, L., 1979, Volcanism as a tracer in geodynamic processes: *Geologie en Mijnbouw*, 58/2, 225-230,
- Shirinyan, K.G., Karapetian, S.C. ve Badalyan, M.S., 1984. Regularities of Late orogenic volcanism of Armenian highland in connection. With features of magmatic chamber formation and evolution: *1984 Dünya Jeolojisi Kong. Bildiri Özetleri Kitabı*, 196. Moskova, Rusya,
- Stajanov, R., 1973, Pontidlerde Harşit nehri arasında volkanik taşların petrolojisi: *Cumhuriyetin 50. Yılı Yerbilimleri Kongresi Tebliğler Kitabı*, 490-517.
- Şengör, A.M.C. ve Kidd, W.S.F., 1979, Post collisional tectonics of the Turkish-Iranian Plateau and a comparison with Tibet: *Tectonophysics*, 55, 316-367.
- Şengör, A.M.C., Yılmaz, Y. ve Ketin, L., 1980. Remnants of a Pre-Late Jurassic ocean in northern Turkey; Fragments of Peimian-Triassic Paleo-Tethys: *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 91/1, 599-609.
- Şengör, A.M.C ve Yılmaz, Y., 1981. Tethyan evolution of Turkey; A Plate tectonic approach: *Tectonophysics*, 75, 181-24L
- Taner, M,R, 1977. Etüde géologique et petrographique de le region de Güneyee-İkizdere, située au Sud de Rize (Pontides orientales, Turquie): *Doktora Tezi, Cenevre Univ., İsviçre*, 130 s, (Yayımlanmamış).
- Taner, M.F., 1979, Doğu Karadeniz bölgesi magmatizması ve Rize Plütonuna bağlı bazı Cevherleşme örnekleri: 33, *Türkiye Jeoloji Bilimsel ve Teknik Kurultayı Bildiri Özetleri Kitabı*, 60-61.
- Tanyolu, E., 1986. Pulur masifi (Bayburt) Doğu kesiminin jeolojisi: *Türkiye Jeoloji Kurultayı 1986 Bildiri Özetleri Kitabı*, 22,
- Taşman, CE., 1984, Çayeli (Mapavri) Petrol tezahürü: *MTA Rapor No: 1802* (Yayımlanmamış),
- Terlemeç, İ, ve Yılmaz, A., 1980, Ünye-Ordu-Koyulhısar-Reşadiye arafemda kalan yörenin stratigrafisi: *Türkiye Jeol. Kur. Bult.*, 23/2, 179-182,

- Terzioğlu, N., 1984, Ordu güneyindeki Eosen yaşlı Bayırköy volkanitlerinin jeokimyası ve petrolojisi: Cumhuriyet Üniv. Yerbilimleri Derg., 1/1, 43-60.
- Temoğlu, N., 1984. Reşadiye (Tokat) kuzeybatısındaki Hasandede andezitinin mineralojik-petrografik ve jeokimyasal incelemesi: Cumhuriyet Üniv, Yerbilimleri Derg., 2/1, 135449;
- Terzioğlu, N., 1986. Reşadiye, Gököy ve Koyulhisar arasındaki Tersiyer-Kuvaterner yaşlı volkanitlerin genel stratigrafik özellikleri: Cumhuriyet Üniv, Yerbilimleri Derg., 3/1, 3-14,
- Terzioğlu, N., 1987. Orta Karadeniz bölgesindeki Pliosen yaşlı Canik volkanitlerinin mineralojik-petrografik ve jeokimyasal incelenmesi: Türkiye Jeol. Kur. Bül., 30/1, 71-85.
- Tilley, C.E. ve Muir, D., 1967» Tholeiitic and tholeiitic Series: Geol. Mag., 104, 337-343.
- Tokei, S., 1972. Stratigraphical and volcanic history of the Gümüşhane area, NW Turkey: Doktora tezi, Londra Üniv., İngiltere, 317 s. (Yayımlanmamış)
- Tokel, S., 1973* Doğu Pontidlerin Mezozoyik ve Tersiyerdeki gelişimleri, bu gelişimlerin Kuzey Anadolu sismik zonu ile muhtemel ilgileri: Cumhuriyetin 50. Yılı Yerbilimleri Kong. Tebliğler Kitabı, 1-4.
- Tokel, S., 1977. Doğu Karadeniz bölgesinde Eosen yaşlı kalkalkalen andezitler ve jeotektonizma: Türkiye Jeol. Kur. Bül., 20, 49-54,
- Tokel, S., 1980, Doğu Anadolu'da Neojen volkanizmasının jeokimyası: 34. Türkiye Jeoloji Bilimsel ve Teknik Kurultayı Bildiri Özetleri Kitabı, 33,
- Tokel, S., 1981, Plaka tektoniğinde magmatik yerleşimler ve jeokimya, Türkiye'den örnekler: Yeryüvarı ve İnsan, 6/3, 53-65.
- Tokel, S* 1983, Liyas volkanitlerinin Kuzey Anadolu'daki dağılımı, Jeokimyası ve Kuzey Tetis Ada yayı Sistemi evriminin açıklanmasındaki önemi: 37. Türkiye Jeoloji Bilimsel ve Teknik Kurultayı Bildiri Özetleri Kitabı, 42-44.
- Tokel, S., 1984. Doğu Anadolu'da kabul deformasyon mekanizması ve genç volkanitlerin petrojenezi : Türkiye Jeol. Kur. Ketin Simpozyumu Tebliğler Kitabı, 121-130
- Tokel, S., 1985, Pontidlerdeki uyumsuz element değişimlerinin transversal dağılımı ve dalım yönü, tayini : Türkiye Jeoloji Kurultayı 1985 Bildiri Özetleri Kitabı, 23.
- Tokel S, ve Köprübaşı, N., 1986, Doğu Anadolu'da Tersiyer yaşlı S tipi çarpışma granitoidleri ve üçlü dokanak demir birikimleri : Türkiye Jeoloji Kurultayı 1986 Bildiri Özleri Kitabı, 3,
- Tokel, S. ve Aykol A., 1987 Kırklareli-Demirköy granitoidinin Jeokimyası; Kuzey Tetis ada yayı Sisteminde Srednogorie-Istranca bölümünün evrimi : Türkiye Jeoloji Kurultayı 1987 Bildiri Özleri Kitabı, 1748.
- Tokel, S., 1988, Anadolu'da yitim ve çarpışma kökenli granitoidlerin kimyasal ve metalojenik açıdan karşılaştırılması : Hacettepe Üniversitesinde Yerbilimlerinin 20. Yılı Sempozyumu Bildiri Özleri Kitabı, 57.
- Tokel, S., 1989, Anadolu'da yitim ve çarpışma kökenli granitoidlerin kimyasal ve metalojenik açıdan karşılaştırılması : Yerbilimleri, 15, 129-137.
- Tugal, T., 1969, Pyritic sulphide deposits of the Lahanos mine area, Eastern Black Sea region, Turkey : Doktora Tezi, Durham, Üniv., İngiltere (Yayımlanmamış).
- Turner, F J. ve Verheogen, J., 1960, Igneous and metamorphic petrology : Me. Graw-Hill Book Co., New York.
- Uyeda, S., 1983, Comparative Subductology : Episodes, 1983/2, 19-24.
- Vujanoviç, V., 1974, Doğu Karadeniz bölgesi kıyısında bulunan sülfür maden yataklarının mineralojisi, parajenez ve köken özellikleri : MTA Derg., 82 21-35.
- Yılmaz, L, 1977, Çayakara granitlerinin petrojenetik ve jeokronometrik etüdü: Tübitak Doğa Bilim Derg., 8, 29-35,
- Yılmaz, Y., 1972. Petrology and structure of the Gümüşhane granite and surrounding rocks: Doktora Tezi, Londra Üniv., İngiltere, 260 s* (Yayımlanmamış).
- Yılmaz, Y., 1974-a. Geology of the Gümüşhane granite (• Petrography): İstanbul Üniv. Fen Fak, Mecm. B., 39, 157472,
- Yılmaz, Y., 1974-b. Geochemical study of the Gümüşhane granite: İstanbul Üniv. Fen Fak. Mecm., B. 39, 173-203.
- Yılmaz, Y., 1974-c. History of crystallization of the Gümüşhane granite: İstanbul Üniv. Fen Fak, Mecm. B, 39, 205-210.
- Yılmaz, Y., 1984, Türkiye'nin jeolojik tarihinde magmatik etkinlikler ve tektonik evrimle ilişkisi: Türkiye jeoloji Kurumu Ketin Simpozyumu Kitabı, 63-81.
- Wager, L.R., 1960, The major element variation of the Layered series of the Skaergaard intrusion: Journal of Petrology, 1, 364-398.
- White, A.J.R. ve Chappel, B.W., 1977. Ultrametamorphism and granitoid genesis: Tectonophysics, 43, 7-22.
- Zanettin, B., 1984, Proposed new chemical classification of volcanic rocks: Episodes, 7/4, 19-20, ' '
- Zanki, H., 1961. Magmatismus und bauplan des Ostpontischen Gebirges im Querprofil des Harşit-Tales, NE Anatolien: Geol. Rdsch., 51, 218-239.

m NİKSAR (TOKAT) YÖRESİNDE KRETASE/TERSİYER GEÇİŞİNİN LİTOSTRATİGRAFİK VE BİYOSTRATİGRAFİK ÖZELLİKLERİ

Lithostratigraphic and biostratigraphic characters of Cretaceous/Tertiary boundary in the Niksar (Tokat) area.

NURDAN İNAN
HALUK TEMİZ

CÜMF Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Sivas
CÜMF Jeoloji Mühendisliği Bölümü» Sivas

ÖZ; Niksar (Tokat)'ın güneydoğusundaki Erencik sırtı ve yakın yöresinde yüzeylenen Erencik formasyonunda Kretase/Tersiyer geçişinin sürekli olduğu saptanmıştır. Erencik formasyonu, sarımsı-gri renkte ince-orta katmanlı killi kireçtaşmdan oluşmuştur. Tabandan tavana doğru, Intraklastlı biyosparitler, Miliolidaeli biyospaitler ve Fosilli mikritler olarak üç farklı mikrofasiyes ayırılmıştır* Formasyonun tabanındaki Üst Maestrihtiyen'i temsil eden karakteristik bentik foraminiferleri (Topluluk I) içeren tabakaları, Laffittelna bibensis Marie, Laffittelna aft bibensis Marie, Idalina aff. sinjarica Grimsdale, Scandonea aff. samnitica De Castro, Rotalia cf. perovalis Terquem» Kathina cf. delseota Smout, Anomallna sp., Eponides sp., Planorbulina sp. (Topluluk II) bentik foraminiferlerini içeren tabakalar izler. Önemli bulunmuş türlerin sistematik tanımlarının verildiği bu seviyelerin yaşı Daniyen olmalıdır. Erencik formasyonu, Üst Maestrihtiyen-Daniyen yaş aralığında, resif önünden-lagüne dönülen bir ortamın ürünüdür.

ABSTRACT: Erencik formation, outcropped in the southeastern Niksar (Tokat) and the surrounding area, is the typical formation which is representing the continuity on the Cretaceous/Tertiary boundary. This formation is characterized by the yellowish gray, thin to medium bedded limestones and clayey limestones containing three microfacies from bottom to the top: Biosparite with intraclast, biosparite with Miliolidae, micrite with fossils. At the bottom of Erencik formation, there are the beds containing Maastrichtian benthic forams (Assemblage I) and followed by the benthic foraminifers of Danian as Laffitteia bibensis Marie, Laffitteina aff. bibensis Marie, Idalina aft sinjarica Grimsdale, Scandonea aff. samnitica De Castro, Rotalia cf. perovalis Terquem, Kathina cf. delseota Smout, Anomallna sp., Eponides sp., Planorbulina sp, (Assemblage II), The systematic characters some of the foraminifers are also given and the formation is thought to be deposited in a fore reefal to lagunar environment*

GİRİŞ

inceleme alanı, Niksar (Tokat)'ın 15 km güneydoğusunda, 1/25.000 ölçekli Tokat-G37-c3 ve Tokat-G38-d4 paftalarında yer alır (Şekil 1A), Kuzey Anadolu fay zonu kapsamında olan bölgede genellikle stratigrafi ve tektonik ağırlıklı jeoloji çalışmaları yapılmıştır. Bunlardan, inceleme alanıyla doğrudan ilgili olanları Seymen (1975) ve Temiz (1989) tarafından gerçekleştirilmiştir. Bunun dışında, Blumenthal (1950), Öztürk (1973, 1979), Terlemez ve Yılmaz (1980), Tutkun ve İnan (1982), Barka (1984) ve Terzioğlu (1986)'nın bölgesel nitelikteki çalışmaları da mevcuttur.

Bu araştırmada, çok sayıda nokta örnekleme yapılarak Kretase/Tersiyer geçişinin lito ve biyöstratigrafik niteliğine ve özellikle, planktik foraminiferlere belirlenmiş olan Daniyen katının bentik foraminifer içeriğine katkıda bulunulmuştur.

STRATİGRAFİ

Çalışma alanında yaşlıdan gence doğru şu litostratigrafik birimler bulunmaktadır (Şekil 1B): Volkanik kumtaşı, tuf, marn ardalanması sunan Alt-Orta Jura yaşlı Karatepe Formasyonu; Üst Jura-Alt Kretase yaşlı Halkıntepesi kireçtaşı; kumtaşı, marn, kireçtaşı ardalan-

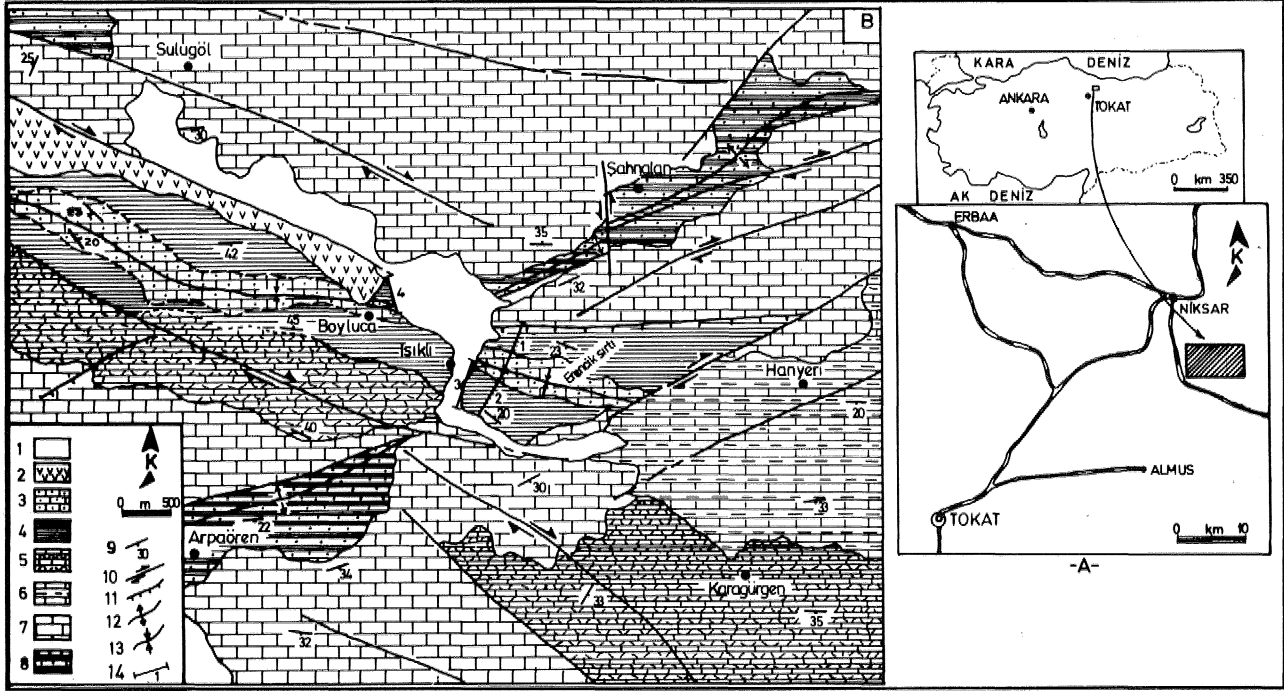
masıyla temsil olunan Senomaniyen-Turoniyen yaşlı Gökçebel Formasyonu; tüffit, marn, kireçtaşı ardalması sunan Koniasiyen-Kampaniyen yaşlı Kızıltepe Formasyonu; kireçtaşı, marn, çamurtaşı ardalmasıyla tanımlanan Üst Maestrihtiyen yaşlı Kırandağ Formasyonu; killi kireçtaşı litolojisiyle temsil olunan, Üst maestrihtiyen-Daniyen yaşlı Erencik formasyonu; bazalt litolojisindeki Kuvaterner yaşlı Yolüstü volkanitleri ve alüvyonlar. Erencik formasyonu dışındaki birimler, Seymen (1975) tarafından tanımlanmıştır. Kırandağ Forma-

syonunun üzerinde uyumlu olarak yer alan Erencik formasyonu, ilk kez bu çalışmayla tesbit edilmiş ve Türkiye Stratigrafi komitesi'nin belirlediği (1986) Stratigrafi Sınıflama ve Adlama Kuralları çerçevesinde tanımlanmıştır.

Erencik Formasyonu

a) Birimin adı: Formasyon adını, en iyi gözlediği Erencik sırtından (Şekil 1B) almıştır.

b) Tip yeri: 1/25.000 ölçekli Tokat G37-c3 ve Tokat



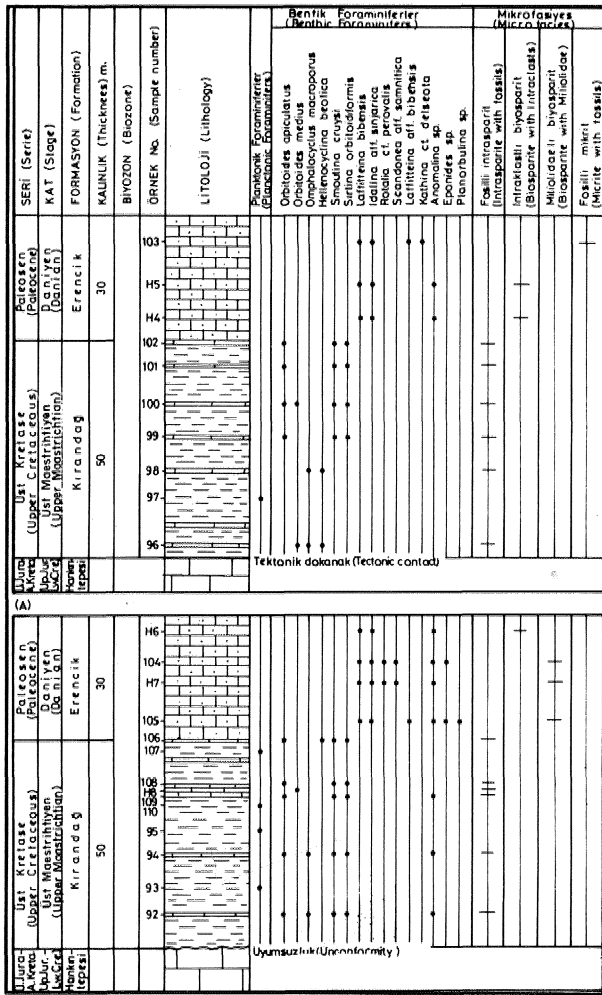
Şekil 1: A- Çalışma alanının bulduru haritası.
B- Çalışma alanının jeoloji haritası.
1- Alüvyon (Kuvaterner)
2- Yol üstü volkanitleri (Kuvaterner)
3- Erencik Formasyonu (Üst Maestrihtiyen-Daniyen)
4- Kırandağ Formasyonu (Üst Maestrihtiyen)
5- Kızıltepe Formasyonu (Koniasiyen-Kampaniyen)
6- Gökçebel Formasyonu (Senomaniyen-Turoniyen)
7- Hankmtepesi Formasyonu (Üst Jura-Alt Kretase)
8- Karatepe Formasyonu (Alt-Orta Jura)
9- Kâtaan durumu
10- Doğrultu atımlı fay
11- Eğimatımlı fay
12- Antüdinal ekseni
13- Senklinal ekseni
14- Ölçülü stratigrafi kesit çizgisi.

Figure 1: A- Location map of the investigated area,
B- Geological map of the investigated area,
1- Aluvium (Quaternary)
2- Yolüstü volcanics (Quaternary)
3- Erencik Formation (Upper MaasMch-tian)
4- Kırandağ Formation (Upper MaasMch-tian)
5- Kızıltepe Formation (Coniatian-Campanian)
6- Gökçebel Formation (Cenomanian-Turonian)
7- Hankmtepesi Formation (Upper Jurassic-Lower Cretaceous)
8- Karatepe Formation (Lower-Middle Jurassic)
9- Strike and dip of bedding
10- Strike-slip fault
11- Dip-slip fault
12- Anticline axe
13- Syncline axe
14- Line of measured stratigraphic section.

NİKSAR YÖRESİNDE KRETASE/TERSİYER

G38-d4 paftaları kapsamında olan birim, Hanyeri köyünün 1,5 km batısındaki Erencik sırtı ve vadinin batı yakasındaki Işıklı» Boyluca köylerinin kuzeyinde 200-600 m eninde, yaklaşık 4 km uzunluğunda dar bir şerit halinde uzanır (Şekil 1B),

c) Tip ve yardımcı kesit: Erencik kesiti (kuzey kanat), birimin tip kesitidir (Şekil 2A). Bu kesitin, 1/25*000 ölçekli Tokat-G37d4 paftasındaki başlangıç koordinatı 4Q°3r30" enlem ve 37°01'40" boylamında, bitiş koordinatı 40°3r15" enlem ve 37°0r35" boy» lammdadır» Aynı paftadaki Boyluca kesiti (Şekil 3) birimin yardımcı kesitidir, Bu kesitin başlangıç koordinatı 40°31'31" enlem ve 37°00'55" boylamında, bitiş koordinatı ise, 40°31'45" enlem ve 37°00'44" boylamındadır.



Şekil 2: Erencik sırtı ölçülü stratigrafi kesitleri, A- Erencik senklinali kuzey kanat kesiti, B- Erencik senklinali güney kanat kesiti*

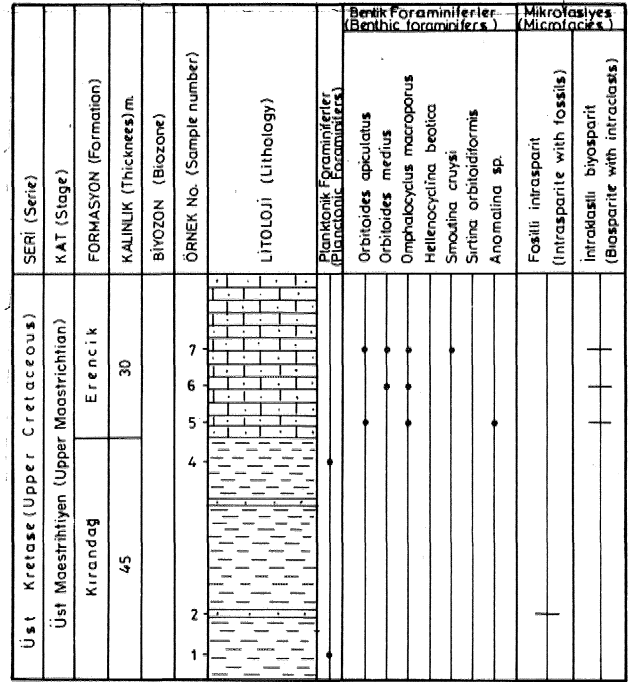
Figure 2: Measured stratigraphic columnar sections of Erencik sırtı.

A- Columnar section of northern flank of Erencik syncline.

B- Columnar section of southern flank of Erencik syncline.

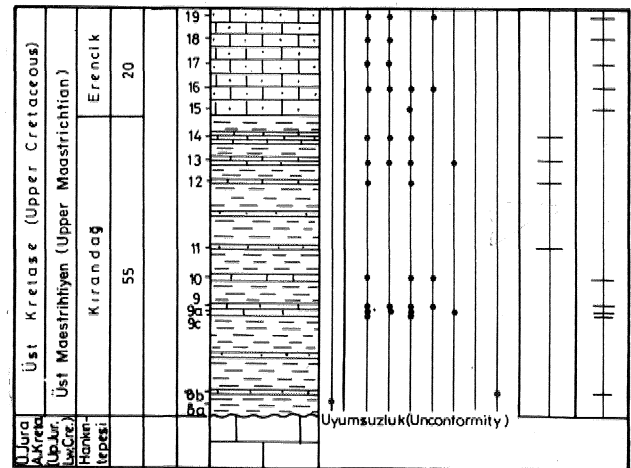
d) Litoloji özellikleri: Egemen litoloji, sarımsı gri renkte, ince-orta katmanlı, yüzeyleri erime boşluklu, çatlaklı, çatlakları kısmen kalsit dolgulu killi kireçtaşıdır, Mikroskopik incelemeye göre, Kırandağ Formasyonunun bol intraMast, nadiren alg ve kavkı kırıkları bulunduran fosilli intrasparitleri üzerinde Erencik formasyonunun mikrofasiyesleri, alttan üste doğru, aşağıdaki şekilde ayırdedilmiştir,

- İntraklastlı biyoçparitler: Bol olarak mollusk kavkı kırıkları, alg, mercan, seyrek olarak foraminifer ve intraklast bulunur,



Şekil 3: Boyluca köyü ölçülü stratigrafi kesiti.

Figure 3: Measured stratigraphic columnar section of Boyluca village.



Şekil 4: Işıklı köyü ölçülü stratigrafi kesiti.

Figure 4: Measured stratigraphic columnar section of Işıklı village.

~~ Miliolidaeli biyosparitler: Bol olarak Miliolidae bulunur,

- Fosilli mikritler; Seyrek olarak çok ince kavkı kırıkları ve bentik foraminiferleri içerir (Şekil 2-4),

e) Kalınlık: Erencik formasyonunun ölçülen kalınlığı 20-30 m,dir.

f) Fosil topluluğu: Erencik formasyonundan toplanan seri ve nokta örneklerde» pek çoğu Levha I'de yer alan aşağıdaki fosil toplulukları saptanmıştır (Şekil 2-4):

Topluluk I

Orbitoides aplculatus Schlumberger

Orbitoides medius (d'Archiac)

Ömphalocyclus macroporus Lamarck

Hellenocyclina beotica Reichel

Smoutina cruisi Drooger

Sideroütes cakitrapoïdes Lamarck

Änomalina sp.

Topluluk n

Laffitteina bibensis Marie

Laffitteina aff. *bibensis* Marie

Scandonea aff. *samnîtica* De Castro

Rotalia cf. *perovalis* Terquem

Kathina cf. *delseota* Smout

Änomalina sp.,

Eponides sp.,

Planorbulina sp.,

g) Yaş ve yorum: Erencik formasyonunun alt seiye«lerinde gözlenen "Topluluk I" iri bentik foraminiferleri, İspanya, Fransa, İsviçre, Yunanistan, Kuzey Afrika ve Ortadoğu ülkeleri (Neumann, 1958, Brönnimann ve Wirtz., 1962, Villatte, 1962, Tambareau, 1972, Çaus, 1986, 1988) ile Anadolu'da (Meriç, 1985, İnan, 1987, 1988) geniş coğrafik yayılma sahip Üst Maestrihtiyen yaşlı sığ deniz fasiyesinde gelişmiş istiflerde bol bulunurlar ve bu kat için karakteristik fosillerdir.

Formasyonun üst seviyelerinde, *Laffitteina bibensis* Marie dışında karakteristik fosil bulunmayan (Topluluk II) katmanlar bulunur. *Laffitteina bibensis* ilk kez Marie (1946) tarafından Fransa'da (Akne tepesi) Monsiyen yaşında tesbit edilmiştir, Berggren (1974), Mali'de (Afrika) yaptığı çalışmada bu foraminiferleri Pl plankük foraminifer zonuyla eşdeğer, yani Daniyen yaşında olduğunu vurgulamış; Blanc ve Collins (1975) Avrupa ve Batı Asya'da Monsiyen- Afrika'da Daniyen yaşında olduğunu belirtmişler; Blanc (1975), daha sonra yaptığı çalışmada, birbirlerinden çok farklı morfolojik özellikler taşımadığını iddia ettiği tüm *Laffitteina* türlerini sinonime olarak, bunları *Laffitteina mengaudi* (Astre) adı altında toplamış ve yaş konağının, kesinlikle Maestrihtiyen'in üstüne çıkmadığını ileri sürmüştür, Bectarian ve diğerleri ise (1982), *Laffitteina bibensis* Marie'nin, İtalya'daki yaş konağının Monsiyen olduğunu belirtmişlerdir.

Ülkemizde de, Orta ve Kuzey Anadolu'daki Paleosen yüzleklerinde *Laffitteina bibensis* Marie'ye çok sık rastlanır ve genellikle Monsiyen yaşı verilmiştir. Dizer ve Meriç (1981), Kuzeybatı Anadolu'da Üst Kretase/ Paleosen biyostratigrafisi hakkında yaptıkları çalışmada *Laffitteina bibensis* Marie menzil zonunu» Orta Paleosen'de ayırdetmişler, Terlemez ve Yılmaz (198Ö)'da, Ünye-Ördu-Reşadiye yöresindeki çalışmalarında, bu türü Orta Paleosen'de göstermişlerdir. Meriç ve Tansel (1987) ise, *Laffitteina bibensis* Marie zonunun Haymana havasındaki yayılmamı inceledikleri çalışmalarında, bu türün yaş konağının Daniyen'e indiğini göstermişlerdir. Erencik formasyonunda da, "Topluluk II" bentik foraminiferlerini içeren ve Üst Maestrihtiyen yaşlı katmanlarla sürekli olan üst seviyelerin Daniyen yaşında olması getirektedir,

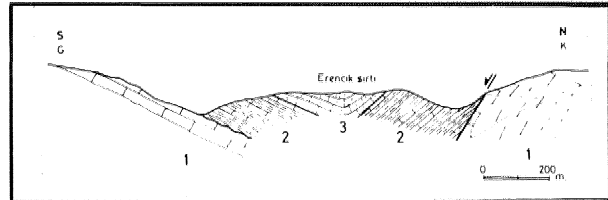
O halde Erencik formasyonunun yaşı, Üst Maestrihtiyen-Daniyen'dir,

h) Alt-Üst ve Yanal sınırlar: Marn ve çamurtaşlarıyla başlayıp, çamurtaşı, marn, kireçtaşı ardalanmasıyla devam eden Kırandağ Formasyonu, yanal ve dikey geçişler göstererek, killi kireçtaşı litoloj isindeki Erencik formasyonuna geçer. Batıda, Işıklı, Boyluca köyleri kuzeyinde Erencik formasyonunun tabanı, Kırandağ Formasyonunun Üst Maestrihtiyen yaşlı aynı foraminiferlerini içerir (Şekil 3-4), Doğuda ise, birimin tabanı Daniyen yaşlı foraminiferleri kapsar (Şekil 2A, Örnek no, H4-6). Dolayısıyla Erencik formasyonunun Üst Maestrihtiyen yaşlı seviyeleri, batıdan-doğuya doğru kamalanmıştır,

i) Deneştirme: Birim, çalışma alanının doğusunda Seymen (1975) tarafından tanımlanan Düdenyaylası formasyonuyla deneştirilebilir.

j) Yüzey şekli: Formasyon, kuzeyde K45°B, 23°GB ve güneyde K40°B, 20°KD tabaka durumları sunan bir senkinal yapı gösterir (Şekil 5).

k) Örtamsal yorum: Kırandağ Formasyonunun çamurtaşı, marn örneklerinde bol miktarda *Göbotruncana* sp., *Heteroheux* sp., *Racemigumbelina* sp, gibi planktik foraminiferler bulunur. Bunlarla ardışık



Şekil 5: Erencik sırtı enine jeolojik kesiti,

1- Hankirantepesi formasyonu

2- Kırandağ Formasyonu

3- Erencik Formasyonu

Figure 5: Geological cross section of Erencik sırtı,

1- Hankirantepesi Formation

2- Kırandağ Formation

3- Erencik Formation

NIKSAR YÖRESİNDE KRETASE/TORSİYER

konumdaki kireçtaşları ise, *Örbitoides apiculatus* Schlumberger gibi (Şekil 2-4) bentik foraminiferleri seyrek (% 10) olarak bulunduran fosilli intrasparitlerle temsil olunur, intraklast oranının bol oluşu (% 80-90), ortamın, duraysız tektonik karekterde olduğunu gösterir. Bu anlamda» çökeltme ortamı 30-80 m, derinliğinde resif önü, derin karbonat şelfi karekterindedir (Henson, 1950). Kırandağ Formasyonu yatay ve dikey geçişli Erencik fonnasyonu, altta intraklastlı biyospallüerle temsil olunur, Bol alg, bryozoa ve seyrek foraminifer bulunduran bu seviyelerde mollusk kavkı kırıklarının çok kırılmış olması ve spartit çimento, dalga ve akıntılar etkinliğinde hareketlenmiş bir ortamı işaret eder. Flügel (1977)'e göre, çökelme ortamının resif ana kütlesi olduğunu söyleyebiliriz. Bu seviyeleri, Miliolidaeli biyospartitler izler. Henson (1950)'a göre, miliolidlerin resif gerisi sığ karbonat şelfinde (10-30 m) topluluk oluşturduklarını biliyoruz, Birimin en üst seviyeleri, aşınma nedeniyle oldukça ince kalınlık (5-7 m) sunan, seyrek olarak ince molluks kavkı kırıkları ve foraminifer İçeren fosilli mikritlerle temsil olunur. Mikrobillürsal kalsit çamuru, çökel ortamının suyun hareketine karşı korunmuş ve sığ, bu çamurda mevcut molluks kavkı parçaları ise, genellikle lagüner ortamları çağrıştırırlar (Henson, 1950, Örcen, 1989), Serra-Kiel (1990), karakteristik olarak Laffltteina bulunduran bu ortamı, karasal ve denizel sedimantasyon arasındaki geçiş bölgelerinde çok sığ ve sınırlı koşullarda depolanmış, yüksek tuzlulukta sınırlı şelf ortamları olarak göstermiştir. Sonuçta, Üst Maestrihtiyen'de resif önü, derin karbonat şelfi ortamından, Daniyen'de yüksek tuzlulukta sınırlı şelf ortamına (lagün) dönüşen bir deniz çekilmesi söz konusu olmalıdır (Şekil 6),

SİSTEMATİK TANIMLAMA

Familiya Rotaliidae Ehrenberg, 1839
 Altfamilya Rotaliinae Ehrenberg, 1839
 Cins Laffltteina Marie, 1946
 Tür Laffltteina bibensis Marie, 1946
 (Levha I, Şekil 8-11)
 1946 Laffltteina bibensis Marie; s. 119-131, Levha 5.

Kabuk, iri delikli, rotaloidal hyalin kalker yapıda ve basık İentiküler şekildedir. Lam spiralinin sarılımlı planispiral involutdur, İlk loca sferik şekilde ve çapı 20-80 mikron civarındadır. Tur sayısı 2,5-3,5'dür, Localar, dikdörtgenimsi şekilde, son turda genişlikleri 60-100 mikron, yükseklikleri 100-140 mikrondur» Septal çeperler çift, geriye doğru eğimli ve interseptal kanalları belirgindir. 8 ekvatorial kesit örneğinden alınan ölçülere göre, ekvatorial çap 0,844,3 mm (Levha 1, Şekil S)'dir, 17 eksenel kesit örneğinden alınan ölçüler aşağıda verilmiştir.

	Minimum	Maksimum	Ortalama
Eksenel çap	0,64 mm	14 mm	L02 mm
Merkezi kalınlık	0.26 mm	0.32 mm	0.29 mm

Tür Laffltteina aff. bibensis Marie, 1946
 (Levha I, Şekil 1244)

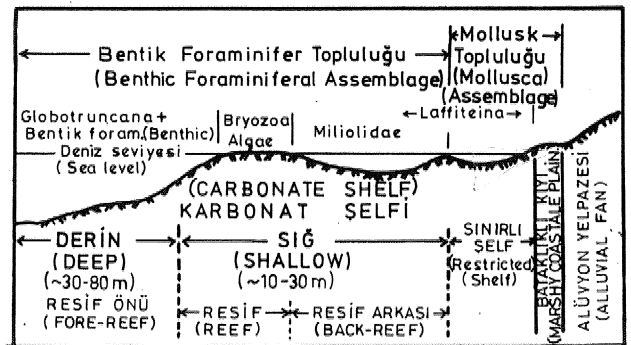
Kabuk ince delikli, rotaloidal hyalin kalker yapıda ve basık konik şekildedir. Sırt tarafı, karın tarafına göre daha dışbükey (convexe)dir. Lam spiralinin sarılımlı ttokospiraldir, ilk loca sferik şekilde ve çapı 25 mikron civarındadır. Spirinin sarılımlı asimetrikdir. Tur sayısı 2.5-3.5'dür, Ekvatorial çap, 0,4-0,7 mm civarındadır. Bu çapta 25-40 loca sayılmıştır. Localar dikdörtgenimsi şekilde, son turda genişlikleri 40-60 mikron, yükseklikleri 60-100 mikrondur, Septalar iki çeperli ve interseptal kanallıdır, Eksenel kesitlerde spirin, sırtta evolut, karında involutdur. 9 eksenel kesit örneğinden alınan ölçüler aşağıda verilmiştir,

	Minimum	Maksimum	Ortalama
Eksenel çap	0.26 mm	0,48 mm	0.38 mm
Merkezi kalınlık	0.16 mm	0.26 mm	0.21 mm

Bu tür, kabuğun konik formu, trokospiral sarılımlı ile bilinen Laffltteina türlerinden çok farklı olup, şimdilik L* aff. bibensis Marie olarak adlandırılmış, üzerinde detaylı çalışmalar devam etmektedir.

Cins Rotalia Lamai'ck, 1804
 Tür Rotalia aft perovalis Terquem, 1882
 (Levha I, Şekil 15)

1882 Rotalia perovalis Terquem, levha 1-28
 1972 Rotalia perovalis Terquem, Samuel, Borza ve Köhler, levha 37, Şekil 1-4,



Şekil 6: Fosil topluluklarının yaşama ortamları ve ilişkileri (Örgen, 1989'dan değiştirilerek).
 Figure 6: Environments and relations of fossils (modified from Örcen, 1989),

Kabuk, ipliksi (fibro) kalsit lamellerinden oluşmuş tipik Rotaloidal yapıdadır, Trokoidai şekildedeki kabuğun sırt tarafı dışbükey, kenarlar keskin ve karın tarafı hafifçe dışbükey ya da düzdür. Ömbilikal dolgu, aksel çapın 1/5'i olacak şekilde incedir, Aksel çap 0,45=0,525 mm, kalınlık (X 175-0.225 nım dir»

İncelenen Rotalialar, *R. perovalis* Terquem'den, yapısal bir fark göstermemekle birlikte formların kann tarafının daha düz ve kabuğunun daha ufak boyutta oluşu nedeniyle, *Rotalia aff. perovalis* Terquem olarak adlanmıştır,

Üstfamilya Miliolacea Ehrenberg, 1839
 Familya Hauerinidae Schwager, 1876
 Altfamilya Miliolinellinae Veila, 1957
 Cins *Idalina* Schlumberger ve Munier-Chalman, 1884
 Tür *Idalina aff. smjarica* Grimsdale

(Levha I, Şekil 19)

1952 *Idalina smjarica* Grimsdale, levha 20, Şekil 1144

1974 *Idalina aff. smjarica* Grimsdale, Drobne, levha I, Şekil 3,

1984 *Idalina aff. smjarica* Grimsdale, Colombo ve Caus, levha I, Şekil 7-9,

Porselen kalker yapıdaki kabuk, ovalimsi şekildedir, 25-75 mikron çapındaki çok küçük ilk locayı kuadrokülün (beş localı) devre, bu devreyi, trüokülün (üç localı) devre izler. Ekvatorial çap 0,425-0.7 mm, aksel çap 0,5 mm ve kalınlık 0.375 mm civarındadır.

İncelenen *Idalina*lar, *I. sijnjarica* Grimsdale'den, yapısal hiçbir fark göstermezler, Ancak, formların, çok daha ufak oluşu nedeniyle *Idalina aff. sijnjarica* Grimsdale olarak adlanmıştır,

SONUÇLAR VE AÇIKLAMALAR

Miksar yöresinde Kretase/Tersiyer geçişinin litostratigrafik ve biyostratigrafik özelliklerini inceleme olanağını veren Erencik formasyonu, bu çalışmada İlk kez tanımlanmıştır. Bu kapsamda formasyonun tip ve yardımcı kesitleri yapılmış, üç miktofasiyes ayırılmış, mikrofauna içeriği belirlenmiş, bunlara göre formasyonun Üst Maestrihtiyen-Daniyen yaşında olduğu saptanmış, çökme ortamının, Üst Maestrihtiyen'de derin karbonat şelfinden, Daniyen'de, yüksek tuzlulukta sınırlı şelf ortamına (lagün) doğru giderek sığlaştığı yorumlanmış, Daniyen yaşı verilen seviyelerin bentik foraminifer içeriği belirlenmiş ve bazı bilinen türlerin sistematik tanımları önemli olduğu için verilmiştir,

Seymen (1975), bölgede yaptığı çalışmada, Erencik formasyonunun altında bulunan Kırandağ Formasyonu-

na, içerdiği mikrofaunaya göre Üst Maestrihtiyen yaşını vermiş, ancak formasyonu uyumlu olarak izleyen Düdenyaylası Formasyonunun Orta-Üst Paleosen yaşında olması itibarıyla, Alt Paleosen fosillerinin bulunamamasına rağmen birimi Üst Maestrihtiyen-Alt Paleosen yaşında göstermiştir,

Bu çalışmayla, Kırandağ Formasyonunun yaşı Üst Maestrihtiyen olarak saptanmıştır. Bölge stratigrafisi, Üst Maestrihtiyen yaşlı Kırandağ, Üst Maestrihtiyen-Daniyen yaşlı Erencik ve Orta-Üst Paleosen yaşlı Düdenyaylası Formasyonu (Seymen, 1975) şeklinde düzenlenerek, bölge stratigrafisinde ayrıntılı bir çalışma olan Seymen (1975)'e katkıda bulunulmuştur*

DEĞİNİLEN BELGELER

Barka, A., 1984. Kuzey Anadolu Fay Zonundaki bazı Neojen-Kuvaterner Havzalarının jeolojisi ve tektonik evrimi: Ketin simpozyumu, 209-227.

Beckman» J.P., Boili, H.M., Kleboth, P., Decimian, F.P., 1982, Micropaleontology and biostratigraphy of the Campanian to Paleocene of the Monte Giglio, Bergamo Province, Italy; Memorie di Scienze Geologiche, 35, 119472, Padova.

Berggren, W.A., 1974, Paleocene benthonic foraminifera: biostratigraphy and paleoecology of Libya and Mali: Micropaleontology, 20/4,449-465,

Blanc, P., 1975. Contribution a l'étude du genre *Laffiteina*, Elphidiidé du Crétaécé terminai: Revue de Micropaléontologie, 18/2, 61-68, Paris,

Blanc, P. ve Collins, J.R., 1975, Etude micropaleontologique et paléocéologique du Maastrichtien de Cézán-Lavardnes (Gers, S. Ö. France): Palaeontographica A, Bd. 148, 4-6, 109-131, 23-26, Stuttgart.

Blumenthal, M.M., 1950. Beitreege zur Geologie des Landschaften am Mittleren und untern Yeşilirmak (Tokat, Amasya, Havza, Erbaa, Niksar): M,TAE, Yayınlan, Seri D, No: 4, Ankara,

Bronnimann» P. and Wirtz, A., 1962. New Maastrichtian Rotaliids from Iran and Libya: ECL Geol, Helv., p., 519-528, Spain.

Caus, E., 1986. Particularidades de la fauna (macroforaminiferos) del Cretacico superior pirenaico: Paleontologia i evolucion, 20, 115-123, Italy.

Caus, E., 1988, Upper Cretaceous larger foraminifera: Paleontological distribution: Revue de Paléobiologie, Vol. Spec. No. Benthos 86, 417-419.

Colombo, F. ve Caus, E., 1984, El Ferciario inferior marino (Ilerdiente) del cap de salou (Tadrragona, NE Espana): Re vista Espanola de Micropaleontologia, 16, 367-380.

Dizer, A. ve Meriç, E., 1981, Kuzeybatı Anadolu'da Üst Kretase-Paleosen Wyostratigrafisi: M.T.A.E. Derg., 95/96, 149464,

NİKSAR YÖRESİNDE KRETASE/TERSİYER

- Drobne, K., 1974» Les grandes miöoiides des cocuches paléocenes de la Yougoslavie du nord ouest: Slo-venkska Akad, Znanosti Um, 17/3, 129-183, Ljubljana.
- Ehrenberg, CG*, 1839, Die infusionsthierehen als vollkommene Organismen: 547 s., 64 Levha, Leipzig,
- Flügel, E., 1977. Fossil algae: 375 s., 119 şekil, 32 levha, SpMnger-Verlag, Berlin Heidelberg.
- Grimsdale, T.F., 1952, Cretaceous and Tertiary foraminifera from the middle east: British Museum (Nat. Hist.) Bull Geol., 1/8, 221-248.
- Henson, İ.R.S., 1950, Cretaceous and Tertiary reef formations and associated sediments in the Middle East: Bull Am. Ass. Petrol. Geol., 34, 215-238.
- İnan, N., 1987, Bentik foramliferlerle Tecer kireçtaşı formasyonunun kronostratigrafik incelemesi: Cumhuriyet Univ., Mühendislik Fak. Derg», Yerbilimleri, 4/1, 23-29.
- İnan, N., 1988, Sur la presence de Smoutina eruyi Drooger dans le Maastrichtien supérieur de Sivas (Est de la Turquie): Revue de Paléobiologie, 7/2, 467-475, Geneve.
- Lamarck, J.B., 1804, Suite des memories sur les fossiles des environs de Paris: Museum Nat. Hist., 5, 179488, Paris.
- Marie, P., 1946. Sur Laffiteina bibensis et Laffiteina monodi nouveau genre et nouvelles espèces de foraminifères du Montien: Soc. Geol. France, Bull, sér 5, tome 15, (1945), fasc. 7-8, p. 430. Paris,
- Meriç, E., 1985. Loftusia anatolica Meric'in, Neo-Tetis içindeki yayılımı: T.J.K., Bttlt., 28/1.
- Meriç, E. ve Tansel, İ., 1987, Haymana Havzasında (Orta Anadolu) Laffiteina bibensis Zonunun stratigrafik yayılımı: Cumhuriyet Univ., Mühendislik Fak., Derg., Yerbilimleri, 4/1, 87-95.
- Neumann, M., 1958. Revision des Orbitoidides du Cretace et de Eocene en Aquitaine occidentale: Mem, Soc, Geol France, No.83, Paris.
- Örçen, S., 1989, Munzur Dağlarının Akitaniyen Paleokoljisi ve Paleocografyası: T,PJ,D, Bült, 1/3, 201-211.
- Öztürk, A., 1973, Havza-Ladik-Taşova Bölgesinde yer alan Kuzey Anadolu Pay Zonunun sistematik etüdü: Doktora tezi, A.Ü.F.F., 109 s,
- Öztürk, A., 1979. Ladik-Destek yöresinin stratigrafisi: T.J.K, Bttlt., 22, 27^34.
- Samuel, O., Borza, K., Köhler, E., 1972, Microfauna and lithostratigraphy of the Paleogene: Geologic-ky Ustav DĪonyza S tura, Bratislava,
- Schlumberger, C. ve Munier-Chalmas, E., 1884, Note sur les Miliolidées trématophorées: Soc. Geol. France, Bull, 3/12, 629-630.
- Schwager, C, 1876, Saggio di una classificazione dei Foraminiferi avuto riguardo aile loro famiglie naturali: R. Comitato Geol. Italia, Bull, 7/11-12, 475-485.
- Serra-Kiel, J., Robador, A., Samso, MJ, Tosquella, J., 1990. The biostratigraphy and environmental distribution of bentbonic foraminifera: Introduction to the Early Paleogene of the South Pyrenean basin. IGCP project N. 286, Early Paleogene Benthos, October, 16-20, 69-74.
- Seymen, L, 1975, Keltik vadisi Kesiminde Kuzey Anadolu Fay Zonunun Tektonik Özelliği: Doktora Tezi, LT.Ü. Maden Fak. Yayını,
- Tambareau, Y., 1972. Thanetien supérieur et Illerdien inférieur des petites Pyrenees du plantaurel et des Chainoss audois: Trav, Lobor, Geologie-Petrol, . Univ. Paul. Sabatier, 1/2, p. 377. Toulouse.
- Temiz, H., 1989, Niksar (Tokat) güneydoğusunda Kuzey Anadolu Fay Zonunun jeolojik ve tektonik özellikleri: Yüksek Lisans Tezi, Cumhuriyet Üniv. Fen Bilimleri Enstitüsü.
- Terlemez, t ve Yılmaz, A., 1980. Ünye-Ordu-Koyulhisar-Reşadiye arasında kalan yörenin stratigrafisi: T.J.K. Bült, 23/2, 179492.
- Terquem, O., 1982, Les foraminifères de l'Eocene des environs de Paris: Soc. Geol France, Mém» 3,3/2, 1493.
- Terzioğlu, N., 1986, Reşadiye-Gölköy ve Koyulhisar arasındaki Tersiyer-Kuvaterner yaşlı volkanitlerinin genel stratigrafik özellikleri: Cumhuriyet Univ., Müh, Fak, Dergisi, Yerbilimleri, 3/1, 3-13.
- Tutkun, Z. ve İnan, S., 1982. Niksar-Erbaa (Tokat) yöresinin jeolojisi: Karadeniz Teknik Üniv., Yerbilimleri Derg., 2/1-2, 51-68.
- Türkiye Stratigrafi Komitesi, 1986, Stratigrafi Sınıflama ve Adlama Kuralları: Maden Tetikik ve Arama Genel Müdürlüğü, Ankara.
- Vella, P., 1957. Studies in new Zealand Foraminifera: New Zeland Geol, Survey, Paleont, Bull., 28, 1-64,
- Villatte, J., 1962, Etude stratigraphique et paléontologique du Montien des Petites Pyrenees du plantaurel: C.N.R.S., p. 331, Toulouse.

Levha I

Topluluk I

- Şekil 1: *Orbitoidies apiculatus* Schlumberger, eksenel kesit, 108, X43
Şekil 2-3: *Orbitoides médius* (d'Archiac), eksenel kesifler, 96, X53, X43
Şekil 4: *Ömphalocyclus macroporus* Lamarck, eksenel kesit, 96, X36
Şekil 5: *Hellenocyclina beotica* Reichel, eksenel kesit, 106, X44
Şekil 6: *Smoutina cruysi* Drooger, eksenel kesit, 92, X46
Şekil 7: *Sirtina orbitoidiformis* Brönnimann, eksenel kesit, 92, X38

Topluluk II

- Şekil 8: *Laffitteina bibensis* Marie, ekvatoryal kesit, 105, X41
Şekil 9-11: *Laffitteina bibensis* Marie, eksenel kesifler, 105, X38, X46, X46
Şekil 12-13: *Laffitteina aff. bibensis* Marie, eksenel kesifler, 103, XI12, XI17
Şekil 14: *Laffitteina aff. bibensis* Marie, ekvatoryal kesit, 105, X89
Şekil 15: *Rotalia et perovalis* Terquem, eksenel kesit, 104, X176
Şekil 16: *Kaîhina et delseota* Smout, eksenel kesit, 103, X41
Şekil 17: *Anomalina* sp., eğik kesit, 104, X102
Şekil 18: *Scandonea aff. samnitica* De Castro, eksenel kesit, 104, X100
Şekil 19: *Idalina aff. smjarica* Grimsdai, eksenel kesit, 105, X100

Plate I

Association I

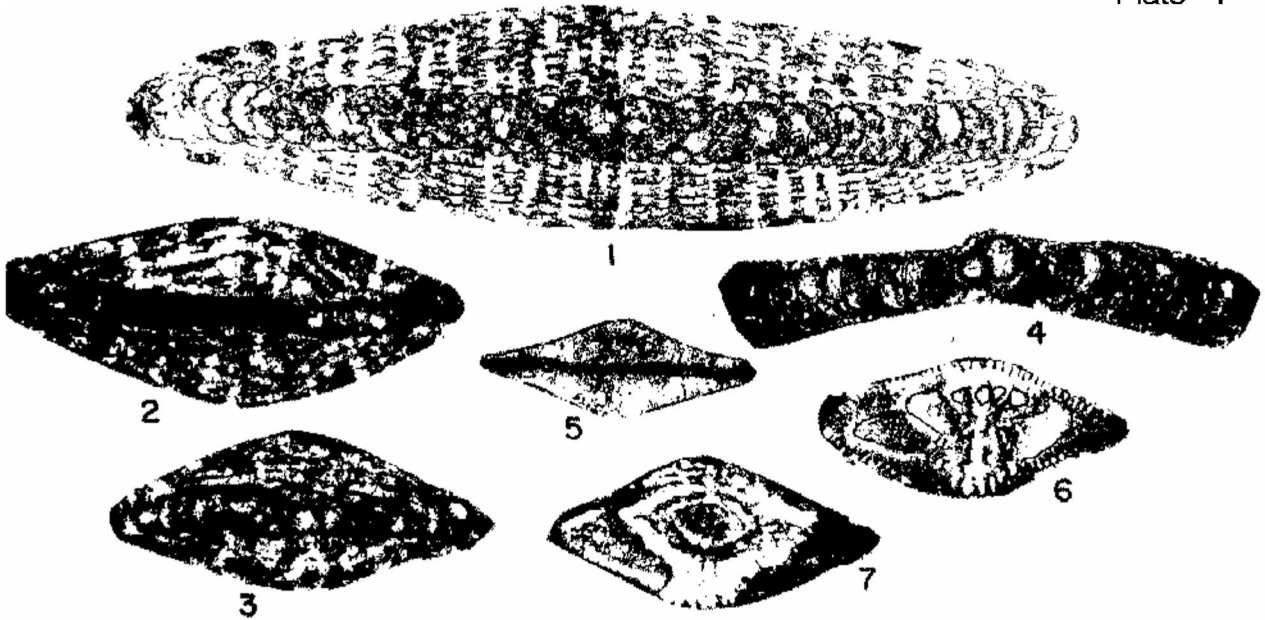
- Figure 1: *Orbitoides apiculatus* Schlumberger, axial section, 108, X43
Figure 2*3: *Orbitoidies médius* (d'Archiac), axial sections, 96, X53, X43
Figure 4: *Ömphalocyclus macroporus* Lamarck, axial section, 96, X36
Figure 5: *Hellenocyclina beotica* Reichel, axial section, 106, X44
Figure 6: *Smoutina cruysi* Drooger, axial section, 92, X46
Figure 7: *Sirtina orbitoidiformis* Brönnimann, axial section, 92, X38

Association II

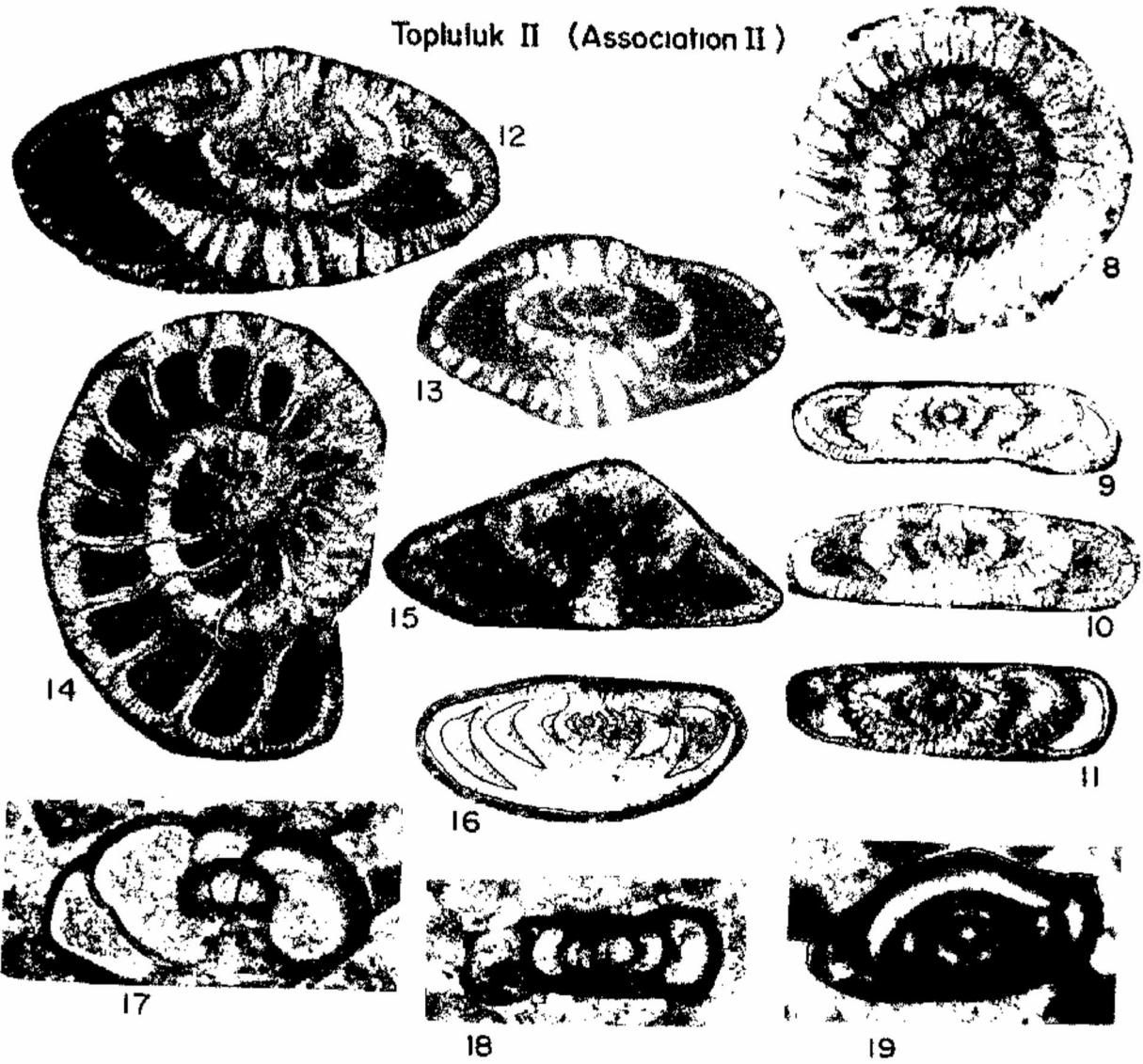
- Figure 8: *Laffitteina bibensis* Marie, equatorial section, 105, X41
Figure 9-11: *Laffitteina bibensis* Marie, axial sections, 105, X38, X46, X46
Figure 12-13: *Laffitteina aff. bibensis* Marie, axial sections, 103, XI12, XI17
Figure 14: *Laffitteina aff. bibensis* Marie, equatorial section, 105, X89
Figure 15: *Rotalia et perovalis* Terquem, axial section, 104, X176
Figure 16: *Kaîhina cf. delseota* Smout, axial section, 103, X41
Figure 17: *Anomalina* sp., tangential section, 104, X102
Figure 18: *Scandonea aff. samnitica* De Castro, axial section, 104, X100
Figure 19: *Idalina aff. smjarica* Grimsdale, axial section, 105, X100

Topluluk I (Association 1)

Levha I
Plate I



Topluluk II (Association II)



HATAY ALTIN YATAKLARININ JEOKİMYASAL OLARAK İNCELENMESİ

"Geochemical investigation of Hatay gold deposits"

DOĞAN AYDAL AÜFF Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Beşevler-Ankara
MEHMET BÜLBÜL IPAQ Arastana Merkezi, Ankara
YUSUF K. KADIOÖLU AÜFF Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Beşevler^Ankara

ÖZ i Bu çalışmada, Hatay-Kisecik köyü çevresindeki altınlı kuvars ve sülfid damarları ile bu damarların çevresinde oluşan alterasyon zonları ve yan kayaçların jeokimyasal özellikleri ayrıntılı olarak incelenmiştir.

Yapılan çalışma sonucu, altınca zengin sülfid damarlarının ve kuvars damarlarının etrafındaki alterasyon zonlarının çeşitli hidrotermal ürünlerce zenginleştiği, hatta, çok düşükte olsa yer yer altın ve gümüş içerdikleri belirlenmiştir.

Aynı durum, daha azalan değerlerde, bu damarlara yan kayaç konumunda bulunan diyabaz dayakları ve gabrolarda da gözlenmiş, ancak bu kayaçların altın ve gümüş içermemesi belirlenmiştir.

Altınca zengin kuvars ve sülfid damarları, nadir toprak elementleri ve iz element kapsamı bakımından da, oldukça farklıdır. Mevcut ortak elementlerdeki miktar farklılıklarının yanı sıra, sülfid damarlarının değişen miktarlarda Sc, Co, Rh, Cd, In, Sn, Sb, I, Cs, Ba, Hf, Ta, W, Ir, Pt, La» Ce, Pr, Tb, Ho, Yb ve U içerdiği, buna karşılık, altınlı kuvars damarlarında mevcut Br, Rb, Y, Zr, Nb, Gd, Tm, Po, Cu, Sr, Th, Pa ve Fr'un sülfid damarlarında olmadığı belirlenmiştir.

Ayrıca kuvars, arsenopirit, kalkopirit, sfalerit ve pirit içinde nabit veya dissimine olarak bulunan altın tanelerinde yapılan analizlerde, altın tanelerinin saf olmadığı, toplam 38 elementi, değişen çeşit ve miktarlarda içerdikleri belirlenmiştir.

Çeşitli jeolojik ve mineralojik farklılıkların yanı sıra jeokimyasal olarak belirlenen bu farklılıklar da göz önüne alındığında çalışılan alandaki altınlı kuvars damarları ile sülfid damarlarının değişik kaynaklardan gelmiş olabilecekleri sonucuna varılmıştır.

ABSTRACT: In this paper, the important geochemical features of the auriferous quartz veins and sulphide lodes as well as surrounding alteration zones and the host rock were investigated in detail.

Work to date has shown that the surrounding alteration zones of the veins and the host rocks were affected by hydrothermal fluids in various degrees but in decreasing values towards to the host rocks.

The alteration zones were found to be enriched gold and silver, whereas the host rocks, diabase dikes and gabbros were found to be affected by hydrothermal fluid but free of gold and silver at all,

Another results of this study is that to show the geochemical differences between trace and rare earth elements (REE) contents of the auriferous quartz veins and sulphide lodes.

It is found that the auriferous sulphide lodes contain Sc, Co, Rh, Cd, In, Sn, Sb, I, Cs, Ba, Hf, Ta, W, Ir, Pt, La, Ce, Pr, Tb, Yb, Lu and In various grades, beside common elements with auriferous veins, whereas the auriferous veins contain some Ba, Rb, Y, Zr, Nb, Cd, Tm, Po, Eu, Ru, Sr, Th, Pa, Re and Fr, which are never met in the sulphide lodes.

Furthermore, 38 elements were detected in various combination in gold particles, which are mainly found in quartz, arsenopyrite, chalcopyrite, sphalerite and pyrite as native or disseminated grain.

According to the stated differences, besides the geological and mineralogical differences, it is surely believed that the sources of the auriferous quartz veins and the sulphide lodes should have been different,

GİRİŞ

Hatay-Keseik altın madeni olarak adlandırılan bölge Kızıldağ ofiyolitinin güneydoğu kesiminde, Antakya il merkezinin 11 km kuzey batısında yer almaktadır (Şekil 1).

Bölgede halen iki özel kuruluş maden arama ve ön üretim çalışmaları yapmaktadır. Deneme mahiyetinde ilk altın üretimi de gerçekleştirilerek 5,5 kg kadar saf altın üretilmiştir.

Çalışma alanı ve yakın çevresini de içine alan mevcut jeolojik birimlerin tanınması amacıyla, yapılan bir çok jeolojik çalışma mevcuttur (Dubertret, 1953; Vuagnat ve Çoğulu, 1967; Çoğulu, 1973; Aslaner, 1973; Çoğulu, 1974; Deialoye ve diğerleri, 1980; Selçuk, 1981; Erendil, 1984 ve Erendil ve Tekeli, 1986).

Kiseik bölgesinde altın aramaları ile ilgili olarak yürütülmüş bulunan çeşitli çalışmalar da mevcuttur (Ericson, 1940; Wykerslooth, 1942; Romieux, 1942; Molly, 1955; Alpan, 1985; Aydal, 1989 ve Aydal 1991).

Bu çalışmada ise, altınlı kuvars ve sülfid damarlarının özellikleri jeokimyasal verilerin ışığında incelenmiş ayrıca bu damarların çevresindeki alterasyon zoniarındaki değişim ve yan kayaçlar ile olabilecek jenetikiüşkaer araştırılmıştır.

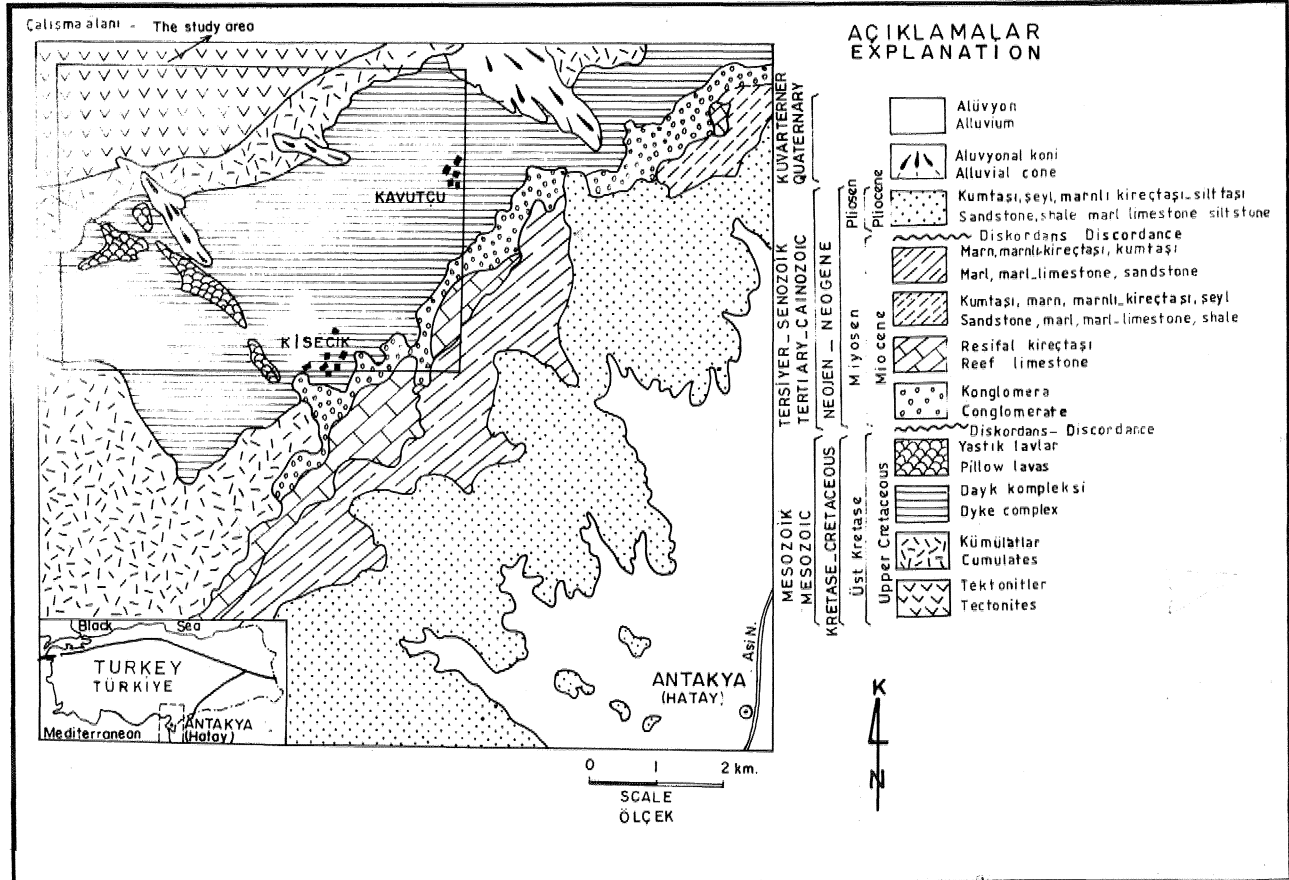
Jeolojik ve mineralojik araştırmalar daha önceki çalışmalarda ayrıntılı olarak verildiğinden bu çalışma içinde çok az olarak değinilecektir,

GENEL JEOLJİ

AHokton bir kütle olan Kızıldağ ofiyolit kompleksi, Amanos Dağları'nın güneybatısındaki en son bölümdür, İskenderun-Belen-Bedirge-Antakya-Çevlik arasında yaklaşık 800 km² lik bir alanda KD-GB yönünde yayılım gösteren Kızıldağ ofiyolitlerinde ofiyolitik dizinin bütün kaya türlerini bulmak mümkündür, Kızıldağ ofiyolitlerinin genelde, yaşlıdan gence doğru, tektonik, kümülat» diyabaz dayk kompleksi, yastık lavlar ve volkano-sedimenter kayaçlar olarak beş ana bölümden oluştuğu ifade edilmektedir. Bunlara ek olarak kümülatlar ve tektonitler arasında mevcut bir poikilitik zonun varlığı da ileri sürülmüştür (Tekeli ve Erendil, 1986).

Bölgede, bu okyanus malzemesi ile kıtasal kabuk ilişkisinin faylı olduğu ve durumun Kazankaya penceresi olarak adlandırılan alanda çok net olarak gözlenebildiği belirlenmiştir (Rheid ve Jackson, 1981).

Alt-Orta Maestrihtiyen'de Kızıldağ ofiyolitlerinin derin deniz sedimanlarından oluşan volkano-sedimenter



Şekil 1: Çalışılan bölgenin basitleştirilmiş jeolojik haritası (Selçuk, 1981) den değiştirilerek alınmıştır.

Figure 1: Simplified geological map of the study area Modified from (Selçuk, 1981),

HATAY ALTIN YATAKLARI

kayaçlarla birlikte itilerek Arap plakasının karbonat platformu üzerine yerleştiği düşünülmektedir (Dubertret, 1953; Vuagnat ve Coğulu, 1967; Delaioye ve diğerleri, 1980),

Bindirme sırasında Kızıldağ ofiyolitleri de kendi içerisinde oluşan ekaylarla birbirleri üzerine itilmişlerdir, Bölgedeki kompresyon kuvvetinin KB-GD olduğu ve ofiyolüerin KB'den itilerek Arap plakasının üzerine bindirdiği ifade edilmektedir. Özellikle çalışılan bölgede cevher mineralleri tarafından dolgularan fayların bir çoğunun KB-GD doğrultulu olmaları da bu görüşü desteklemektedir.

Otokton birimler ile allokton bir birim olan Kızıldağ ofiyolitleri üzerine açık bir uyumsuzlukla genç otokton birimler gelmektedir» Üst Maestrihtiyen konglomeraları ile başlayan bu birimler Paleosen, Eosen, Orta-Üst Miyosen ve Pliyosen sedimanları ile devam etmektedir (Selçuk, 1981),

Bölgedeki altın zenginleşmeleri, altınlı kuvars damarları ve altınlı sülfid damarları olmak üzere İM şekilde görülmektedirler. Genelde diyabaz daykaları arasında ve tektonik zonlarına yerleşen bu damarlar yer yer izotop gabronun üst seviyelerindeki tektonik zonlarda da görülmüşlerdir.

Her İki halde de damarların çevresinde gri renkli

Altınlı Sulfid Damarları	Altınlı Kuvars Damarları	Değişim Zonları			
		Deformasyon	Başleşme	Alterasyon	Alterasyon
Kuvars	Kuvars	—	—	—	—
Kalsit	Kalsit	—	—	—	—
Pirit	Pirit	—	—	—	—
Pirotin	Pirotin	—	—	—	—
Arsenopirit	Arsenopirit	—	—	—	—
Altın	Altın	—	—	—	—
Kalkopirit	Kalkopirit	—	—	—	—
Sfalerit	Sfalerit	—	—	—	—
Skorodit	Skorodit	—	—	—	—
Kalkosin	Kalkosin	—	—	—	—
Kovellin	Kovellin	—	—	—	—
Klorit	Klorit	—	—	—	—
Neodigenit	Neodigenit	—	—	—	—
Föhlerz	Föhlerz	—	—	—	—
Markasit	Markasit	—	—	—	—
Limonit	Limonit	—	—	—	—
Serisit	Serisit	—	—	—	—

Çizelge 1: Altınlı kuvars damarları ve sülfid damarlarındaki mineral parajenezleri.

Table 1: Mineral paragenesis of the auriferous quartz veins sulphide lodes.

killeşmiş bir zonun varlığı dikkat çekmektedir. Bu Mili zonlar da genelde hematitleşmiş-limonitleşmiş zonlarla kuşatılmışlardır (Aydal, 1989). Yapılan DXA, analizleri ve XRD çalışması sonucu bunların montmorillonit» illit ve smektit oldukları belirlenmiştir. Ortamda az miktardaki karbon içeriğinin, killerin rengini gri-maviye çevirdiği düşünülmektedir.

Kuvars ve sülfid damarlarına ait mineral parajenezleri (Çizelge 1) de sunulmuştur. Bölgede mevcut damarların genelde N5 W, N60 W, N70 W ve N 85 W yönlü fay, çatlak ve benzeri tektonik yapılar içinde bulunduğu belirlenmiştir (Aydal, 1989).

Damar kalınlıkları çok değişken olmakla beraber kuvars damarlarının kalınlığının 1 cm den 5 m. ye kadar, sülfid damarlarının ise 1 cm den 140 cm ye kadar değiştiği gözlenmiştir,

JEOKİMYASAL İNCELEMELER

Alman numunelerde yapılan çalışmalar, tam kaya analizleri, altın-gümüş analizleri ile nadir toprak elementleri ve iz element analizleri olarak üç ana gruba gerçekleştirilmiştir.

	Altınlı kuvars damarları (Diyabaz yan kayaçtır) X̄ (n=26)	Altınlı sülfid damarları (Diyabaz yan kayaçtır) X̄ (n=23)	Altınlı kuvars damarları (Gabra yan kayaçtır) X̄ (n=9)
SiO ₂	79.976 (61.94 - 88.03)	41.470 (28.11 - 60.0)	65.58 (77.52 - 89.45)
MgO	0.205 (a.d. - 0.55)	0.71 (0.03 - 1.25)	0.01 (a.d. - 0.05)
CaO	0.105 (a.d. - 0.40)	0.21 (a.d. - 0.80)	0.66 (a.d. - 0.09)
Fe ₂ O ₃	6.45 (2.65 - 13.3)	23.20 (14.24 - 32.2)	4.43 (2.22 - 9.97)
Al ₂ O ₃	0.275 (0.10 - 0.70)	0.325 (0.10 - 0.90)	0.26 (0.152 - 0.599)
Na ₂ O	0.10 (a.d. - 0.15)	0.210 (a.d. - 0.55)	0.09 (a.d. - 0.190)
TiO ₂	0.041 (a.d. - 0.60)	0.183 (0.00 - 0.40)	0.026 (0.0006 - 0.066)
Al ₂ Si ₂	1.714 (0.60 - 3.62)	4.84 (0.2 - 17.2)	1.27 (0.56 - 2.60)
K ₂ O	1.484 (0.147 - 4.33)	13.82 (6.53 - 36.05)	0.73 (0.316 - 1.71)
Zn	0.214 (0.09 - 1.30)	3.29 (0.70 - 7.30)	0.12 (0.09 - 0.19)
Cu	0.239 (0.09 - 0.765)	2.03 (0.26 - 3.70)	0.16 (0.077 - 0.251)
P	0.319 (a.d. - 0.773)	3.3 (2.01 - 4.70)	0.419 (0.010 - 1.147)
Li ₂ O	0.027 (0.01 - 0.10)	0.1 (0.02 - 0.2)	0.055 (0.012 - 0.180)
K ₂	0.067 (0.005 - 0.208)	0.07 (0.04 - 0.1)	0.015 (0.001 - 0.020)
K ₁	0.06 (a.d. - 0.055)	0.06 (0.04 - 0.09)	0.089 (0.085 - 0.094)
W ₂ O ₆	0.01 (0.01 - 0.02)	4.46 (1.27 - 6.16)	5.21 (3.47 - 6.92)
K ₂ SO ₄	0.72 (0.57 - 13.3)	10.14 (1.27 - 30.8)	2.39 (0.11 - 10.1)
K ₂ CO ₃	0.03 (0.03 - 23.8)	22.313 (1.00 - 100)	3.88 (1.97 - 10.1)
Toplam	100.23	99.46	99.631
K ₂ O/g	0.364	0.43	0.77

Not: Toplam Fe, Fe₂O₃ olarak ölçülmektedir.

Çizelge 2: Altınlı kuvars ve sülfid damarlarının tam kaya kimyasal analizleri.

Table 2: Whole-rock chemical analysis of the auriferous quartz veins and sulphide lodes.

Cevher ve yan kayaç (karot, oluk ve/veya nokta numuneleri) tam kaya analizlerinde özellikle Demir Çelik İşletmeleri ve M.T.A. Genel Müdürlüğü imkanlarından faydalanılmıştır, SiO₂, MgO, CaO, Al₂O₃, Zn, Cu, As, Ti değerlerinin elde edilmesinde bilgisayarlı ARL tipi emisyon spektrometre kullanılmıştır. Mn, V, Pb, Cd analizlerinde ise yarı kantitatif optik spektrografik analiz metodu uygulanmıştır. Numunelerdeki K₂O ve Na₂O analizleri ise klasik yaş analiz metodları ile yapılmıştır.

Altın-gümüş analizleri ise Meda-Steel-Bruxelles, Nerco-America, M.T.A» Etibank, Kütahya gümüş tesis-

leri, Keban Tesisleri ve Çinkur Tesislerinde kontrollü olarak yaptırılmıştır, Analizler esnasında atomik absorpsiyon spektrometre ve ICP kullanılmıştır.

İz elementlerin ve nadir toprak elementlerinin (REE) tayininde ise TP, A.O. araştırma merkezindeki imkanlardan faydalanılmış ve değerler JEOL-JSM-840 A tipi Tarımalı Elektron mikroskobuna (SEM) bağlı X-ışını Mikroanaliz spektrometresiyle yapılan analizler sonucu elde edilmiştir. Çalışmalar esnasında aynı numüne birkaç kez analiz edildiği gibi, analiz süreleri de oldukça yüksek tutularak sonuçların hassasiyet ve güvenilirliği artırılmıştır.

Altınlı Kuvars Damarları (n=31)					Altınlı Sülfid Damarları (n=110)					Altınlı Kuvars Damarları (n=31)					Altınlı Sülfid Damarları (n=110)				
% min	% max.	% X	m		% min	% max.	% X	m		% min	% max.	% X	m	% min	% max.	% X	m		
Cl	0.19	0.53	0.34	6	0.03	26.24	5.33	14	Sb	-	-	-	-	0.16	0.81	0.48	5		
K	0.15	4.94	0.93	22	0.01	1.64	0.1	29	Te	0.17	0.59	0.35	3	0.09	0.30	0.18	4		
Sc	-	-	-	-	0.03	0.12	0.05	13	I	-	-	-	-	0.03	0.39	0.12	8		
Ti	0.13	0.45	0.35	3	0.02	1.12	0.43	14	Ce	-	-	-	-	0.13	0.32	0.27	5		
V	0.01	0.03	0.15	3	0.01	0.13	0.08	14	Be	-	-	-	-	0.04	1.22	0.59	8		
Cr	0.02	0.05	0.03	4	0.1	0.29	0.11	21	Hf	-	-	-	-	0.17	3.62	0.69	5		
Mn	0.13	0.24	0.21	4	0.06	0.71	0.26	17	Ta	-	-	-	-	0.36	0.81	0.58	2		
Co	-	-	-	-	0.03	0.60	0.29	8	W	-	-	-	-	0.15	1.20	0.55	3		
Ni	0.10	0.26	0.18	4	0.12	0.72	0.48	15	Ir	-	-	-	-	0.47	44.38	13.27	7		
Ga	0.01	0.01	0.01	1	0.08	1.68	0.58	5	Pt	-	-	-	-	0.59	13.91	3.83	7		
Ge	0.03	0.23	0.18	3	0.54	0.54	0.54	1	Pb	2.82	2.82	2.82	1	48.89	89.09	73.55	3		
Se	0.37	1.32	0.62	4	0.01	1.77	0.89	2	La	-	-	-	-	0.12	1.13	0.34	6		
Br	0.61	0.61	0.61	1	-	-	-	-	Ce	-	-	-	-	0.01	0.34	0.20	9		
Rb	0.3	0.50	0.23	2	-	-	-	-	Pr	-	-	-	-	0.02	1.35	0.29	10		
Y	1.57	5.16	3.11	3	-	-	-	-	Nd	0.02	0.04	0.03	2	0.02	0.70	0.24	11		
Zr	0.7	1.77	1.3	4	-	-	-	-	Sm	0.32	0.84	0.52	6	0.09	0.76	0.40	10		
Nb	0.92	3.54	2.29	4	-	-	-	-	Gd	4.52	5.87	5.19	2	-	-	-	-		
Rh	-	-	-	-	0.46	1.10	0.71	3	Tb	-	-	-	-	0.71	0.71	0.71	1		
Pd	0.22	0.62	0.35	3	0.04	0.50	0.25	9	Ho	-	-	-	-	0.35	0.48	0.41	2		
Cd	-	-	-	-	0.03	0.90	0.36	15	Tm	0.33	0.95	0.64	3	-	-	-	-		
In	-	-	-	-	0.01	0.36	0.20	11	Yb	-	-	-	-	0.94	1.85	1.33	5		
Sn	-	-	-	-	0.07	9.49	4.78	2	Lu	-	-	-	-	1.04	2.05	1.76	4		
									U	-	-	-	-	0.07	3.35	1.03	4		

n = Analiz sayısı
m = Analizlerde ortaya çıkma sayısı
(-)= Belirlenemeyenler

Çizelge 3: Altınlı kuvars ve sülfid damarlarındaki iz ve nadir toprak elementleri analizleri.

Table 3: Trace and rare earth elements content of the auriferous quartz veins and sulphide lodes.

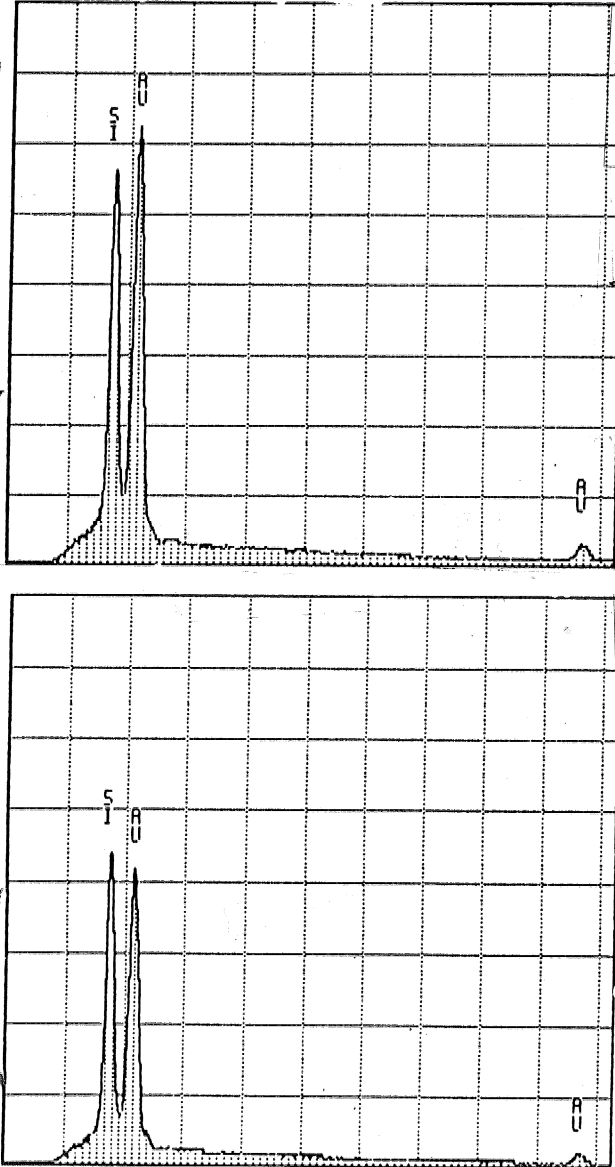
HATAY ALTIN YATAH.ARI

Altınlı kuvars ve sülfid damarlarındaki Au/Ag oranları (Çizelge 2) de gösterilmiştir. 0,335 ile 0,77 arasında değişen Au/Ag değerlerinin Böyle (1979) sınıflamasına göre Tersiyer yaşlı cevherleşmelere uyum gösterdiği söylenebilir.

Sülfid damarlarındaki bazı nokta analizlerinde oldukça yüksek olarak nitelenebilecek (118, 140» 144, 156.5 gr/ton Au) değerler elde edilmişse de, Au değerinin genelde 1*27-30,8 gr/ton arasında değiştiği gözlenmiştir.

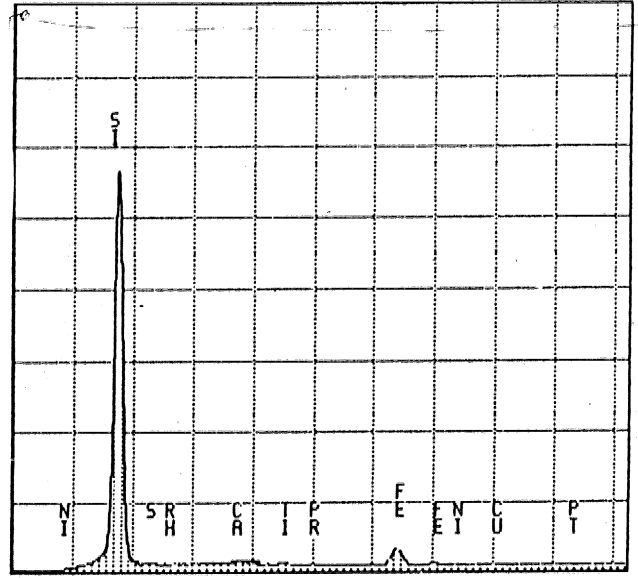
Kuvars damarlarında ise Au değerinin 0,87-15,8 gr/ton arasında değiştiği belirlenmiştir (Çizelge 2).

Numune alımları, nokta, oluk, karot gibi değişik



Şekil 2: Altın tanesinin değişik noktalarından alınan x-ışım spektrumu*

Figure 2: X-ray spectrums, which were taken from the two different spots of the same gold particle surface.



Şekil 3: Çalışılan bölgede Platin varlığını gösteren x-ışını spektrumu.

Figure 3: X ray spectrum, which show Pt occurrence in the study area.

Kilileşmiş Zon	Hematitleşmiş ve Limonitleşmiş Zon							
	n=11)				n=9)			
% wt	min.	max	\bar{x}	m	min.	max.	\bar{x}	m
Mg	5.52	10.19	8.35	11	0.66	3.69	2.49	7
Al	8.06	15.33	12.69	11	1.02	1.60	1.23	4
Si	30.43	48.15	40.83	11	39.54	77.88	56.99	9
S	1.27	3.31	2.65	4	-	-	-	-
CL	-	-	-	-	0.16	0.25	0.22	3
K	0.04	0.07	0.06	7	0.09	0.31	0.17	6
Ca	0.21	0.40	0.32	6	0.34	0.73	0.62	9
Ti	0.51	0.80	0.70	6	0.67	0.75	0.71	4
Cr	0.03	0.05	0.04	2	-	-	-	-
Mn	0.41	0.63	0.45	4	0.20	0.57	0.36	4
Fe	27.58	32.68	29.6	11	18.86	54.85	38.21	9
Ni	-	-	-	-	0.29	0.29	0.29	1
Cu	0.03	0.16	0.42	4	0.11	0.44	0.22	8
Zn	0.26	0.57	0.43	4	0.02	0.05	0.03	4
Rh	-	-	-	-	0.57	0.57	0.57	1
Pd	0.42	0.42	0.42	1	-	-	-	-
Hf	0.77	0.81	0.79	4	0.62	0.62	0.62	1
Ta	0.53	0.53	0.53	1	-	-	-	-
Re	2.60	2.60	2.60	1	-	-	-	-
Ir	2.41	2.41	2.41	1	1.96	1.96	1.96	1
Pt	-	-	-	-	0.39	0.39	0.39	1
Lu	-	-	-	-	1.70	1.70	1.70	1

Çizelge 4: Kilileşmiş ve hematitleşmiş-limonitleşmiş zonların tam kaya analizleri.

Table 4: Whole-rock analysis of the argillitized and hematitized-limonitized zones.

n = Analiz sayısı

m = Analizlerde ortaya çıkma sayısı

(-) = Belirlenmemiş

şekillerde olduğundan, zaman içinde yapılacak en sistematik çalışmalar ile bu değerlerinin belli ölçüde değişmesi muhtemel görülmektedir.

Daha önce yapılan detay mineralojik çalışmalar ve sıvı kapanım çalışmaları ile altınlı kuvars damarlarının oluşum sıcaklığının 160°C-290°C, altınlı sülfid damarlarının oluşumunun ise 270°C-400°C arasında gerçekleştiği belirlenmiştir (Aydal, 1989). Çalışmalar sonucunda, bu iki gruptaki nadir toprak elementleri ve iz elementlerinin miktar ve çeşitlerinin oldukça farklı olduğu gözlenmiştir (Çizelge 3).

tki grupta ortak olarak mevcut bulunan çeşitli elementlerin miktarlarındaM değişikliklerin yanısıra altınlı sülfid damarlarının Sc, Co, Rh, Cd, In, Sn, Sb, I, Cs, Ba, Hf, Ta, W, ir, Pt, La, Ge, Pr, Tb, Ho, Yb» Lu ve U içerdiği, buna karşılık altınlı kuvars damarlarında bulunan Br, Rb, Y, Zr, Nb, Gd, Po, Eu, Ru, Sr, Th, Pa, Re ve Fr'un sülfidli damarlarda olmadığı belirlenmiştir.

Çalışılan X-ışını mikroanaliz spektrometresi analiz programında bazı nadir elementlere ilişkin referansların bulunmaması sebebiyle Po, Eu, Ru, Sr, Th, Pa, Re ve Fr elementlerinin kantitatif değerleri hesaplanmadığından, bunlara ilişkin sonuçlar kalitatif olarak değerlendirilmiştir.

iki gruptaki bu farklılıklara rağmen altın artışının her iki damar tipinde de As, Cu ve Zn ye bağlı olduğu belirlenmiştir (Aydal, 1989; Aydal. 1991),

Çalışma esnasında, özellikle kuvars ve sülfid damarları esas alınmış olmakla beraber, bu damarların çevresindeki killeşmiş ve limonitleşmiş-hematitleşmiş zonlardan da sistematik olarak numune alınmış ve sonuçlar İM ayrı grup olarak değerlendirilmiştir (Çizelge 4),

Mavi ve grinin çeşitli tonlarında görülen killeşmiş zonda belirlenemeyen Ci» Ni, Pt ve Lu'un çok az oranlarda da olsa limonitleşmiş-hematitleşmiş zonlarda da görüldüğü buna karşılık killeşmiş zonlarda belirlenen S, Cr, Pd, Ta ve Re'un hematitleşmiş-limonitleşmiş zonlarda bulunmadığı belirlenmiştir*

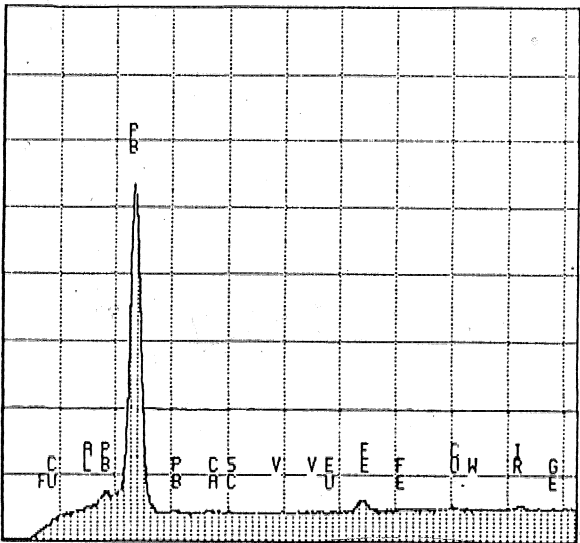
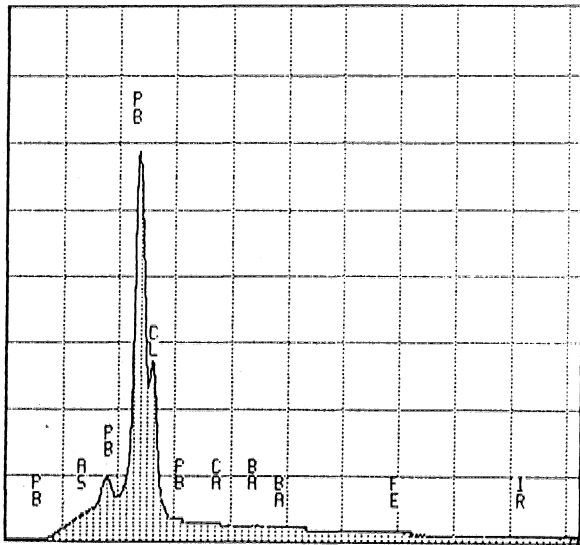
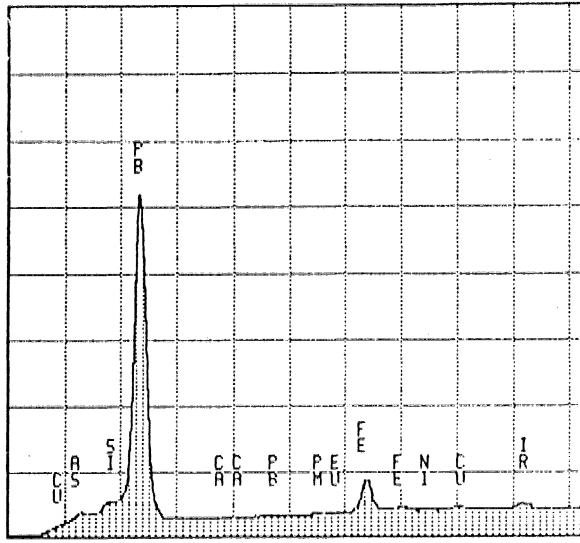
Ayrıca, bu damarlara yayı kayaç konumunda diyabaz daykan ve gabrolar ile yakın çevresinde altınlı damar görülmeyen diyabaz daykan ve gabrolardan da örnekler alınarak iki guruba ait analizler karşılaştırılmış» aralardaki farklılıklar ortaya konmuştur (Çizelge 5). Buna göre, hidrotermal damarlara kontağı bulunan diyabaz daykan ve gabrolarda belirgin As, Zn, Cu, S, P2O5 artışları gözlenmiştir*

Bu araştırmaların yanısıra mineral bazında da detay çalışmalar ve özellikle altın taneleri ile altın tanelerinin

	Altınlı damarlarla kontaklı bulunan Diyabaz daykları		Altınlı damarlarla kontaklı bulunmayan Diyabaz daykları		Altınlı damarlarla kontaklı olan Gabrolar		Altınlı damarlarla kontaklı olmayan Gabrolar	
	\bar{x} (n=6)	range	\bar{x} (n=6)	range	\bar{x} (n=6)		\bar{x} (n=5)	
SiO ₂	50.02	43.6 - 54.68)	52.49	(48.70 - 55.0)	47.05	(41.41 - 49.47)	48.08	(46.73 - 49.02)
TiO ₂	10.0	(7.077- 17.21)	8.84	(6.02 - 13.60)	9.55	(8.067 - 10.629)	9.52	(8.56 - 11.03)
Al ₂ O ₃	2.40	(3.09 - 5.71)	7.45	(5.50 - 8.50)	11.205	(8.04 - 11.205)	11.06	(6.03 - 12.07)
Fe ₂ O ₃	9.38	(8.69 - 11.15)	8.81	(8.20 - 10.0)	5.75	(5.2 - 6.43)	7.34	(4.43 - 9.36)
K ₂ O	0.237	(0.18 - 0.399)	0.358	(n.d. - 0.84)	0.249	(0.206 - 0.302)	0.25	(0.21 - 0.313)
Na ₂ O	1.45	(1.39 - 1.46)	2.83	(1.78 - 3.93)	1.165	(1.15 - 1.21)	1.50	(1.05 - 2.09)
TiO ₂	0.61	(0.36 - 0.862)	0.55	(0.24 - 0.99)	0.313	(0.293 - 0.333)	0.30	(0.28 - 0.323)
Al ₂ O ₃	14.56	(13.50 - 15.58)	13.916	(12.0 - 15.50)	13.91	(14.50 - 17.95)	17.16	(16.91 - 18.85)
MnO	0.154	(0.050- 0.235)	0.11	(0.05 - 0.18)	0.082	(0.061 - 0.1)	0.11	(0.09 - 0.14)
As	0.556	(0.239- 0.105)	0.092	(0.07 - 0.105)	0.250	(0.184 - 0.305)	0.009	(n.d. - 0.01)
Zn	0.123	(0.080- 0.212)	0.089	(0.070- 0.11)	0.066	(0.031 - 0.082)	n.d.	
Cu	0.11	(0.070- 0.222)	0.070	(0.04 - 0.098)	0.006	(0.001 - 0.010)	n.d.	
S	0.275	(n.d. - 1.207)	0.236	(0.117- 0.332)	0.005	(0.001 - 0.008)	0.012	(0.006- 0.013)
P ₂ O ₅	0.132	(0.025- 0.038)	0.04	(0.02 - 0.058)	0.024	(0.013 - 0.032)	0.05	(0.03 - 0.055)
Ni	0.205	(0.078- 0.30)	0.10	(0.07 - 0.12)	0.083	(0.042 - 0.12)	0.15	(0.092- 0.167)
K.K.	8.89	(5.77 - 11.02)	3.31	(2.32 - 4.37)	8.65	(4.13 - 12.31)	3.42	(1.56 - 5.015)
Toplam	99.47				100.436		99.391	

Not: Toplam Fe, Fe₂O₃ olarak görülmektedir.

Çizelge 5: Altınlı damarların içinde bulunduğu ve bulunmadığı diyabaz dayklarıyla gabroların tam kaya analizleri.
Table 5: Whole-rock chemical analysis of the diabase dikes and gabbros, which have not got a direct contact with any auriferous veins.



Şekil 4: İsmi belirlenmeyen Pb, ir, Ba ve Cl ca zengin mineralin x-ışını spektrumu (Minerallerle ilgili kimyasal tablolar Tablo 11 de verilmiştir),

Figure 4: X-ray spectnims of the unnamed minerals which are rich in Pb, Ir, Ba and CL (Chemical analysis of these minerals were shown on table 11),

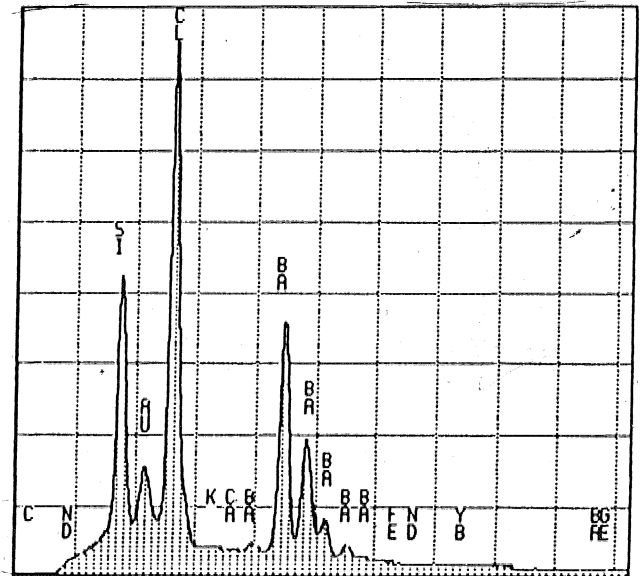
içinde bulunduğu arsenopirit, kalkopirit, sfalerit ve pirit minerallerinde nadir toprak elementleri ve iz element çalışmaları da yapılmıştır (Çizelge 6, 7, 8,9),

Altın tanelerinde ve diğer bazı minerallerde yapılan bir diğer çalışmada tane içindeki element dağılımının her noktada değişik olduğunun gösterilmiş olmasıdır. Gerek altın gerek altının içinde bulunduğu arsenopirit, kalkopirit, sfalerit ve piritte yapılan nokta analizlerde ise aynı mineral üzerinde değişik noktalarda yapılan analizlerin birbirine tam uymadığı görülmüştür (Şekil 2 ve Çizelge 6).

Bölgede dikkat çeken bir diğer husus ta, sadece bir ocaktaki sülfid damarlarında platin zenginleşmesine rastlanmış olmasıdır. Taramalı elektron mikroskop (SEM) çalışmaları esnasında yapılan semikantitatif nokta analizlerde % 13 değerine kadar ulaşan Pt değerleri elde edilmiştir. Pt anomalisi elde edilen ocakta, iridyumun da başka numunelerde oldukça yüksek değerlerde bulunması platinin bu bölgedeki varlığını güçlendirici delil olarak düşünülmektedir (Çizelge 10 ve Şekil 3), Bir ocak dışında başka bir yerde Pt zenginleşmesine rastlanmaması da ayrıca araştırmaya değer görülmektedir.

Çalışma esnasında ilgi çeken bir diğer durum da sülfid damarları içindeki kuvars ve arsenopirit kristalleri içinde bulunan bazı kapammların Pb ve Ir'ca çok zengin olması, hatta Pb değerinin bazı nokta analizlerinde % 89,09 değeri, iridyumun da % 44,38 değerine kadar ulaşmasıdır. Yer yer Ba ve Cl ile de çeşitli kombinasyonlar oluşturan, bu kurşunlu inklüzyonların hangi mineral oldukları anlaşılamamıştır (Şekil 4 ve 5; Çizelge 11 ve 12). Ek çalışmalar sürdürülmektedir.

Bir başka İlginç durum da, sülfidli damarlarda az da olsa görülen ve epitermai yataklarda görülmesi noraial



Şekil 5: Ba ve Cl ca zengin tanımlanamamış mineralin x-ışını]spektrumu.

Figure 5: X-ray spectrums of the unnamed mineral, which is rich in Ba and CL

AYDAL-BÜLBÜL-KADIOĞLU

Çizelge 6: Kuvars, arsenopirit, sfalerit, kalkopirit ve pirit mineralleri içindeki altın tanelelerinin analizleri.

Table 6: Analysis of the gold particles in quartz, arsenopyrite, sphalerite, chalcopryrite and pyrite minerals*

	Au	Ag	Al	Si	S	Cl	K	Ca	Sc	Ti	V	Cr	Mn	Fe	Cd	Ni	Cu	Zn	Co	As	Y	Mo	Ag	Cd	Sr	Ba	Tb	Ir	Pd	La	Ce	Mo	Sr	Pb	Hf	Ta	U	Total	
KUWATS içinde	69.02	30.52	0.11	0.01	0.19	0.28																																	100
AU	69.35	14.36	0.29	0.13	0.46	1.65																					11.44			0.26	0.67	0.73	0.46					100	
Arsenopirit içinde	45.70	16.04	0.17	0.03	0.87	1.55																					6.25			0.82								100	
AU	45.70	16.04	0.17	0.03	0.87	1.55																					6.25			0.82								100	
Kalkopirit içinde	65.92	3.76	0.22	0.06	0.25	1.44																					2.84			0.03								100	
AU	65.92	3.76	0.22	0.06	0.25	1.44																					2.84			0.03								100	
Sfalerit içinde	70.55	4.24	0.15	0.07	0.21	0.25																					1.57											100	
AU	70.55	4.24	0.15	0.07	0.21	0.25																					1.57											100	
Pirit içinde	55.63	5.55	3.35	1.79	6.23	35.66																					0.74			0.24								100	
AU	55.63	5.55	3.35	1.79	6.23	35.66																					0.74			0.24								100	

	%	Fe	As	S	Si	Ca	Sc	Co	Cs	Cl	Cd	Ba	Cr	Cu	Ir	Sm	Pd	Zn	Sb	V	T	I	Pr	K	Ni	Total
A	40.51	21.87	34.43	3.04	0.12	0.04																				100
B	42.42	21.12	32.71	3.06	0.10	0.15																				100
2	32.74	19.59	36.08	4.54	0.22	0.36																				100
3	26.68	14.43	46.89	4.59	0.18	0.44																				100
4	20.96	6.69	5.16	14.69	0.09	0.90																				100
4b	72.41	6.75	5.46	14.76	0.09	0.14																				100
5	39.99	20.17	35.42	3.55	0.67	0.67																				100
6	37.14	22.48	37.15	2.99																						100
66	31.17	19.10	35.25	2.32	0.06	0.20																				100
13	38.63	19.57	40.76	0.86																						100
16	36.06	19.15	41.74	0.70																						100
17	37.92	19.57	41.44	0.65																						100
18	27.41	24.0	47.17	1.22																						100
34	40.11	19.53	39.17	0.75																						100
35	36.85	20.26	41.35	1.19																						100
52	11.77	11.08	11.82	60.52	4.02																					100
138	40.43	21.59	37.16	44.75	4.26																					100

Çizelge 7: Arsenopirit Minerallerinin analizleri.

Table 7: Analysis of the arsenopyrite minerals.

Element	K-ratio	Z	A	F	Atom%	Wt%
Ni-K	0.013	0.968	1.281	0.987	1.48	1.58
S -K	0.072	0.918	2.149	0.995	24.09	14.03
Rh-L	0.003	1.051	1.495	0.989	0.25	0.46
Ca-K	0.034	0.922	1.469	0.971	6.08	4.42
Ti-k	0.033	1.003	1.277	0.939	4.53	3.74
Pr-L	0.013	1.111	1.010	0.932	0.53	1.35
Fe-K	0.538	0.991	1.097	0.985	56.72	57.53
Cu-K	0.023	1.012	1.220	0.980	2.40	2.77
Pt-L	0.110	1.210	1.041	1.000	3.93	13.91
Total=						100.00%

Çizelge 10: Taramalı elektron mikroskopta yapılan mikroanalizler sonucu ortaya çıkarılan platin değeri.

Table 10: The platinum content, which is detected during scanning electron microscopic investigation.

Element	K-ratio	Z	A	F	Atom%	Wt%
Cu-K	0.019	0.752	1.029	0.985	3.94	1.46
As-L	0.002	0.860	1.590	0.996	0.60	0.26
Si-K	0.000	0.719	1.413	0.988	0.00	0.00
Pb-M	0.398	1.028	1.197	1.000	40.44	48.89
Ca-K	0.001	0.721	1.326	0.998	0.36	0.08
Fe-K	0.060	0.751	1.065	0.980	14.49	4.72
Ni-K	0.003	0.732	1.039	0.957	0.59	0.20
Ir-L	0.436	1.015	1.003	1.000	39.57	44.38
Total=						100.00%

Element	K-ratio	Z	A	F	Atom%	Wt%
Cl-K	0.110	0.763	1.580	1.000	46.77	13.28
Ca-K	0.001	0.729	1.350	1.000	0.26	0.08
Ba-L	0.007	0.967	1.166	0.999	0.73	0.80
Fe-K	0.000	0.769	1.073	0.997	0.07	0.03
As-L	0.002	0.868	1.526	0.999	0.40	0.24
Pb-M	0.788	1.052	0.998	0.998	49.77	82.52
Ir-L	0.029	1.058	1.003	1.000	1.98	3.05
Total=						100.00%

Element	K-ratio	Z	A	F	Atom%	Wt%
Cu-K	0.008	0.844	1.195	0.918	2.22	0.74
Al-K	0.000	0.812	2.936	0.998	0.28	0.04
Pb-M	0.809	1.006	1.096	1.000	82.25	89.09
Ca-K	0.001	0.786	2.464	0.996	1.14	0.24
Sc-K	0.001	0.839	2.302	0.994	0.64	0.15
V -K	0.001	0.865	1.773	0.986	0.69	0.18
Fe-K	0.012	0.834	1.377	0.961	4.62	1.35
W -L	0.000	0.986	1.059	0.938	0.00	0.00
Ir-L	0.080	0.993	1.032	1.000	8.17	8.21
Ge-K	0.000	0.865	1.103	1.000	0.00	0.00
Total=						100.00%

Çizelge 11: Pb, Ir, Ba ve Cl ca zengin olan tanımlanamamış minerallerin kimyasal analizleri.

Table 11: Chemical analysis of the unnamed minerals, which are rich in Pb, Ir, Ba and Cl.

Her iki cevherleşme tipinde mevcut Au/Ag oranları (Boyle, 1979) sınıflanmasında Tersiyer yaşlı cevherleşmelere uyum göstermektedir.

Bölgedeki altın artışının As, Cu, Zn ile birlikte olduğu belirlendiğinden, altının değerlendirilmesi esnasında bu elementlerinden özellikle Cu ve Zn nin yarın elde edilmesi, işletmeyi kolaylaştırıcı unsur olarak görülmektedir.

Au ve Ag değerlerinin sülfidce ve kuvarsça zengin damarlardaki dağılımının homojen olmadığı arsenopirit, sfalerit ve kalkopirit'in damarlardaki dağılımına uygun olarak değişiklik gösterdiği belirlenmiştir.

Altın tanelerinde yapılan nokta analizlerde her noktadan alınan analiz sonuçlarının birbirinden oldukça farklı olduğu görülmüş, bu durum kristalleşme esnasında elementlerin kristal içinde homojen bir şekilde dağılmasından kaynaklandığı düşünülmüştür.

Damarların etrafı killeşmiş, hematitleşmiş limonitleşmiş zonlarla çevrilmiş olup bu bölgelerde de az da olsa altın üretimi yapılabileceği belirlenmiştir.

Çalışılan alandaki diyabaz daykan ve gabrolara altın geliri ile doğrudan bir ilgisi olmadığı görülmektedir, Damarlara yan kayaçlık yapanların hidrotermal ürünler etkisinde kaldığı, ancak altın ve gümüşçe steril oldukları belirlenmiştir,

Bölgede sadece bir ocakta görülmekle beraber oldukça yüksek değerlerde görülen Pt ve ir zenginleşmesi ayrıca araştırmaya değer bulunmaktadır.

ir, Pb, Cl ve Baryum'un değişik kombinasyonları olarak ortaya çıkan bir mineral gurubu da belirlenmiş ancak isimlendirilme yapılamamıştır. Detay incelemeye ihtiyaç bulunmaktadır.

Nadir toprak ve iz elementlerin miktarlarının tayini için toplam 163 analiz yapılmıştır. Bir çok elementin değeri, mikroprob bağlantılı bilgisayar aracılığı ile sayısal olarak bulunmuştur. Bunun yanısıra (SEM) programlarında referans bulunması sebebiyle numunelerdeki Eu, Po, Ru, Sr, Th, Pa ve Fr un değerleri sayısal olarak bulunamamıştır. Bu sebeple özellikle bu elementlerden bazıları ile ilgili olup konkritlerdeki

Element	K-ratio	Z	A	F	Atom%	Wt%
Si-K	0.089	0.820	1.583	0.992	26.73	11.52
Au-Pt	0.076	1.162	1.154	0.994	3.36	10.14
Cl-K	0.220	0.860	1.268	0.994	43.92	23.89
Hd-L	0.090	1.111	1.058	0.999	0.00	0.00
K -K	0.001	0.855	1.220	0.984	0.18	0.11
Ca-K	0.001	0.834	1.162	0.974	0.20	0.12
Ba-L	0.462	1.114	1.052	1.000	25.21	53.12
Fe-K	0.000	0.902	1.065	0.999	0.00	0.00
Yb-L	0.009	1.203	1.024	0.998	0.41	1.09
Hf-K	0.000	0.884	1.047	0.998	0.00	0.00
Ge-K	0.000	0.965	1.013	1.000	0.00	0.00
Total=						100.00%

Çizelge 12: Tanımlanamayan ve Ba ile Cl ca zengin mineral.

Table 12: Unnamed mineral, which is rich in Ba and Cl.

HATAY ALTIN Y ATAIOARI

değerlerle oranlamak *olmak* çiziilebilecek bir çok diyagram çizilememiştir. Elementlerin analiz esnasındaki şiddetlerinin oranlaması yapılarak çizilebilecek Eu/Sm, Th/Ta, Ba/La, La/Ta, La/Lu oranları bunlara bağlı y» rumlamalar da, bu elementlerin aynı analizlerde çıkmaması sebebiyle yapılamamıştır.

Eldeki veriler ve önceki çalışmaların ışığı altında yatağın jenezi hakkında kesin bir şey söylemek mümkün olamamıştır. Ancak pegmatitik ve skarn tipi olamayacağı» ayrıca volkanik bir kaynaktan da gelemeceği de belirlenmiştir.

Çalışılan bölge veya yakın çevresinde herhangi bir mostra vermemekle beraber, kaynağın asit bileşimli bir plüton olduğu düşünülmektedir.

KATKI BELİRLEME

Çalışmanın hazırlanması ve makalenin düzenlenmesi esnasında çok değerli yardımlarım gördüğümüz Prof. Dr. Ayhan Erler (Ö.D.T.Ü), Prof. Dr. Hayrani Altıntaş (A.Ü.). Doç. Dr. Abdullah Çoban (E.Ü.), Dr. Ziya Gözler (M.T.A.), İbrahim Çakmak (MTA), Dr. İbrahim Çopuroğlu (M.T.A). Ekrem Kutlu'ya ve değerli yardımlarını gördüğümüz T.P.A.O. yetkililerine samimi teşekkürlerimizi sunmayı borç biliriz,

DEĞİNİLEN BELGELER

- Alpan, T., 1985, Hatay altın aramaları prospeksiyon raporu: M.T.A. rapor no: 7982, 34 S,
- Aslaner, M., 1973. Iskenderun-Kinkhan bölgesindeki ofiyolitlerin jeoloji ve petrografisi: M.T.A. yayınları No: 150, 71 S.
- Aydal, D., 1989. Doğan Ocak (Kisecik-HATAY) Altınlı Kuvars Damarının Minerolojik ve Jeokimyasal olarak incelenmesi: Selçuk Üni. Mim. Müh, Fak. Dergisi, 4/2, 26-40.
- Aydal, D., 199 L Gold deposits in the Southeast part of the Kızıldağ ophiolite, Hatay-Turkey: Terra Nova, yayında, (Yayım safhasında).
- Boyle, R.W., 1979. The geochemistry of Gold and its deposits: Canada Geol Survey. Bull, 280, 584 S,
- Çoğulu, H.R., 1973. Hatay Kızıldağ masifinin oluşumu hakkında yeni buluşlar: Cumhuriyetin 50, yılı

Yerbilimleri Kongresi, M.T.A. yayınları, 410-424.

- Çoğulu, BLE, 1974. Hatay bölgesindeki ultrabazik tektonikler ve tabakalı peridotitler: M.T.A, Derg., 83, 185493.
- Delaloye, L., Pişkin, Ö., Selçuk, H., Vuagnat, M. ve Wagner, L., 1980. Geological section through the Hatay ophiolite along the Mediterranean Coast, Southern Turkey: Ofioliti, 5 (2/3), 205-216.
- Dubertret, L., 1953. Geologie des roches vertes du NW de la Syrie at du Hatay (Turquie): Notes Mem. Moyen orient, 6, 277 S,
- Erendil, M., 1984, Petrology and structure of the upper crustal units of the Kızıldağ ophiolite (Turkey): Tekeli, O. and Göncüoğlu, C. Co. eds. International symposium on the geology of the Taurus belt, de. 269-284, Ankara,
- Erickson, D.B., 1940. Report on the geology of Hatay, Turkey M.T.A, Rapor No: 1118, 24 s. (Yayımlanmamış).
- Molly, E.W., 1955, Hatay'da yapılan altın aramaları hakkında rapor: M.T.A. Rapor no: 2323, 26 s. (Yayımlanmamış).
- Rheid, I ve Jackson, H.R., 1981, Oceanic spreading rate and crustal thickness: Marine Geophysics Res., 5, 165473.
- Romieux, J., 1942, Hatay'da yapılan istikşaf raporu: M.T.A. rapor no: 1426, 43 S. (Yayımlanmamış).
- Selçuk, H., 1981. Etude Géologique de la partie méridionale du Hatay (Turquie): Doktora Tezi, University of Geneve, 116 S. (Yayımlanmamış),
- Tekeli, O. ve Erendil, M., 1986; Kızıldağ oflyoliüerinin jeoloji ve petrolojisi: M.T.A. Derg., 107, 33-49.
- Vuagnat, M, ve Çoğulu, H.E., 1967, Quelques reflexions sur le massif babique, ultrabazique du Kızıldağ, Hatay, Turquie: Seances S.P.H.N. 2/3, 210-216, Geneve.
- Welton, E.J., 1984, SEM Petrology Atlas: American Association of Petroleum Geologists, 237 S,
- Wijkerslooth de P», 1942, Jeolojik Hatay seyahati: M.T.A. rapor no: 1085, 24 S. (Yayımlanmamış),

TRİYAS YAŞLI LALEKÖY FORMASYONU'NUN KONODONT FAUNASI (KARABURUN, IZMİR)

Conodont fauna of the Triassic Laleköy Formation (Karaburun, Izmir)

Ufuk KOCA*

İsmet GEDÖC

Aynur BALCIOĞLU

K.T.Ü. Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Trabzon

D.E.Üniv, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Bornova» İzmir

ÖZ: Laleköy Formasyonu Karaburun Yanması Mesozoyik karbonat istifinde kırmızı renkli pelajik karbonatlarla özgülleşir* Formasyon Geç Anisiyen yaşlı konodont faunasını içerir: Chirodella dinodoides, Crathognathodus kochi, Diplododella triassica, Enantiognathus ziegleri, Gladigondolella tethydis» Hibbardella magnidentata» Neogondolella constricta» N. cf. bifurcata, N. cf. cornuta, Neohindodella triassica, ve Prioniodina (Flabellignathus) spp,

ABSTRACT: The Laleköy Formation of the Mesozoic carbonate sequence of the Karaburun Peninsula is characterized by red pelagic limestones. The formation contains a Late Anisian conodont fauna including Chirodella dinodoides, Crathognathodus kochi, Diplododella (riassica, Enantiognathus ziegleri, Gladigondolella tethydis, Hibbardella magnidentata^ Neogondolella constricta, R cf. bifurcata, N. cf. cornuta, Neohindodella triassica, and Prioniodina (Flabellignathus) spp.

GİRİŞ

Karaburun Yanması, Mesozoyik karbonat istifinde Laleköy Formasyonu (Brinkmann ve diğ. 1967) genelde kırmızı rengi dolayısıyla kolaylıkla tanınabilen ve izlenebilen bir kaya birimidir (Şekil 1), Önceki çalışmalar arasında, özellikle Brinkmann ve diğ. (1972) Laleköy Formasyonunun konodont faunasına değinmişler ve izleyen formları belirtmişlerdir: Gondolella navicula Huckriede, Gladigondolella tethydis (Huckriede), Spathognathodus aff. cristagalli Huckriede, Hindeodella patrae-viridis Huckriede, H. triassica Müller, Lonchodina spengleri Müller, L^ venusta Huckriede, Prioniodina ctenoides Tatge, Parachirognathus ethingtoni Clark, Neoproniodus bransoni Müller, Diplododella sp. Enantiognathus sp,

Bu çalışmanın amacı Laleköy Formasyonuna ait konodontların sistematik incelemesidir,

STRATİGRAFİ

Laleköy Formasyonu

Tanım: Laleköy adı ilk olarak Brinkmann ve diğ* (1972) tarafından Erken Triyas yaşlı kırmızı ve gri, düzenli katmanlı kireçtaşı için kullanılmıştır. Yazarlar Germiyan Köyü kuzeyindeki Laleköy çevresini tipik yer olarak verirler. Gümüş (1971) Laleköy biriminin dağılımına değinir, Brinkmann ve diğ. (1972) Laleköy biriminin altta Hallstat tipi, üstte beyaz ve bantlı kireçtaşından oluştuğunu belirtirler ve birini için Geç Anisiyen yaşını önerirler. Düzbastılar (1978) Laleköy birimini kırmızı mikritik kireçtaşı ile sınırlar ve üstleyen Camiboğazı formasyonunun bir üyesi şeklinde* niteler.

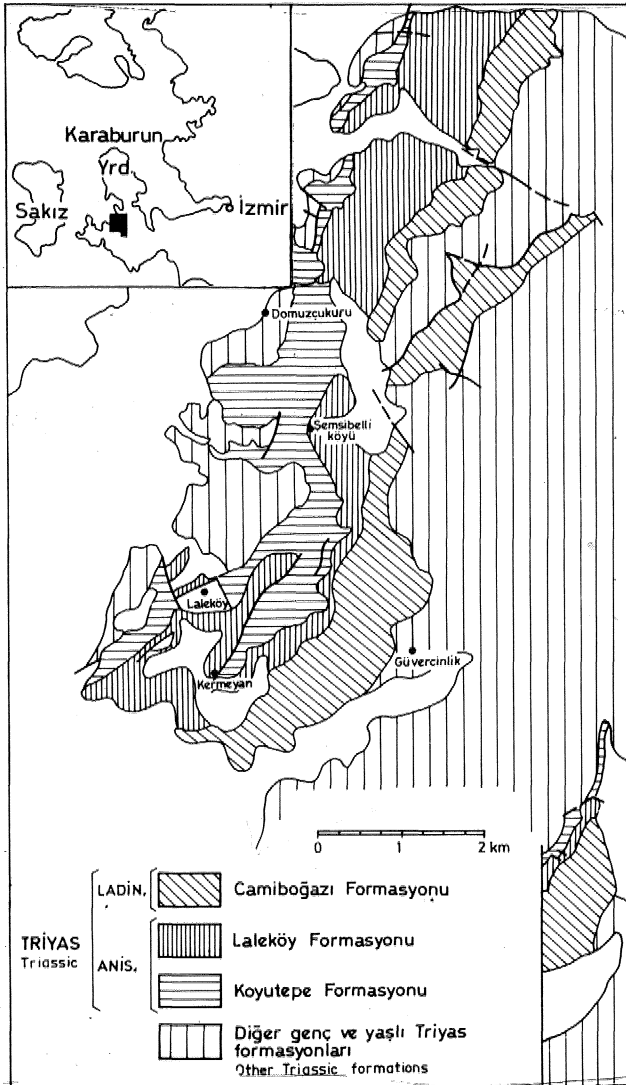
Laleköy Formasyonuna ait yeni bir başvuru kesiti Şemsibelli Köyü kuzeyinde saptanmıştır (Şekil 2).

Litoloji.- Laleköy Formasyonu, kırmızımsı ve açık gri renklerde olabilen üç ana kireçtaşı türünden

* (Vefat etti) D.E.Üniv. Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Bornova, İzmir

oluşur: intrabiyomikrit, intrabiyosparit ve biyomikrit,

Intrabiyomikrit düzeyleri» genelde, kahverengimsi kırmızı, yumrulu, 50-100 cm arası kalınlıkta, bol ammonit içerikli kalın kesitler oluşturan kireçtaşlarıdır. Bileşenler, bolluk sırasına göre, intraklast, filament, ammonit, gastropod ve krinoid parçalandır. Taneler örgütlenmesiz, düşük dokusal olgunluktadır. Intrabiyomikritler, yersel olarak, katmanlamaya koşut, lifimsi spar kalsit dolgululu sık büzülme çatlaklarından oluşan bandlar içerir. Spar kalsit yanısıra iç türümü karbonat kırıntılarında büzülme çatlaklarının bulunuşu diyajenetik bir türümü yansıtır. Formasyonun üst bölümünde olağan şekilde bulunan kırmızımsı kireçtaşı ve beyazımsı spar bandlardan yapıları ardalarına Fisher'in (1966) "Zebra kireçtaşı" yapısına aynılık gösterir, intrabiyosparit düzeyleri, başlıca, açır gri, ince



Şekil 1: Laleköy Formasyonu ve komşu birimlerin dağılımı (Brinkmann ve diğ. den, 1972)

Figure 1: Distribution of the Laleköy formation and neighbouring units (After Brinkmann et al., 1972).

düzlemsel laminalı ve 30-80 cm kalınlıktadır; daha ince kırmızımsı intrabiyomikritlerle ardalananabilir. Bileşenler, bolluk sırasına göre, Tubiphytes parçalan, intraHast, filament, tüp şekilli fosiller, Bacinella ve Dasycladacea parçalan, mikrit zarflı allokemler ve sarıcı alglerdir. Taneler ortaç dokusal olgunlukta ve doku tane desteklidir,

Biyomikrit düzeyleri, genelde, beyazımsı gri ve 80-150 cm kalınlıkta kireçtaşlardan yapıldır. Bileşenler, bolluk sırasına göre, intraklast, planktonik alg, Tubiphytes ve Thaumapoporella, radyolarya, ammonit ve gastropod parçalan ve krinoidlerdir. Taneler düşük dokusal olgunluktadır, Doku ammadde desteklidir. Organik oygu ağı yersel olarak yayındır,

Stratigrafik Konum.- Laleköy Formasyonu Koyutepe Formasyonunun (Brinkmann ve diğ, 1972) değişik nitelikteki üst düzeylerini ani bir dokanakla üstler. Başvuru kesiti üzerinde Koyutepe Formasyonu'nun algli kireçtaşlanm ve algal/Tubiphytes biyolüferini Öter, Camiboğazı Formasyonu, Laleköy Formasyonu'nu dereceli bir dokanakla üstler. Başvuru kesiti Üzerinde Camiboğazı'na ait ilk karbonatların tabanı Laleköy'ün üst sınırı olarak alınmıştır (Şekil 2),

Ortam,* Laleköy Formasyonu başlıca işlenmiş allokemler içerir. Biyoklastlar, egemen olarak, açık şekil kökenlidir. Intrabiyosparit düzeylerindeki ince düzlemsel laminalanma ve filamentlerin kümelenmesi enerjili bir ortamı yansıtır, intrabiyomikrit düzeylerindeki katmanlanmaya koşut büzülme yapıları (Zebra kireçtaşı) gel-git düzlüğü altı bir ortamın kanıtı sayılabilir.

Yaş,- Laleköy Formasyonu Peisoniyen/İlliryen dönümünü gösteren Geç Anisiyen yaşlı zengin bir fauna içerir: ammonit *Ptychites stachei* Mojsisovics ve *Sturia sansovmii* Mojsisovics, alg *Diplopora cf. annulata*, *Paracheatetes sp.*, *Thaumapoporella parvovesiculifera* (Raineri), mikroproblematika *Tubiphytes obscurus* Maslow ve konodont *Chirodella dinodoides* (Tatge), *Cratognathodus kochi* (Huckriede), *Diplododella triassica* (Müller), *Enantognathus zlegleri* (Dicbel), *Gladigondolilla tethydis* (Huckriede), *Hibbardeilla magnidentata* (Tatge), *Neogondolella constricta* (Mosher ve Clark), *N. cf. bifurcata* (Budurov ve Stefanov), *N. et cornuta* Budurov ve Stefanov, *N. excelsa* (Mosher), *Neohindeodella triassica* (Müller), ve *Prioniodina (Flabellignathus) spp.* Konodontlara ilişkin tanım ve yaş değerlendirmesi izleyen bölümde verilmiştir.

Bu çalışmanın konusu olan konodont örnekleri vefat etmiş olan Ufuk Koca tarafından doktora çalışması çerçevesinde derlenmiştir. Örnekler Bitirme Ödevi kapsamında içinde A, Balcioğlu (1990) tarafından hazırlanmıştır, Sistematik değerlendirme I.Gedik tarafından yapılmıştır.

TOIYAS YAŞLI KONODONLAR

LALEKÖY FORMASYONUNA AİT KONODONTLAR

Chirodella Hirschmann, 1950

Chirodella dinoides (Tatge, 1956)

*g Levha 1, Şek, 1,2

Asimetrik, taraklı tipli bir Ögedir, Çok yassılaştırılmış tarak düzlemi kıvrık olup, ana diş hafif belirgindir. Ön dal arka dala oranla çok uzun olup, üzerinde sık dizilmiş yassı oval kesitli dişler bulunur. Alt kenar keskin olup, herhangi bir oluk veya çukurluk gözlenmez, Stratigrafik dağılım Spatiyen-Nöriyen'dir,

Cratognathodus Mosher, 1968

Cratognathodus kochi (Huckriede, 1958)

Lev, 1 Şek, 3

Hafif asimetrik, kısa dal tipli bir ögedir. Ana diş belirgindir. Ön dal uzunca, arka dal çok kısadır. Üzerinde oval kesitli, kısa boylu dişler bulunur. Alt kenarı oluklu olup, ana dişin altında uzun-oval şekilli bir taban çukurluğu yer alır, Stratigrafik dağılım Orta-Üst Trias'dır.

Diplododella Bassler, 1925

Diplododella triassica (Müller, 1956)

Lev.1, Şek.4

Üç dallı, simetrik bir ögedir, Yan dallar arka dala oranla çok kısadır. Dallarm kesişme noktalarındaki ana diş çok belirgindir, Dallarm alt kenarları keskin sırt şeklinde olup, bir çukurluk gözlenmez. Stratigrafik dağılım Skitiyen-Karniyen'dir,

Enantiognathus Mosher ve Clark, 1965

Enantiognathus ziegleri (Diebel, 1956)

£ Lev. 1, Şek.5,6

Asimetrik ve yassılaştırılmış dal tiplidir. Ana dişten iki yan dal birbirleriyle dar ile dik bir açı oluşturacak şekilde yana ve aşağı doğru bükülmüştür. Yan dallardan birinin üzerindeki dişler diğerindekilerden daha küçük olarak gelişmiştir, Statigrafik dağılım Permiyen-Orta ve Üst Trias'dır.

Gladigondolella Müller, 1962

Gladigondolella tethydis (Huckriede, 1958)

Lev.1, Şek.7,8

0 Tabii bir konodonttur, Diğer tablalı konodontlardan en belirgin farkı tabla kalınlığının çok gelişmiş ve yüzeyinin petek dokusu şeklinde olmasıdır. Tabla üzerindeki diş sırası ön tarafta daha belirgin olup, ortaya doğru küçülür. Arka üçte-bir'lik kesimin başlangıcında belirgin bir ana diş bulunur. Daha sonra gelen 2-3 diş >ek belirgin değildir. Alt yüzeyi bir kayık omurgası şeklinde olup, ana dişin altında çekik-göz şeklinde bir taban çukurluğu yer alır. Statigrafik dağılım Illiriyen-Juliyen'dir,

Hibbardella Bassler, 1925

Hibbardella magnidentata (Tatge, 1956)

Lev.1, Şek.,9,10

Simetrik dal tipli konodontlardandır, İki yan dal ve

bir arka daldan oluşur. Birleşme yerinde çok iri bir ana diş bulunur, Dallar ana dişten itibaren hafifçe aşağıya sarkıktır. Yan dallar arasındaki açı 120°-170° civarında değişebilir. Dallarm alt yüzeyleri oluklu olup, ana dişin altında belirgin bir taban çukurluğu vardır, Stratigrafik dağılım Anisiyen-Nöriyen'dir.

Neogondolella Bender, 1970

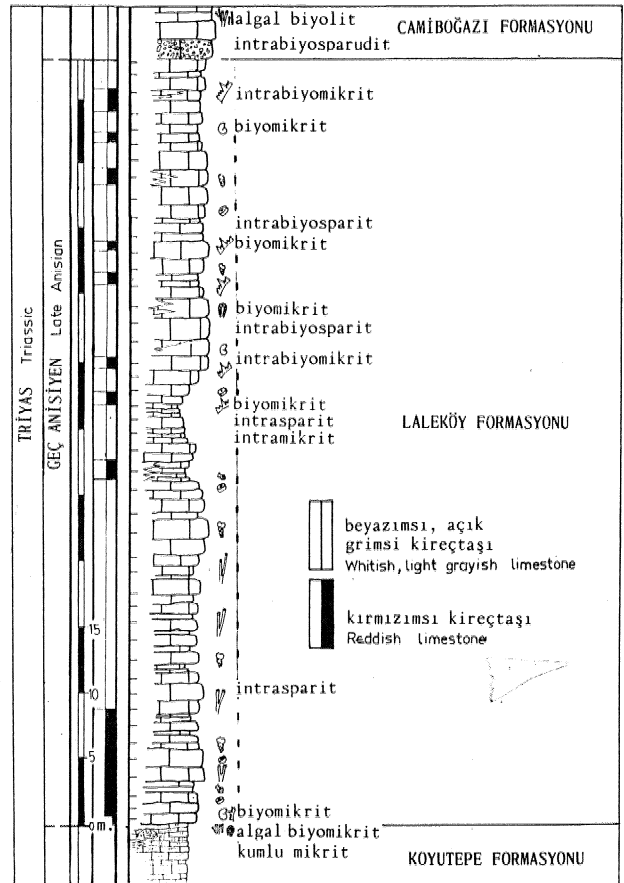
Neogondolella constricta (Mosher ve Clark, 1965)

Lev. 1, Şek. 11,12,13

Tablalı konodontlardandır. Tabla genişliğinin boyuna oranının küçük olması ve tablanın arka uçta boğumlanması ile diğer Neogondolella türlerinden ayrılır. Yandan görünüşte hafif kavilidir. Alttan görünüşünde, arkaya doğru gittikçe genişleyen taban oluğu, ana dişin altında damla şeklinde bir taban çukurluğu ile son bulur, Stratigrafik dağılım Illiriyen-Fassaniyen'dir,

Neogondolella cf. bifurcata (Budurov ve Stefanov, 1972)

Lev. 1, Şek, 14



Şekil 2: Laleköy formasyonu başvuru kesiti, Şemsibelli köyü kuzeyi.

Figure 2: Reference section for the Laleköy formation north of Şemsibelli village.

Tablalı bir konodonttur. Tabla genişliğinin tabla boyuna oranı oldukça fazladır. (1/3 kadar). Yandan bakışta hafif kavislidir. Alt yüzeyindeki taban oluğu arkaya doğru gittikçe genişleyerek, ana dişin altında üçgenimsi damla görünüşlü bir taban çukurluğu ile sona erer. Form N* bifurcata'ya çok benzemesine rağmen, tabla arkasındaki en son dişin daha az belirgin olması ve taban çukurluğunun yeterli belirginlikte bir üçgenimsi çatallarına göstermemesiyle ondan ayrılık gösterir. N. bifurcata'nın yaş aralığı Geç Pelsoniyen -Erken İlmyen olarak bilinmektedir,

Neogondolella cf. cornuta Budurov ve Stefanov, 1972

Lev, 1, Şek. 15

Tablalı konodontlardır. Tabla arka kesimde daha geniştir. Yandan görünüşünde hafif kavisli olup en son dişin çok belirgin olarak geliştiği görülür. Alttan görünümünde taban oluğunun arkaya doğru gittikçe genişlediği ve tabla sonuna ulaşmadan damla şeklinde bir çukurlukla sonlandığı görülür. Arka kenarın N.cornuta'daki gibi sivrilmiş olmamasıyla ondan ayrılır. N. cornuta'nın yaş aralığı Geç Pelsoniyen-Erken Longobardiyen'dir.

Neogondolella excalsa (Mosher, 1968)

Lev 1, Şek. 16,17

Tablalı konodontlardandır. Tabla genellikle son 1/3lük kısımda daha geniştir. Yandan görünüşte dişlerin dizildiği tarak tüm uzunluk boyunca oldukça yüksek ve kavislidir. Alt yüzeyde taban oluğu arkaya doğru genişleyerek damla şeklinde bir çukurlukla sona erer, Stratigrafik dağılım üst Pelsoniyen- Alt Longobardiyen'dir.

Neohindeodella Kozur, 1968

Neohitideodella triassica (Müller, 1956)

Lev, 1, Şek, 18

Yassılaştırmış dal tipli konodontlardandır, kısa bir yan dal ve uzunca bir arka daldan yapılıdır, İki dal genellikle 90° den büyük bir açı oluşturacak şekilde ana diş önünde birleşir. Arka diş üzerinde dişler eğik olarak

yerleşmişlerdir, Arkaya doğru dişlerin boyları gittikçe uzar. Ancak, en son dişler yine küçüktür. Alt kenar keskin sırt şeklindedir. Form Trias yaşındadır.

Prioniodina Bassler» 1925

Prioniodina (Flabellignathus) Gedik, 1975

Prioniodina (Flabellignathus) spp,

Lev. 1, Şek. 19,20

Flabellignathus alt cinsi ön dalı pelpaze şeklinde gelişmiş dişlerle donatılmış Prioniodina türlerini toplayan bir takson olarak önerilmiştir. (Gedik, 1975), Bu türlerin ortak özelliği ayrık dizilimli ön dal dişlerinin küçük olmak başlayıp, ön dal ortalarına doğru maksimum boyuta erişmesi ve tekrar ana dişe yaklaşırken boylarının küçülmesidir. Simetri durumu ve tekrar ana dişe yaklaşırken boylarının küçülmesidir. Simetri durumu ve arka daim gelişim Özelliğine göre farklı türler ayırt ediliyorsa da hepsi hemen hemen aynı stratigrafik dağılıma sahip olduklarından, tür ayrımlarına gidilme gereği duyulmamıştır. Büyük bir olasılıkla da aynı taksonun öğeleridir. Bu form, Orta-Geç Trias'da yaygınlık gösterir.

DEĞİNİLEN BELGELER

Brinkmann, R., Rende!, B. ve Trick, P. (1967).

İzmir yöresinde Pelajik Triyas: Ege Üniv, Fen Fak, İlmi Rap. Ser. 37, 1-3,

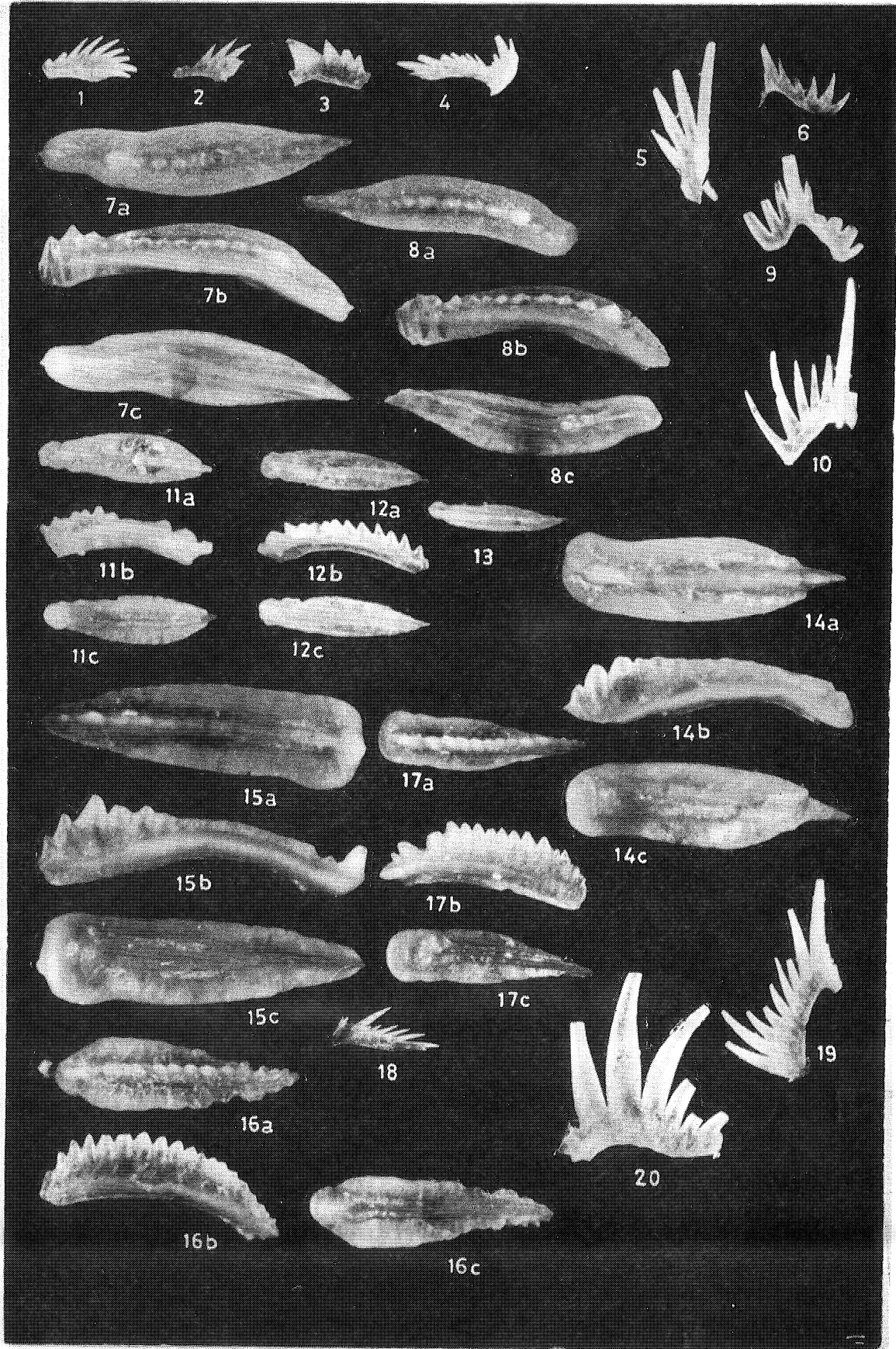
Brinkmann, R., Flügel, E., Jacobshagen» V., Lechner, H., Rendel, B. ve Trick, P. (1972). Trias, Jura und Unterkreide der Halbinsel Karaburun (W-Anatolien): Geologie et Palaentologie, 6, 139-150,

Gümüş, H., (1971), Karaburun Yarımadasının orta kısmının jeolojisi (İzmir): Ege Üniv» Fen Fak, Seri A, İlmi Rap» Ser, 100, 146,

Düzbastılar, M.K. (1978). Karaburun Yarımadasının Stratigrafisi hakkında: Ege Üniv* Fen Fak. Seri A, II, SJK., 333-356,

Balcioğlu, A., (1990). Karaburun Yarımadası (İzmir) Laleköy Formasyonu konodontları: D.E.Üniv, , Jeoloji Müh, Bölümü, Bitime Ödevi, 21 s.

Fisher, A. G. (1966)* The Lifer cyclothem of the Alpine Triassic: Bull Kansas Geol Surv., 169, 107-149,



LEVHA I (PLATE I)

(Tüm büyütmeler x52;a-üstten, b- yandan, **c-alttan**)
(Enlargements x 52; a-From the top, b- From the side,
o From the base)

1,2, **Chirodella dinodoides** (Tatge, 1956)

3 **Crathognathodus kochi** (Huckriede, 1958)

4 **Diplododella triassica** (Müller, 1956)

5,6 **Enantiognathus zlegleri** (Diebel, 1956)

7,8 **Gladfgondolella tethydis** (Huckriede, 1958)

9,10 **Hibbardella magnidentata** (Tatge, 1956)

11,13 **Neogondolella constricta** (Mosher ve Clark,
1965)

14 **N. cf. bifurcata** (Budurov ve Stefanov, 1972)

15 **N. cf. cornuta** Budurov ve Stefanov (1972)

16,17 **N. excalsa** (Mosher, 1968)

18 **Neohindodella triassica** (Müller, 1956)

19,20 **Prioniodina (Flabellignathus) spp.**

KARASALI-ÇATALAN-EĞNER YÖRESİ (KB ADANA) ALT-ORTA MİYOSEN YAŞLI DENİZALTI YELPAZELERİNİN PLANKTONİK FORAMİNİFER BİYOSTRATİGRAFİSİ

Planktonic foraminifera biostratigraphy of Lower-Middle Miocene aged submarine fan at the Karaisalı-Çatalan-Eğner region (NW Adana)

ATİKE NAZİK Çukurova Üniversitesi, Müh. Mini, Fak, Jeoloji Müh. Bölümü, Adana
KEMAL GÜRBÜZ Çukurova Üniversitesi, Müh, Mim. Fak, Jeoloji Müh, Bölümü, Adana

ÖZÜ Bu çalışmada; Karaisalı-Çatalan-Eğner yöresinde yüzeylenen Alt-Orta Miyosen yaşlı türbiditik Cingöz Formasyonundaki planktonik foraminiferler ilk kez incelenmiştir. Planktonik foraminiferler denizaltı yelpaze çökelileri olarak tanımlanan seriler içerisinde bulunmaktadır. Ayrıca bu denizaltı yelpazelerinin gelişimi üzerine bazı ilk gözlemler de verilmiştir. Bu seri içerisinde 14 planktonik foraminifer türü saptanarak 3 biyozon ayırtlanmıştır. Alt Miyosen: Praeorbulina glomerosa curva Zonu, Orta Miyosen: Orbulina suturalis ve Globorotalia mayeri Zonları ile temsil edilmektedir. Bu planktonik foraminifer biyozonları dünyanın bazı bölgelerinde ve Türkiye'de yapılan önceki çalışmalarla denetlenmiştir. Cingöz Formasyonunun tabanındaki Kaplankaya Formasyonu ile düşey geçişli olduğu kesimlerde Alt Miyosen yaşlı ostrakodlar da saptanmıştır,

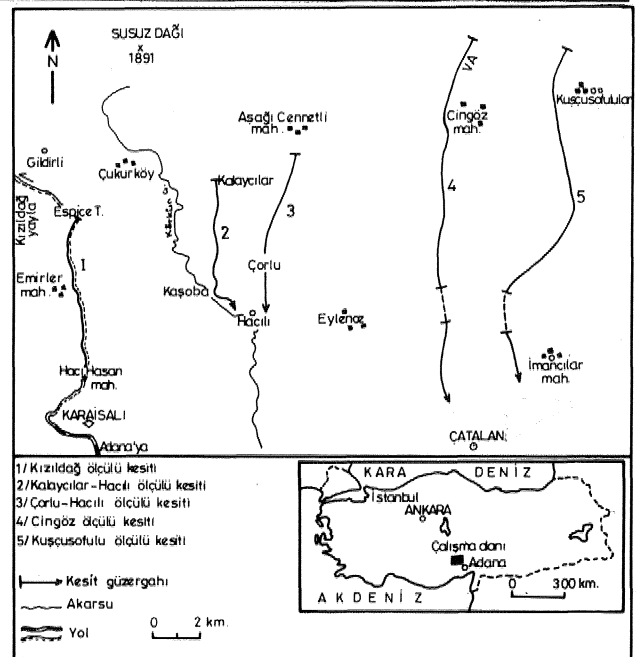
ABSTRACT: Planktonic foraminifera in the Lower-Middle Miocene turbiditic Cingöz Formation cropping out around the Karaisalı-Çatalan-Eğner region have been recognized and determined for the first time in this study, Planktonic foraminifera occur in sequence identified as submarine fan deposits and some preliminary observations on the evolution of these submarine fans are also given. Fourteen planktonic foraminifera species have been identified and assigned to three biozones in this succession. The Lower Miocene is represented by Praeorbulina glomerosa curva Zone, while the Middle Miocene is marked by the Orbulina suturalis and Globorotalia mayeri Zones. This planktonic foraminifera biozones have been correlated with previous studies carried out in Turkey and some other regions of the world. The Lower Miocene ostracods have also been defined in a few samples taken from the lower part of the Cingöz Formation, which has a transitional contact with the shallow marine Kaplankaya Formation,

GİRİŞ

Karaisalı-Çatalan-Eğner (K Adana) yöresinde yer alan çalışma alanı; 1:25,000 ölçekli Kozan N34-a3, a4, b1, b2, b3> b4 topografik paftalarında Adana Baseni'nde yer alır (Şekil 1). İnceleme alanı ve çevresinde bilimsel ve ekonomik amaçlı Temek (1957), Schmidt (1961), Özer ve diğ., (1975), İlker (1975), Görür (1979), Nazik ve Tokar (1986), Yalçın ve Görür (1984) Yetiş ve Demirkol (1986) ile Yetiş ve diğ., (1987) tarafından çalışmalar yapılmıştır. Bu çalışmalarda Cingöz Formasyonu içerisinde fosil saptanamamış olup birimin yaşı diğer birimlerle olan stratigrafik konumuna göre verilmiştir. İstifte 5 adet sedimantolojik-stratigrafik kesit ölçülmüş ve ayrıca 1 adet seri nokta örnek derlemesi yapılmıştır.

STRATİGRAFİ

Bu bölüm litostratigrafi ve biyostratigrafi olmak üzere iki bölümde incelenmiştir. İnceleme alanı; kuzeyde Toros Orojenik Kuşağı, batıda Ecemiş Fay kuşağı, doğuda ise Amanos Dağları ile sınırlanmış olan Adana Baseni'nin kuzey kısmında yer almaktadır. Adana Baseni Tersiyer istifi; Paleozoyik ve Mesozoyik yaşlı temel



Şekil 1: İnceleme alanı ölçülü kesitlerinin güzergahları.

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

üzerine? Oligosen-Miyosen yaşlı sedimanlarla diskordanslı olarak başlamakta ve Kuvaterner'e kadar devamlı bir istif sunmaktadır.

Litostratigrafi

Adana Baseni'nin temelinde; Paleozoyik, Mesozoyik yaşlı karbonat kayaçları ile bölgeye Maestrihtiyen sırasında ve sonrasında tektonik sürüklenme ile taşınmış ofiyolit kannaşığma ait kayaçları bulunur. Tersiyer istifi, Paleozoyik ve Mesozoyik birimleri üzerine uyumsuz olarak gelen Gildirli, Kaplankaya, Karaisalı, Cingöz, Güvenç, Kuzgun ve Handere formasyonlarından oluşmaktadır. İstif Kuvaterner yaşlı traça-kaliçi ve alüvyonlarla son bulmaktadır. Bu inceleme Cingöz Formasyonunda yapıldığı için adı geçen formasyon detaylı olarak açıklanacaktır.

Cingöz Formasyonu (Tc)

Birim ilk defa Schmidt (1961) tarafından adlandırılmış ve yazar tarafından birbiri ile yanal ve düşey geçişli Köpekli, Ayva ve Topallı üyelerinden oluştuğu belirlenmiştir. Fakat daha sonra İlker (1975), Yetiş ve Demirkol (1986) ile Yetiş ve diğ., (1987) çalışmalarında, Köpekli şeyi üyesini Güvenç Formasyonu içerisinde incelemiştirler, Ünlügenç ve diğ., (1991) ise Cingöz Formasyonu tabanında bulunan ince taneli kırıntılılardan oluşan bu kısmı Kaplankaya Formasyonuna dahil etmişlerdir. Bu çalışmada da bu kesim Kaplankaya Formasyonu içerisinde incelenecektir. Yetiş ve Demirkol (1986), Cingöz Formasyonunun eşzamanlı olarak havzanın güneyinde derin deniz şeyi ve marnlarından oluşan Güvenç Formasyonu içerisinde iki büyük "lob" şeklinde çökeldiğini açıklamışlardır. Önceki araştırmacılarca iki büyük "lob" olarak değerlendirilen birim*, bu çalışmada iki büyük "denizaltı yelpazesi"

şeklinde değerlendirilecektir. Bu iki denizaltı yelpazesi üzerinde yapılan sedimentolojik amaçlı çalışmalar, batıdaki yelpazenin kuzeybatı, doğuda Mnin ise kuzeyden sedimentasyon havzasına taşındığı göstermektedir.

Batıdaki yelpaze; kalıtı, çapraz tabakalı çakıltaşı, çakıllı kumtaşı ve amalgamosyonlu kumtaşı ardalanmasından oluşan birbirini kesen bir seri kanal dolguları ile başlayan üst yelpaze; üste doğru daha az çakıllı kumtaşı, kumtaşı ve şeyi ardalanmasından oluşan orta yelpaze sedimanlarına; daha da üstte ise daha ince tabakalı kumtaşı ve şeyi ardalanmasından oluşan yelpaze sedimanlarına ve en üstte ise içerisinde çok ince kumtaşı bantları olan derin deniz düzlüğü şeylerine geçmektedir. Bu yelpazedeki istifin ölçülen maksimum kalınlığı 1500 m. civarındadır*

Doğu kesiminde yer alan denizaltı yelpazesi; birbirlerinden ayrı halde gelişen üst yelpazeye ait, fakat batıdakine göre daha ufak çakıllı çakıltaşı, çakıllı kumtaşı ve kumtaşı ardalanmasından oluşan kanal dolguları ile başlamakta; üste doğru az çakıllı kumtaşı ve şeyi ardalanmasından oluşan orta yelpaze; daha üstte ise daha ince taneli ve tabakalı kumtaşı, şeyi ardalanmasından oluşan alt yelpaze sedimanları ile çok ince tabakalı kumtaşı bantları içeren derin deniz düzlüğü şeylerine geçmektedir. Bu yelpaze batıdakine göre daha geniş yayımlı ve daha kaim bir istife sahiptir, Paleontolojik çalışmalar; bu iki denizaltı yelpazesinin yaklaşık aynı zaman aralığında çökelmiş olduğunu göstermektedir (Alt-Orta Miyosen).

Bu iki yelpazenin yüksek oranda kum/şeyi içermesi, basen kenarındaki şelf ve kıyı sedimentasyon alanının darlığı, derin denize olan taşınma mesafesinin kısa olması, denizaltı yelpazesinin konik geometrisi ve radial paleoakıntı dağılımı; havza kenarının sedimentasyon sırasında aktif olduğunu göstermektedir (Shanmugam ve Moiola, 1988),

Cingöz Formasyonu üzerinde yanal ve düşey geçişli

Y A Ş / A G E	STANDART ZONU STANDART ZONES	JENKINS, 1971,	JENKINS	KENNETT	LUDBROOK ve	WOPFNER ve	TOKER	ŞAFAK ve	NAZİK ve
		1975	1978	1973	LINDSAY, 1969	DOUGLAS, 1971	1985	GÖKÇEN 1991	GÜRBÜZ
		YENİ ZEELANDA ve GB PASİFİK	GD ATLANTİK DSDP 40	TASMAN DENİZİ ve GB PASİFİK	GÜNEY AVUSTRALYA	GB AVUSTRALYA OTWAY BASENİ	TÜRKİYE ANTALYA	TÜRKİYE MUT BASENİ	BU ÇALIŞMA
MIYÖSEN / MIOCENE SERRAVALIYEN / Serravalian	NP 11-14	G. mayeri	G. mayeri mayeri	G. mayeri	O. universa	O. universa	G. mayeri	G. mayeri	G. mayeri
	NP 9-10	O. suturalis	O. suturalis	O. suturalis	O. suturalis	O. suturalis	O. suturalis	O. suturalis	O. suturalis
	NP 8	P. glomerosa curva	P. glomerosa curva	Globigerinoides trilobus	P. glomerosa curva	P. glomerosa curva	P. glomerosa	P. glomerosa curva	P. glomerosa curva

Çizelge 1: Alt-Orta Miyosen Planktonik Foraminifer biyozonlarının karşılaştırılması.

Table 1: Correlation of the Early-Middle Miocene Planktonic Foraminifer biozones.

KARİSALI PLANKTONİK FÖRAMFERLERİ

olarak Güvenç formasyonu; en altta derin deniz fasiyesinde çökelmiş ince kumtaşı şeyi araldanması, üste doğru sığ denizel kumtaşı şeyi araldanmasma ve en üste doğru ise dahada sığışarak karasal fasiyeste çökelmiş Kuzgun formasyonuna geçiş göstermektedir.

Biyostratigrafi

İnceleme alanında biyozonlar tanımlanırken standart planktonik foraminifer zonlaması esas alınmış (Bolli ve diğ. 1985) ve önceki çalışmalarla deneştirilerek subtropikal kuşağa karşı geldiği belirlenmiştir (Çizelge 1). Bu biyozonlar yaşlıdan gence doğru aşağıdaki şekildedir,

Praeorbulina glomerosa curva Zona (NP-8)

Tanım: Bu zo% Praeorbulina glomerosa curva (Blow)'un ilk görünümü ile tanımlanır. Ayrıca biyozonun üst sınırı Örbulma suturalis Brönnimann türünün ilk görünümü ile karakterize olur.

Zonu tanımlayan: Jenkins (1960) ve Jenkins (1967) de düzenleme,

Yaş: Ait Miyosen (Üst Burdigaliyen).

Lokalite: Bu zon, inceleme alanında Çorlu-Haeü ölçüsü stratigrafi kesitinde 1-10 nolu örneklerde, 0-900 m.ler arasında; Kuşçusofulu kesitinde 9 no.lu örnekte 0-650 m.ler arasında ve Cingöz ölçülü kesitinde de 0-700 m .ler arasında sorulu olarak tanımlanmıştır.

Karşılaştırma ve Yorum: Praeorbulina glomerosa curva zonunu Jenkins (1971, 1975) Yeni Zelanda ve GB Pasifikte, Jenkins (1978), GD Atlantik (DSD. Leg 40)'da Ludbrook ve Lindsay (1969) Güney Avustralya'da yaptıkları çalışmada kullanmışlardır, Bu zona karşılık olarak Kennet (1973) de Tashman denizi ve GB Pasifik'te yaptığı çalışmada Globigerinoides trilobus zonunu kullanmışlardır. Ayrıca Türkiye'de Antalya yöresinde Tokar (1985) ve Mut yöresinde Şafak ve Gökçen (1991) yaptıkları çalışmada Praeorbulina glomerosa curva zonunu kullanmışlardır.

Y A S / A G E	PLANKTONİK FORAMİNİFER BİYONLARI. PLANKTONIC FORAMINIFERA BIOZONES	PLANKTONİK FORAMİNİFERLER PLANKTONIC FORAMINIFERS	Praeorbulina glomerosa curva	Praeorbulina transitoria	Globigerinoides bisphericus	Globigerinoides trilobus trilobus	Globoquadrina altispira altispira	Globoquadrina dehiscens	Globigerina venezuelana	Globigerinoides ruber	Globorotalia obesa	Globorotalia fohsi peripheraronda	Globigerina oauchitaensis	Orbulina suturalis	Orbulina universa	Globorotalia mayeri.
SERRAVALİYEN SERRAVALIAN	GLOBOROTALIA MAYERI															
LANGİYEN LANGHIAN	ORBULINA SUTURALIS															
ÜST BURDIGALİYEN UPPER BURDIGALIAN	PRAEORBULINA GLOMEROSA CURVA															

Çizelge 2: Cingöz- formasyonu Üst Burdigaliyen-Serravaliyen planktonik foraminifer türleri ve 4stratigrafik yaylımları.

Table 2: Upper Burdigalian-Serravalian planktonic foraminifera species and their stratigraphic distribution in Cingöz formation,

Yaygın türlerin Praeorbulina glomerosa curva (Blow), Globigerinoides trilobus trilobus (Reuss) Globigerinoides bisphericus Todd, Globoquadrina dehiscens Cushman» Parr ve Collins, Globorotalia obesa Bolli, Globigerina oauchitaensis Howe ve Wallace (Çizelge 2).

Orbulina suturalis Zonu (NP 940)

Tanımı Orbulina suturalis Bronnimann'ın ilk görünümü ile Globorotalia mayeri Cushman ve El-üsor'un ilk görünümü arasındaki zaman sürecidir,

Zonu tanımlayan: Jenkins (1966).

Yaşı Orta Miyosen (Langiyen),

Lokalite: Bu zon inceleme alanında Çorlu-Hacılı ölçülü kesitinde 10, 11, 12, 13, 14, 15, 16, 17, 18, 19, 20 nolu örneklerde 9004800 m.ler arasında; Cingöz ölçülü kesitinde 19, 20, 21 nolu örneklerde 700-900 m.ler arasında; Kuşcusofulu ölçülü kesitinde 10, 15, 20, 21, 22, 33, 36 nolu örneklerde 650-2800 m.ler arasında tanımlanmıştır.

Karşılaştırma ve yorum: Jenkins (1966)'nın tanımladığı bu zon genellikle subtropikal kuşakta planktonik foraminifer zonlamasında kullanılmaktadır. Ancak bu zon Bolli (1957, 1964 1970) ile Bolli ve Premoli» Süva (1973) de tropikal bölge için yaptıkları zonlamada Globorotalia foehsi peripheroronda zonunu kullanmış olup, zon Orbulina suturalis zonu ile karşılaştırılabilir, Türkiye'de Antalya yöresinde Toker (1985) ve Mut yöresinde Şafak ve Gökçen (1991) yaptıkları çalışmalarda Orbulina suturalis zonunu kullanmışlardır.

Yaygın türleri: Orbulina suturalis Bronnimann, Orbulina univversa d'Orbigny» Flobi* gerinoides ruber (d'Orbigny), Globoquadrina altispina Cushman Globoquadrina dehiscens Cushman, Parr ve Collins, Globigerina Venezuela» na Hedberg, Globorotalia obesa Bolli, Globigerinoides trilobus trilobus (Reuss), (Çizelge 2), (Levha I» II).

Globorotalia mayeri Zonu (NP 11-14)

Tanım; Globorotalia mayeri Cushman ve El-lisor'un yaşam süreci ile sınırlıdır.

Zonu tanımlayanı Jenkins (1960)

Yaşı Orta Miyosen (SerravaHyen)

Lokalite: Bu zon, inceleme alanında Cingöz ölçülü kesitinde 21, 22, 23, 24, 25 nolu örneklerde 9004300 m.ler arasında; Çorlu-Hacılı ölçülü kesitinde 20,21, 22 nolu örneklerde 1750-1950 m.ler arasında; Kuşcusofulu ölçülü kesitinde 36, 37, 38, 39, 41 nolu örneklerde 2200-3050 m.ler arasında tanımlanmıştır.

Karşılaştırma ve yorumu Bu zon; Jenkins (1971, 1975) ve Kennett (1973) tarafından kullanılmıştır. Ludbrook ve Lindsay (1969) Globorotalia mayeri zonuna karşılık Orbulina univversa zonunu; Türkiye'de Toker (1985), Şafak ve Gökçen (1991) Akde-

niz bölgesinde yaptıkları çalışmalarda Globorotalia mayeri zonunu kullanmışlardır,

Yaygın türleri* Globigerina trilobus trilobus (Reuss), Globigerina venezuelana Hedberg» Globoquadrina dehiscens Cushman, Parr ve Collins, Globoquadrina altispina altispina Cushman and Jarvis, Orbulina univversa (d'Orbigny), Orbulina suturalis Bronnimann, Globorotalia obesa Bolli, Orbulina univversa (d'Orbigny) (Çizelge 2, Levha I, II),

Ölçülü Stratigrafi Kesitleri

Adana Baseni Tersiyer istifinin alt seviyelerinde yer alan Cingöz Formasyonunda sedimantolojik ve paleontolojik amaçlı 5 stratigrafi kesiti ölçülmüştür. Birimde * ölçülen kesitlerin güzergahları kuzeyden güneye doğru olup, istifi alttan üste doğru katetmektedir. İnceleme alanında kesitler paleontolojik açıdan incelendiğinde 2 nolu Kalayciar-Hacilar ölçülü stratigrafi kesitinde çok iyi korunmamış bir iki fosilin dışında fosile rastlanılmadığı için, paleontolojik açıdan bir değerlendirme yapılamamıştır (Şekil 1), Bu nedenle makalede diğer 4 kesit sunulacaktır.

Kızıldağ Ölçülü Stratigrafi Kesiti

Kızıldağ ölçülü stratigrafi kesiti; 1/100,000 ölçekli topografik haritada Kozan N 34-a paftasında N 34 900, E 83 000 başlangıç ve N 27 000, E 82 900 bitiş koordinatlarında yer alır* Kızıldağ yayla yolu boyunca formasyonun en batısından alman bu kesitin tabanında Kaplankaya Formasyonu yer almaktadır. Tabanda Kaplankaya Formasyonu'na ait şeyi ve kumtaşı ile başlayıp düşey geçişli olarak Cingöz Formasyonuna ait kaba taneli kanal dolgusu halindeki çakıtaşları, kaba taneli kumtaşı, kumtaşı ve şeyi ardalanması şeklinde devam etmektedir, Kesitin toplam kalınlığı 1300 m.dir. Tabandan itibaren 90 m. içerisinde Kaplankaya Formasyonu^ 90" 1300 m, içerisinde Cingöz Formasyonu ölçülmüştür. Bu kesitte paleontolojik amaçlı 12 örnek incelenmiş olup 1, 2, 6, 8 nolu örneklerde fosile rastlanılmıştır. Bu kesitte biyostratigrafi açısından bir çalışma yapılamamıştır. Ancak kesitin taban kesimlerinden elde edilen ostrakodlar ve planktonik foraminiferlere göre Alt-Örta Miyosen yaşındadır (Şekil 2).

Çorlu-Hacılı Ölçülü Stratigrafi Kesiti

Aşağı Cennetli mahallesi güneyinden başlayan kesit Çorlu Hacılı köyü arasında yol boyunca ölçülmüştür (Şekil 1). Çorlu-Hacılı ölçülü stratigrafi kesiti 1/100,000 ölçekli topografik haritada Kozan N 34-a paftasında N 36 750» E 93 510 başlangıç ve N 30 500, E 91 650 bitiş koordinatlarında yer alır. Kesit, tabanda

KARİSALI PLANKTONİK FÜRAMİNİFERLERİ

Kaplankaya Formasyonu'na ait ince taneli kumtaşı ve şeyi ardalanması ile başlayıp» az çakıllı kumtaşı-kumtaşı ve şeyi ardalanması şeklinde 600 m'ye kadar devam etmektedir. Daha sonra kumtaşı» şeyi ardalanması izlenmektedir. Kesitin toplam kalınlığı 2000 m.dir. Kesitin İlk 125 metresinde Kaplankaya Formasyonu, 125-2000 m.ler arasında Cingöz Formasyonu ölçülmüştür (Şekil 3), Kesitin ilk 900 mlik kısmı Praeorbulina glomerosa curva Zonu ile temsil olunur. Bu zon Praeorbulina glomerosa curva Blow'nun İlk görünümü ile başlar, Orbulina suturalis Bronniman'nın ilk görünümüne dek sürer. Globigerinoides trilobus trilobus (Reuss), Orbulina universa (d'Orbigny)* Globoquadrina dehtscens Cushman» Parr ve Collins, Praeorbulina transitoria (d'Orbigny) bu zonda yer alan diğer türlerdir.

Kesitin 900-1750 m. lik kısmı Orbulina suturalis Zonu ile temsil olunur. Bu zon, orbulina sutu-

ralis Brönniman'ın ilk görünümü ile başlar, Globorotalia mayeri Cushman ve Ellisor'un ilk görünümüne dek sürer. Orbulina universa d'Orbigny, Globigerina trilobus trilobus (Reuss), Globorotalia fohsi peripheronda Blow ve Banner, Globorotalia obesa Bolü bu zonun fosilleridir, Globorotalia mayeri Zonu ile temsil olunmaktadır,

1750-1950 m.ler arası ise Globorotalia mayeri Zonu ile temsil olunmaktadır. Bu zon Globorotalia mayeri Cushman ve Ellisor'un yaşam süreci ile sınırlıdır, Orbulina universa d'Orbigny, Orbulina suturalis Bronnimann, Globigerinoides trilobus trilobus (Reuss), Globigerina venezuelana Hedberg, Globorotalia obesa Bolü bu zonda yer alan planktonik foraminiferlerdir.

Bu zonlar Burdiga Üyen-Serravalıyen katlarına karşılık gelmektedir.

A L T — ORTA M I Y O S E N E													Y A Ş / Age		
Lower — Middle M i o c e n e															
100	200	300	400	500	600	700	800	900	1000	1100	1200	1300	KALINLIK (m) / Thickness (m).		
-1				1-2	1-3	1-4	1-5	1-6	1-7	1-8	1-9	1-10	1-11	1-12	ÖRNEK NUMARASI / Sample Number
KAPLANKAYA													FORMASYON / Formation		
C İ N G Ö Z													LİTOLOJİ / Lithology		
?													B İ Y O Z O N / Biozone		
-													Globigerinoides bisphericus	PLANKTONİK FORAMİNİFERLER/ Planktonic foraminifers	
-													Globigerinoides trilobus trilobus		
-													Globigerina ciperoensis angustumbrate		
-													Globigerina bulloides		
-													Orbulina suturalis		
-													Globoquadrina altispira altispira		
-													Bairdia subdeltoidea		OSTRAKODLAR / Ostracods
-													Henryhowella asperinna		
-													Trachyleberis aculata aculata		
-													Paracypris polita		
-													Cytherella vulgata		
-													Xestoleberis subglobosa		
-													Costa yenişehirensis reductus		

Şekil 2: Kızıldağ ölçülü stratigrafi kesiti.

Figure 2: Kızıldağ measured stratigraphic section.

ÜST BURDIGALIYEN Upper Burdigalian		LANGIYEN - SERRAVALIYEN Langhian - Serravalian		YAŞ / Age																		
100-	200-	300-	400-	500-	600-	700-	800-	900-	1000-	1100-	1200-	1300-	1400-	1500-	1600-	1700-	1800-	1900-	KALINLIK (m) / Thickness (m.)			
IV 1	IV 2	IV 3	IV 4	IV 5	IV 6	IV 7	IV 8	IV 9	IV 10	IV 11	IV 12	IV 13	IV 14	IV 15	IV 16	IV 17	IV 18	IV 19	IV 20	IV 21	IV 22	ÖRNEK NUMARASI / Sample number
KARLI ANKAYA		C İ N G Ö Z																		FORMASYON / Formation		
LİTOLOJİ / Lithology																						PLANKTONİK FORAMİNERLER / Planktonic foraminifers.
PRAEORBULINA GLOMEROSA CURVA NP8		ORBULINA SUTURALIS NP 9-10		GLOBOROTALIA MAYERI NP11-14																		BIYOZONLAR / Biozones
-																						Praeorbulina glomerosa curva
-																						Praeorbulina transitoria
-																						Globigerina eucapertura
-																						Orbulina universa
-																						Orbulina suturalis
-																						Globigerinoides trilobus trilobus
-																						Globigerina foliata
-																						Globorotalia fohsi peripheroronda
-																						Globigerina obesa
-																						Globigerina venezuelana
-																						Orbulina bilobata
-																						Globorotalia mayeri
-																						Globigerinoides ruber
-																						Globoquadrina dehiscens

Şekil 3: Çorlu-Hacılı ölçülü stratigrafik kesiti

Figure 3: Çorlu-Hacılı measured stratigraphic section.

KARİSALI PLANKTONİK FORAMİNİFERLERİ

Cingöz Ölçülü Stratigrafi Kesiti

Be kesit Cingöz köyü ile Çatalan'ın 2 km kuzeyi arasında ölçülmüştür (Şekil 1). Cingöz ölçülü stratigrafi kesiti 1/100,000 ölçekli topografik haritada Kozan N 34-b paftasında N 40 150, E 01 500 başlangıç ve N 27 800, E 03 500 bitiş koordinatlarında yer alır. Kesit; kuzeyde VA ve VB kesitleri şeklinde başlar, daha sonra 11 nolu örneğin bulunduğu Cingöz köyü civarında birleşerek devam eder, VA ve VB'ye ait örneklerde fosile rastlanılmamıştır. 11 nolu örnekten itibaren ölçülen 1350 m'lik kısım paleontolojik olarak değerlendirilmiştir. Tabanda kaba taneli kumtaşı ve çakıllarla ile başlayan istif şeyi, kumtaşı yer yer de çakıllı kumtaşı ve çakıllı seviyelerinin ardalanması şeklinde 750 m.ye kadar devam eder. Yaklaşık 50 m'lik bir çakıllı kumtaşı, çakıllı kumtaşı ve şeyi içeren bir seviyeden sonra ise 1060 m. ye kadar kumtaşı ve şeyi ardalanması, daha da üstte ise çakıllı kumtaşı ve kumtaşı ardalanmasına geçer, Kesitin 0-980 m.ler arası Cingöz Formasyonu, bunun üzerinde ise 980-1300 m.ler arasında geçişli olarak Güvenç Formasyonu bulunmaktadır, Foraminifere 15, örnekten itibaren rastlanılmış olup, bu örnekteki fosiller iyi korunmadığı için tanımlanamamıştır. Kesitin ilk 700 m.lik kısmı forma-

syonda ölçülen diğer kesitlerle denetleştirildiğinde genel konuma göre bu kısım, ? Praeorbulina glomerosa curva Zonu olarak değerlendirilmiştir. Tanımlanabilen fosillere göre; 700-900 m. arası Orbulina suturalis Zonu ile temsil olunmaktadır. Bu zon Orbulina suturalis Bronnimann'ın ilk görünümü ile başlar, Globorotalia mayeri Cushman ve Ellis'ın ilk görünümüne dek sürer, Orbulina universa (d'Orbigny), Globigerinoides trilobus trilobus (Reuss), Globorotalia obesa Bolli, Globigerinoides ruber (d'Orbigny) bu zonda bulunan planktonik foraminifere lerdir.

900-1350 m.ler arası ise Globorotalia mayeri Zonu ile temsil olunmaktadır (Şekil 4). Bu zon, Globorotalia mayeri Cushman ve Ellis'ın yaşam süresi ile tanımlanır, Globigerinoides trilobus trilobus (Reuss), Orbulina universa (d'Orbigny), Orbulina suturalis Bronnimann» Globigerinoides ruber (d'Orbigny), Globoquadrina dehiscens Cushman, Parr ve Collins, Globigerina Venezuelana» Hedberg, Globoquadrina altispira altispira Cushman ve Ellis bu zonda yer alan planktonik foraminifere lerdir, Kesitin 1060 m.den yukarı kısmı Cingöz Formasyonu üzerine geçişli olarak gelen Güvenç Formasyonuna aittir

ÜST BURDIGALİYEN LANGİYEN-SERRAVALİYEN							YAŞ / Age								
Upper Burdigalian Langhian - Serravallian															
100	200	300	400	500	600	700	800	900	1000	1100	1200	1300	KALINLIK (m.) / Thickness (m.)		
V-11	V-12	V-13	V-14	V-15	V-16	V-17	V-18	V-19	V-20	V-21	V-22	V-23	V-24	V-25	ÖRNEK NUMARASI / Sample number
CINGÖZ										GÜVENÇ		FORMASYON / Formation			
LİTOLOJİ / Lithology													PLANKTONİK FORAMİNİFERLER / Planktonic foraminifers		
? PRAEORBULINA GLOMEROSA CURVA NP-8															
ORBULINA SUTURALIS NP9-10							GLOBOROTALIA MAYERI (NP 11-14)						BİYOZONLAR / Biozones		
													Globigerinoides trilobus trilobus		
													Orbulina universa		
													Globorotalia obesa		
													Orbulina suturalis		
													Globigerinoides ruber		
													Globorotalia mayeri		
													Globoquadrina dehiscens		
													Globoquadrina altispira altispira		
													Globigerina venezuelana		

Şekil 4: Cingöz ölçülü stratigrafi kesiti

Figure 4: Cingöz measured stratigraphic section.

ÜST BURDIGALİYEN Upper Burdigalian	LANGİYEN — SERRAVALİYEN / Langhian - Serravallian		YAŞ / Age																																					
100	200	300	400	500	600	700	800	900	1000	1100	1200	1300	1400	1500	1600	1700	1800	1900	2000	2100	2200	2300	2400	2500	2600	2700	2800	2900	3000	KALINLIK (m.) / Thickness (m.)										
VI-1	VI-2	VI-3	VI-4	VI-5	VI-6	VI-7	VI-8	VI-9	VI-10	VI-11	VI-12	VI-13	VI-14	VI-15	VI-16	VI-17	VI-18	VI-19	VI-20	VI-21	VI-22	VI-23	VI-24	VI-25	VI-26	VI-27	VI-28	VI-29	VI-30	VI-31	VI-32	VI-33	VI-34	VI-35	VI-36	VI-37	VI-38	VI-39	VI-41	ÖRNEK NUMARASI / Sample number
C I N G Ö Z																												GÜVENÇ	FORMASYON / Formation											
																												LİTOLOJİ / Lithology												
PRAEORBULINA GLOMEROSA CURVA NP 8 ORBULINA NP 9-10 SUTURALIS GLOBOROTALIA MAYERI NP 11-12																												PLANKTONİK FORAMİNİFERLER / Planktonic foraminifers												
BİYÖZONLAR / Biozones																																								
Globoquadrina altispira altispira																																								
Globorotalia obesa																																								
Globigerina venezuelana																																								
Globorotalia fohsi peripheraranda																																								
Globigerinoides bispinatus																																								
Globoquadrina dehiscens																																								
Globigerina bulloides																																								
Globigerina occhitensis																																								
Praeorbulina glomerosa curva																																								
Orbulina suturalis																																								
Orbulina univasa																																								
Globigerinoides ruber																																								
Globorotalia mayeri																																								

Şekil 5: Kuşçusofulu ölçülü stratigrafik kesiti. Figure 5: Kuşçusofulu measured stratigraphic section.

KARAIŞALI PLANKTONİK FÖRAMİNİFERLERİ

Kuşçusofulu Ölçülü Stratigrafi Kesiti

Kuşçusofulu kesiti 1/100.000 Ölçekli topografik haritada Kozan N 34-b paftasında N 42 100, E 06 150 başlangıç ve N 31 500 ve E 03 050 bitiş koordinatlarında yer alır. Kuşçusofulu köyünün yaklaşık 2 km. kuzeyinden başlayıp yol güzergahı boyunca güneye doğru ölçülen en uzun kesit olup, tabanda, çakıtaşı» çakıllı kumtaşı, kumtaşı ve şeyi ardalanması şeklinde başlayıp, üste doğru daha az kaba taneli kırıntılı kayaçların ardalanması şeklinde devam etmektedir (Şekil 1). Kesitin ilk 100 m. sinde fosil bulunmamış olup» 2 no'lu örnekten itibaren planktonik foraminifer açısından yer yer iyi, yer yer kötü korunmuş fosillere rastlanılmıştır. Kesitin tamamı 3050 m.dir, 2800 m jik £ kısım Cingöz Formasyonu, 2800-3050 m.lik kısım ise geçişli Güvenç Formasyonu olarak ölçülmüştür,

650 m.den alman 10 no'lu örnekte Praeorbulina glomerosa curva Blow ve Orbulina suturalis Bronnimann birarada bulunmuş ve daha sonra Orbulina suturalis Bronnimann devam etmiştir. Bu durumda 10 nolu örneğe kadar 650 m* lik kısım Praeorbulina glomerosa curva Zonu olarak değerlendirilmiştir. Bu zonda Globigerinoides trilobus trilobus (Reuss), Globorotalia obesa Bolli, Globorotalia fohsi peripheroronda Blow ve Banner, Globigerinoides bisphericus Todd, Globigerina venezuelana Hedberg bulunmuştur,

650-2200 m.ler arası Orbulina suturalis Zonu ile temsil olunur. Bu zon Orbulina suturalis Bronnimann'ın ilk görünümü ile başlar, Globoquadrina mayeri Cushman ve Ellisor'un ilk görünümüne dek sürer. Globoquadrina altispira altispîra Cushman ve Jarvis, Globorotalia obesa Bolli, Globigerina venezuelana Hedberg, Globigerinoides trilobus trilobus (Reuss), Globoquadrina dehiscens Cushman, Parr ve Collins zonun planktonik foraminifer türleridir.

2200-3050 m, ler arası ise Globorotalia mayeri Zonu ile temsil edilmektedir. Bu zon Globorotalia mayeri Cushman ve Ellisor'un yaşam süreci ile tanımlanır, Globoquadrina^ altispira altispira Cushman ve Jarvis* Globorotalia obesa Bolli, Globigerinoides trilobus trilobus (Reuss), Orbulina universa (d'Orbigny), Orbulina suturalis Brönnimann, Globigerinoides ruber (d'Orbigny) zonun planktonik foraminiferleridir.

9 Kat sınırları

Burdigaliyen / Langiyen: Planktonik foraminiferlerden Praeorbulina glomerosa curva Blow'un son görünümü ile Orbulina suturalis Bronnimann'ın ilk görünümü kat sınıının olmaktadır.

Langiyen / Serravaliyen: Bu sınır, planktonik foraminiferlerden Globorotalia mayeri Cushman ve Ellisor'un ilk görünümüyle ayrılır.

SONUÇLAR

Karaisah-Çatalan-Eğner arasında yüzeylenen türbiditik Cingöz Formasyonu'nda yapılan milcropaleontolojik incelemede aşağıdaki sonuçlar çıkarılmıştır.

- Cingöz Formasyonunda 14 planktonik foraminifer türü saptanmış ve stratigrafik yayılımları telirlenmiştir.

- Planktonik foraminifer standart biyozonları kullanılarak 3 biyozon ayrılmıştır* Bu biyozonlara göre Cingöz Formasyonunun yaşı Üst Burdigaliyen-SeTâvâliyen'dir*

- İnceleme alanı biyozonları, önceki araştırmacıların yaptığı planktonik foraminifer biyozonlarıyla denetlenmiş ve subtropikal kuşağın standart biyozonlarıyla benzerlik gösterdiği saptanmıştır.

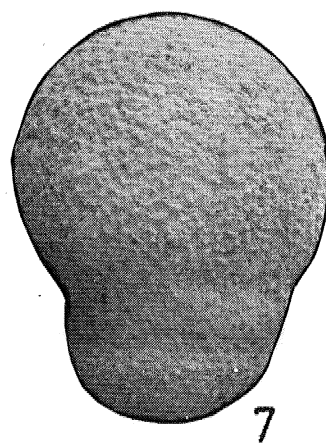
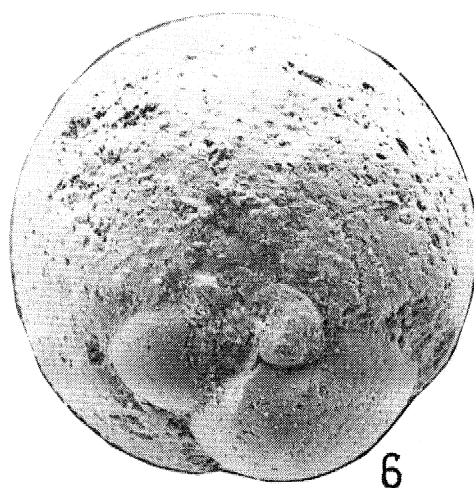
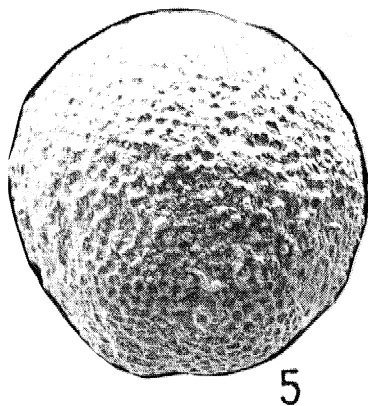
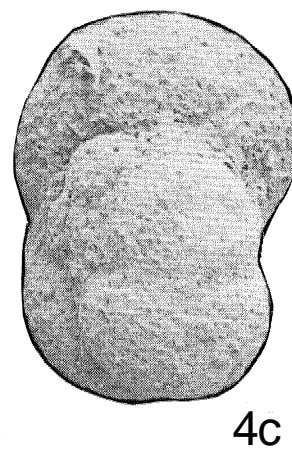
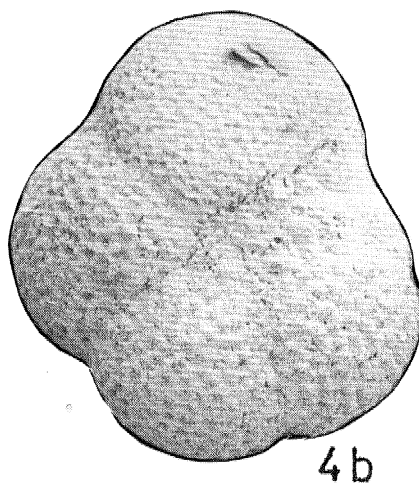
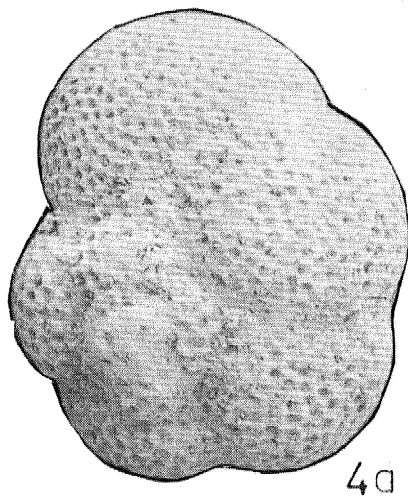
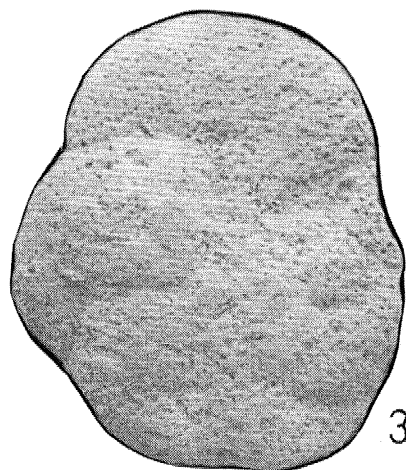
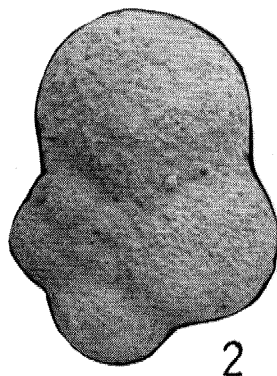
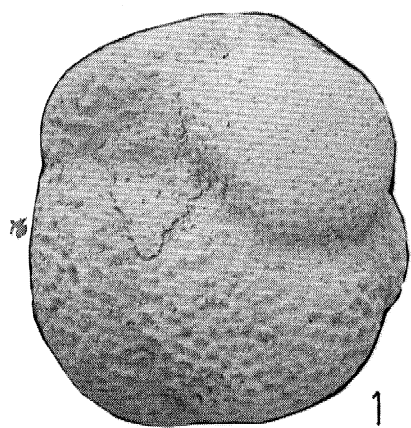
KATKI BELİRLEME

Yazarlar bu araştırmanın gerçekleşmesi için olanak sağlayan Ç.Ü. Araştırma Fonu Başkanlığına, Prof. Dr. Aziz Ertunç ve Prof, Dr. Cavit Demirkol'a; laboratuvar çalışmaları ile fosillerin elektron mikroskopta (S,EM) fotoğraflarının çekimine olanak sağlayan Florida Üniversitesi Jeoloji Bölüm Başkanı Prof. Dr. A. Randazzo, Ast, Prof, Dr. D.A, Hodell, G.À. Mead'e ve çizimleri hazırlayan H. Yıldır'a teşekkür ederler»

DEĞİNİLEN BELGELER

- Bolü, H.M., 1957, Planktonic foraminifera from the Oligocène Miocene Cipro and Lengua formations of Trinidad, B.W.I. Bull U.S. Mus., 215» 97-123,
- Bollix H,M., 1966» Zonation of Cretaceous to Pliocene marine sediments based on planktonic foraminifera, Boletin Information» Asociacion Venezolana de Geologia, Minería y Petroleo., 9(1), 3-32.
- Bolli, H.M., 1970. The foraminifera of Sites 23-31, Leg 4, Initial Rep, Deep Sea Drill, Proj, 4, 577-643/
- Bolli, H.M., and Pi*emoli-Silva, L, 1973, Oligocène to Recent planktonic foraminifera and stratigraphy of the leg 15 sites in the Caribbean Sea, Initial Rep. Deep Sea Drill, prqj, 15, 475-97.
- Bolli, ELM., Saunders, J.B. and Perch Nielsen, K., 1985. Plankton stratigraphy 328 p.
- Görür, N., 1979. Karaisalı Kireçtaşının (Miyosen) sedimentolojisi, TJJ.C. Bült., 22/2, 227-234,
- ilker, S., 1975, Adana Baseni kuzeybatısının jeolojisi ve petrol olanakları, TPAO arama, Arşiv no: 973, 63 s, Ankara (Yayınlanmamış),

- Jenkins, D.G., 1960. Planktonic foraminifera from the lakes entrance oil shaft, Victoria» Australia, Micropaleontology, 6, 345-71.
- Jenkins, D.G., 1966, Planktonic foraminiferal zones and new taxa from the Danian to Lower Miocene of New Zealand. N.Z.J. Geol, Geophys*, 8, 1088» 1126,
- Jenkins, D.G., 1967. Planktonic foraminiferal zones and new taxa from the Lower Miocene to the Pleistocene of New Zealand, N.Z.J. GeoU Geophys., 10, 1064-78,
- Jenkins, D.G., 1971, New Zealand Cenozoic planktonic foraminifera, Paleontol. Bull. N.Z., Geol, Surv., 42, 1-278,
- Jenkins, D.G*, 1975, Cenozoic planktonic foraminiferal biostratigraphy of the southwestern Pacific and Tashman Sea. DSDP Leg 29, Initial Rep, Deep Sea Drill Frog* 29, 449-67.
- Jenkins, D.G», 1978, Neogene planktonic foraminifers from DSDP Leg 40 sites 360 and 362 in the Southeastern Atlantic. Initial Rep. Deep Sea Drill ft-oj., 40, 723-39.
- Kennet» J.P., 1973, Middle and Late Cenozoic planktonic foraminiferal biostratigraphy of the southwest Pacific, DSDP Leg 21, Initial Rep. Deep Sea Drill. Proj-, 21, 575-640.
- Ludbrook, N.H., and Lindsay, J.M., 1969» Tertiary foraminiferal zones in south Australia, Proceedings First International Conference on planktonic Microfossils, Geneva, 2, 366-75,
- Nazik, A« ve Toker, V., 1986. Karaisalı yöresi Orta Miyosen istifinin fbraminifer biyostratigrafisi, MTADerg., no: 103/104, 139450.
- Özer, B., Duval, Bi.» Courier, P., Letouzey, J., 1974. Antalya, Mut Adana Neojen havzaları Jeolojisi, Türkiye II. Petrol Kongresi, Türkiye Petrol Jeologları Derneği, Ankara, 57-84.
- Shanmugam, G. and Moioia, R.J., 1988. Submarine fans; Characteristics, models, classification, and reservoir potential Earth Sci. Rev., 24: 383-428,
- Schmidt G.C., 1961. Stratigraphie nomenclature for the Adana region petroleum district VII, Petroleum Administration Bull., 6,47-63, Ankara*
- Şafak, Ü. ve Gökçen, NU 1991. Planktik foraminifer zonlamasma Doğu Akdeniz Provensinden Bir Örnek: Mut Havzası Tersiyer istifi. Türkiye Jeoloji Bülteni, C34:L
- Temek, Z., 1957, Adana Havzasının Alt Miyosen (Burdigaliyen) fonnsasyonları, bunların diğer fonnsasyonlarla olan münasebetleri ve petrol imkanları, M.T*A, Derg., Sayı:%9, 48-66, Ankara
- Toker, V., 1985. Korkuteli Yöresi Miyosen nannoplankton biyostratigrafisi, K,T,Ü, Derg., Jeoloji 4 (1-2): 9-21.
- Ünlügenç, U.C., Kelling, G., Williams, G. and Demirkol, C, 1991. Tectono-Stratigraphic Analyses of Late Cenozoic Basins in Southern Turkey, Abstract. EUG VI Bienal Meeting, Strasbourg, 1991.
- Yalçın, N.M., ve Görür, NU 1984, Sedimentological evolution of the Adana Basin, International Symposium on the Geology of the Taurus Belt, 165-172, Ankara.
- Yetiş, C. ve Demirkoi, C, 1986, Adana Baseni Batı Kesiminin Detay Jeoloji Etüdü. M.T.A. Raporu, No: 8037, Adana.
- Yetiş, C, Demirkol, C, Lagap, H. ve Ünlügenç, U.C., 1987. 1/100.000 ölçekli açınsama nitelikli Türkiye Jeoloji Haritası Serisi, Kozan N-34 paftası, MTA Genel Müdürlüğü, Jeoloji Etüdları Dairesi (Baskıda).



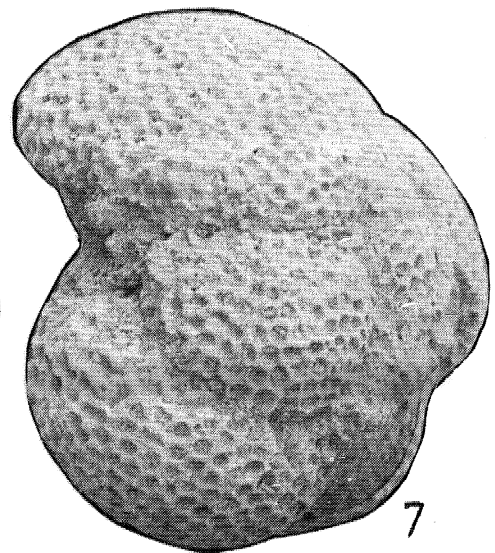
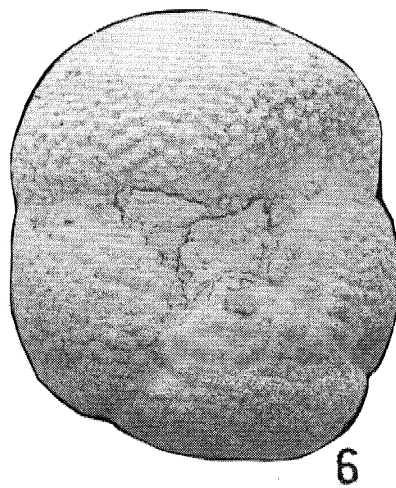
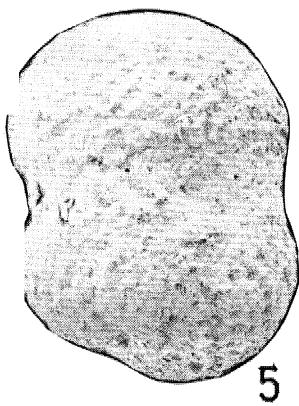
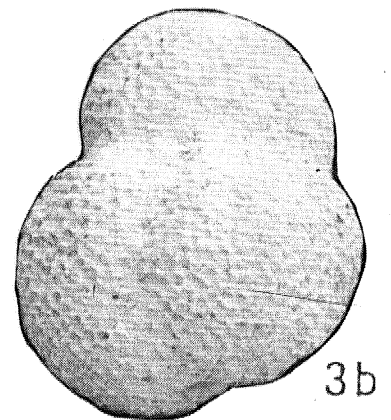
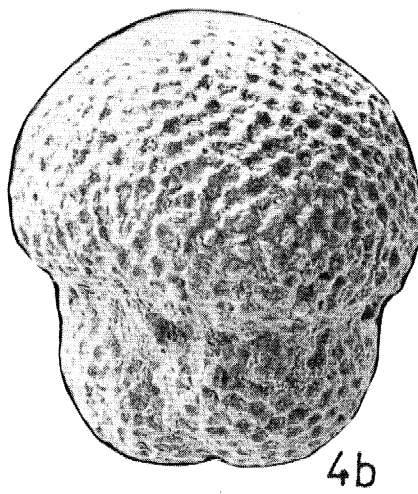
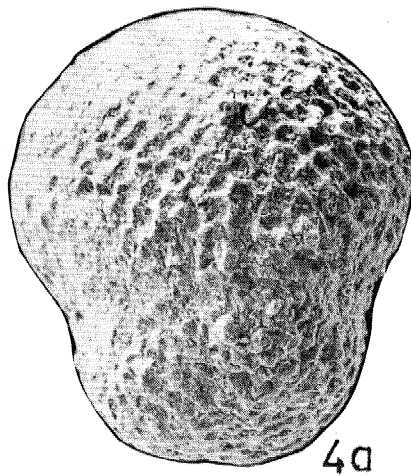
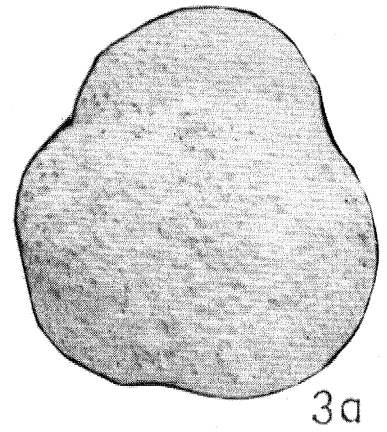
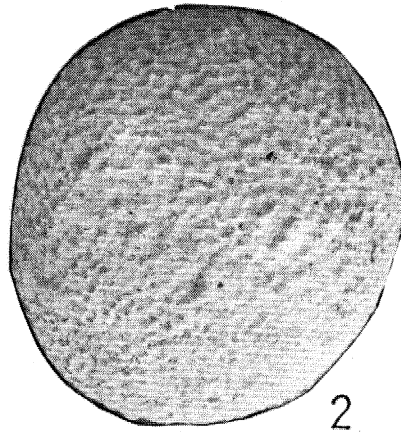
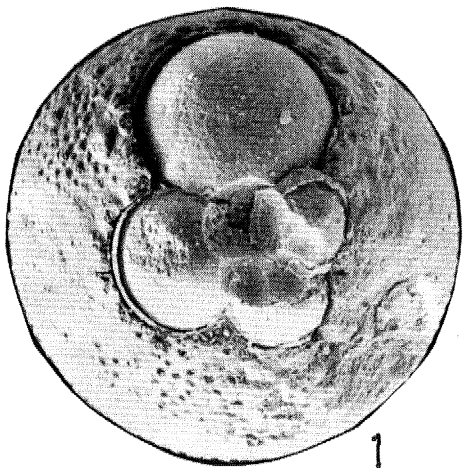
LEVHA 1

- Şekil 1: Globigerina Venezuelans Hedberg
Ombikal taraf, (VI-41), x130
- Şekil 2: Globorotalia otaesa Bolli
Spiral taraf, (VI-36), x130
- Şekil 3: Globorotalia fohsi peripheroronda
Blow
Spiral taraf, (VI-2), x200
- Şekil 4: Globorotalia mayeri Cushman ve Ellisor
a. Spiral taraf, b. Ombikal taraf, c. Periferi,
(VI-36), x 200
- Şekil 5: Praeorbulina glomerosa eurva (Blow)
(VI-10), x130
- Şekil 6: Praeorbulina glomerosa curva (Blow)
(VI-10), x200
- Şekil 7: Orbulina bilobata (d'Orbigny)
aV-21), x130

PLATE 1

- Figure 1: Globigerina venezuelana Hedberg
Umbilical side, (VI-41), x130
- Figure 2: Globorotalia obesa Bolli
Spiral side, (VI-36), x130
- Figure 3; Globorotalia fohsi peripheroronda
Blow
Spiral site (VI-2), x200
- Figure 4: Globorotalia mayeri Cushman and Jar-
vis
a. Spiral side, b. Umbilical side, c. Perip-
hery (VI-36), x200
- Figure 5: Praeorbulina glomerosa curva
(Blow) (VI-10), x130
- Figure 6: Praeorbulina glomerosa curva
(Blow) (VI-10), x200
- Figure 7: Orbulina bilobata (d'Orbigny) (IV-21),
x130

LEVHA II
PLATE II



LEVHA II

- Şekil 1: *Orbulina suturalis* Bronnimann
(L-6)x200
- Şekil 2: *Orbulina universa* d'Orbigny
(V-20),x130
- Şekil 3: *Globigerinoides ruber* (d'Orbigny)
a. Spiral taraf, b. Ombilikal taraf, (IV-21),
x130
- Şekil 4: *Globigerinoides bispaericus* Todd
a. Spiral taraf, b. Ombilikal taraf, (VI-2),
x200
- Şekil 5: *Globigerinoides trilobus trilobus*
(Reuss)
Spiral taraf, (IV~21),x1 10
- Şekil 6: *Globoquadrina dehiscens* (Chapman,
Parr ve Collins), Ombilikal taraf, (VI-36),
x130
- Şekil 7; *Globoquadrina altispira altispira*
(Cushman ve Jarvis) Periferi, (IV-36), x200

PLATE II

- Figure 1: *Orbulina suturalis* Bronniman
(M),x200
- Figure 2: *Orbulina universa* d'Orbigny
- Figure 3; *Globigerinoides ruber* (d'Orbigny)
a. Spiral side, b. Umbilical side, (IV-21)»
x200
- Figure 4: *Globigerinoides bispericus* Todd
a. Spiral side, b. Umbilical side, (VI-2),
x200
- Figure 5: *Globigerinoides trilobus trilobus*
(Reuss)
Spiral side, (IV-21), xl 10
- Figure 6: *Globoquadrina dehiscens* (Chapman,
Parr and Collins)
Umbilical side, (VI-36), x130
- Figure 7: *Globoquadrina altispira altispira*
(Cushman and Jarvis)
Periphery, (IV-36) x200

ÇİNİYERİ-KÜRE BÖLGESİ (MENDERES MASİFİ) METAMORFİK KAYALARINDA RUTİLİN KÖKENİ VE FLUVİYAL SEDİMANLARIN RUTİL İÇERİĞİ

The provenance of rutile in the metamorphic rocks from Çiniyeri-Küre (Menderes Massif) area and rutile contents of fluvial sediments,

ALÎ HAYDAR GÜLTEKİN İ.T.Ü, Maden Fakültesi, Ayazağa-Istanbul

ÖZ: İnceleme alanı Tire (İzmir)'in doğusunda, Menderes Masifinin Çiniyeri ile Küre arasındaki kesiminde yer alır. Bölgede, yerel olarak çok sayıda kuvars damalıyla kesilmiş olan masife ait metamorfik birimler alttan üste doğru gözlü gnays, disten-granat şist, granatanika şist ve mennerlerden oluşmaktadır. Yapılan petrografik ve kimyasal incelemeler, disten-granat şist ve kuvars damarlarının detritik sedimanlarda yataklanmış rutiller için önemli bir kaynak kaya olduğunu göstermiştir. Rutil yüksek dereceli metamorfik kayalar içinde detritik olmaktan çok metamorfik kökenlidir ve oksijen basıncı ile kayaç kimyasal bileşiminin bir fonksiyonu olarak oluşmuştur,

İnceleme sahasında granat ve rutil ağır mineral konsantrasyonlarının önemli bir kısmını oluşturur, Rutil $-0,149+0,077$ mm fraksiyonunda daha fazla derişmiş olup bu fraksiyondaki ortalama içeriği % 1,33'dür. Bütün fraksiyonlar için toplam görünür rezerv 2 milyon ton olarak saptanmıştır. Fluviyal orjinli sedimanların detaylı tane boyu analizleri bunların ortalama kaba kum boyutunda olduğunu gösterir,

ABSTRACT: The studied area is located between Çiniyeri and Küre of Menderes Massif at the East of Tire (Izmir), In the region metamorphic units belong to Menderes Massif which have been locally intercepted by numerous quartz veins are arranged in an ascending order as augen gneiss, kyanite-garnet schists, garnet-mica schists and marbles, The petrographic and chemical studies show that kyanite-garnet schists and quartz veins are important source rocks for rutile deposits in detrital sediments. Rutiles in high grade metamorphic rocks have metamorphic origin rather than detrital and formed as a function of oxygen pressure and chemical composition of rock.

Garnets and rutiles seem to form an important part of heavy mineral concentrations. Rutile in the sediments of the investigated area is generally most abundant in the $-0.149+0.077$ mm fraction with an average 1,33 percent, The total proven reserves for all grain size fractions are determined to be 2 million metric tons. The detailed grain size analysis, applied to the fluvial originated sediments indicate that the material used should be considered as coarse sand size,

GİRİŞ

Bu çalışma çoğunlukla Menderes Masifi metamorfik kayalarından beslenen fluviyal orjinli ayrıntılı sedimanların rutil içerik ve dağılımının belirlenmesini, kaynak kayalardaki davranışının incelenmesini amaçlar, Buradan hareketle bir sedimantasyon bölgesinde metamorfizmadan başlayarak atmosferik ayrışmayla sonuçlanan (veya devam eden) mümkün jeokimyasal titanyum çevirimi dikkate alınmış ve plaser titanyum yataklarının oluşumu, jeolojik bir çevre içinde düşünülmüştür.

Çalışılan saha Menderes Masifinin yaklaşık orta kesiminde, İzmir ili Tire ilçesinin takriben 7 km doğusunda yer alır (Şekil 1), Sahada bulunan sedimanların Küçük Menderes grabenini dolduran alüvyonların bir parçasını oluşturur ve kaynak alanlarda dağıtıcı güncel akıntı kanalları ile birlikte önemli rutil yığılımları

verir. Ancak en zengin zonlar artan taşınma mesafesiyle belirginleşecek şekilde ince boyutlu sedimanları yeğler. Yapılan çalışmada alüvyon düzlüğü, taşma ovası ve kanal dolgusu çekellerinden alınan örnekler ayrıntılı olarak rutile eşlik eden mineraller yönüyle de incelenmiş, fluviyal çökellerde ağır minerallerin göreceli oranları ve özellikleri belirlenmiştir.

Bölgenin yakın çevresindeki önceki çalışmalar, özellikle son yıllardan itibaren yoğunlaşarak daha çok metamorfizma yaşı ve koşulları, ilksel kayaların tipi ve masifi oluşturan kaya birimleri arasındaki dokanak ilişkisine yöneliktir, Masifin derelerinde alüvyonlar içinde özşekilli rutil kristallerinden ve olası kaynak kayalarından söz edilmekle birlikte ayrıntılı çalışmaların bulunmadığını söylemek güçtür. Fluviyal çökeltile ilişkisi mineralojik çalışmalar ve saptanan dokusal parametreler geniş bir alana yayılan sedimanların önemli bir titanyum kaynağı oluşturduğunu ortaya koyar»

LİTÖSTRATİGRAFİ

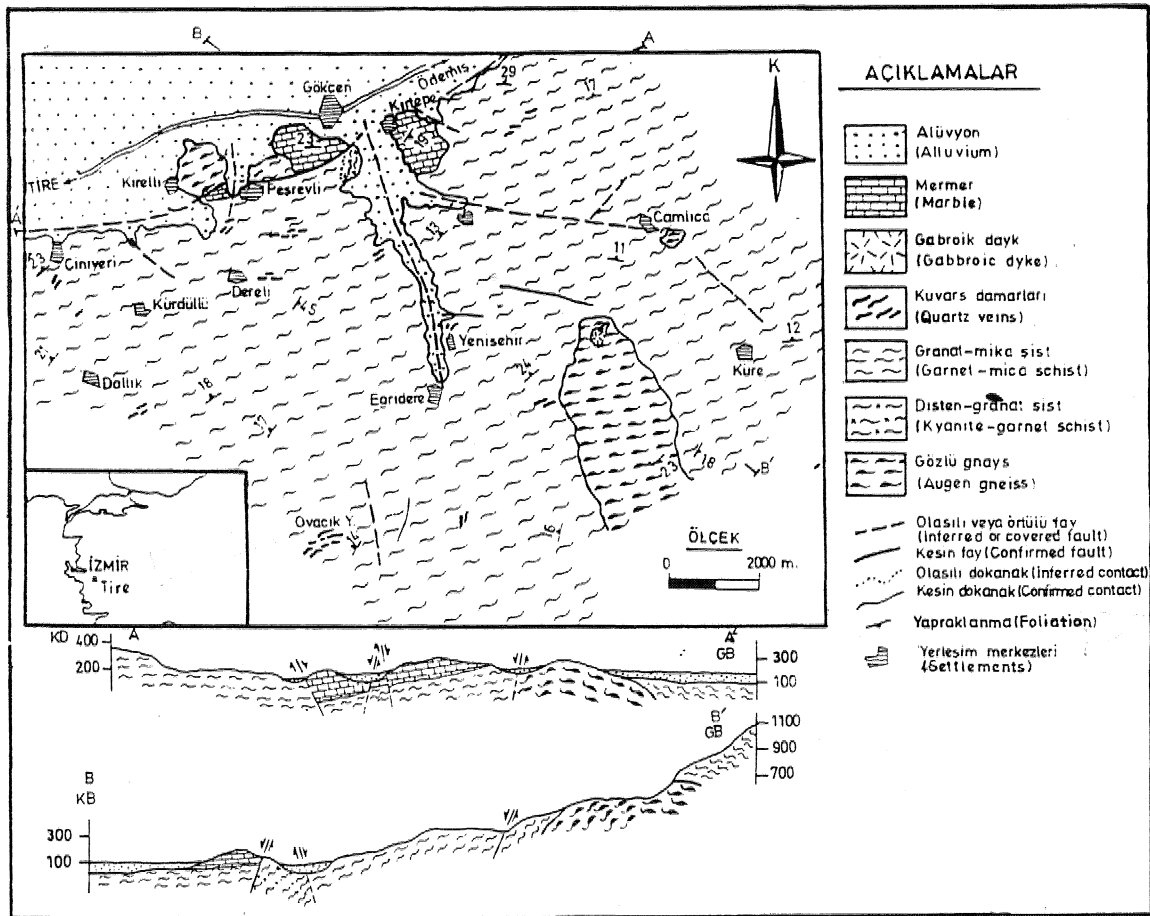
Çalışılan alanda temeli Menderes Masifine ait metamorfik kaya birimleri oluşturur. Kuzeyde grabeni dolduran ve doğu-batı yönünde bütün metamorfik kayaları örten alüvyonlar inceleme alanının en genç birimidir. Masife ait kaya birimleri daha genç olan kuvars damarlarınca çeşitli düzeylerde kesilmiştir. Bölgedeki metamorfitler genel anlamda gözlü gnays» farklı litoloji şist ve mermerlerden ibarettir.

Masifin yaklaşık orta kesimlerinde yer alan inceleme alanı metamorfitleri tabanda yer yer bantlaşma özelliği sunan ve üst seviyelere doğru gabroik karakterli daykalarla kesilen gözlü gnayslarla başlar. Granat dışında metamorfik İndeks mineral içermeyen, üst dokanağımı esas olarak granat mika şistlerle yapan bu litolojinin dıştan granat şistlerle olan muhtemel dokanağı ise belirgin değildir. İnce bir seviye halinde Küçük Menderes grabeninin güney sınırına az çok paralel şekilde sınırlı bir alanda izlenebilen disten-granat şistler çalışılan bölgede egemen litolojiyi oluşturan granat-mika şistlere yanıl geçişlidir. Farklı düzeylerde kuvars-MüSkovit şist ve mikaşist düzeyleri içeren granat-mika şistler, çoğunlukla yaprak-

lanma düzlemine paralel yerleşmiş ve alüvyonlar içinde zenginleşme şansı bulmuş İri rutil kristallerince karakteristik kuvars damarları içerirler, Amfibolit mercikleri de içiren birim ince kalkışt seviyeleriyle mermerlere geçişlidir.

Gözlü gnays birimi

Sahanın güneydoğusu ile kuzeybatısında geniş bir alanda gözlenen bu birim diğer alanlarda derin vadilerde yüzeylenir. Birimin şistlerle olan üst dokanağı çalışılan alan içinde uyumludur. Gözlü gnayslar çoğunlukla gri ve sarımsı gri ve kahverenginin tonlarında orta kaba taneli olup uzun eksenleri 5-6 cm'ye varan, oval merccek şekilli K-feldspat topluluğundan ibaret porfiroblastlar halindeki gözlerden oluşur. Stres etkisi altında gözler bazen aşırı uzanımlar gösterdiğinden birim bantlı bir görünüm kazanır. Çok kısa mesafeler içinde gözlü-bantlı dokusal değişimi izlemek mümkündür. Granat-mika şist dokanağına doğru içerdiği K-feldspat porfiroblastların miktarı gittikçe azalarak, birim bir tür masif granitik gnays görünümü kazanır. Gözlü gnaysların mineral bileşimi çoğunlukla kuvars, plajiyoklaz, ortokiaz, biyo-



Şekil L Çiniyeri-Küre (Tire) yöresinin jeolojik haritası

Figure I. Geological map of Çiniyeri-Küre (Tire) area.

ÇMYERİ--KÜRE RUTİLLERİ

tit, muskovit» granat, daha az olarak klorit, apatit, turmalin, epidot, zirkon ve rutil şeklindedir. Bu litolojiden alınan örneklerden belirlenmiş olan kimyasal analiz sonuçları Çizelge 1'de verilmiştir.

Gözlü gnayslar» gözleri oluşturan K-feldspatlar dışında, çoğunlukla perütik dokulu ortoklaz, daha nadir olarak karakteristik kafes yapılı ikizler gösteren mikrokün türü feldspatlar içerir, Plajiyoklazlar oligoklaz türüdür. Ksenoblastlar halinde 0.018-0.042 mm tane boyu aralığında değişimler gösteren kuvarslar bu litolojinin en yaygın minerali olup, bariz kataklastik etkiler sonucunda belirgin bantlar oluşturmuştur. Birimde, karakteristik olan kataklastik doku dışında yer yer mirmekitik, perütik, granoblastik; yer yer de çok az olmak üzere lepidoporfiroblastik doku türleri gözlenir.

Birimin egemen mika minerali biyotittir. Yerel olarak bazen muskovit baskın duruma geçer. Diğer bir bileşen olan epidotlar tamamen retrograd koşullarda biyotitin kenarlarında gelişmiştir. Kayaç içinde biyotitin kenarları dışında epidot oluşumları gözlenmez» Plajiyoklaz, plajiyoklaz-granat, bioti tuğrana t, plajiyoklaz-K-feldspat dokanağında ve feldspatların içinde iğnecikler halinde birbirleri ile grift saç örgüsüne benzer doku

gösteren apatitlerin ortalama tane boyu 0,03 mm civarındadır ve yaygın şekilde sahanın güneydoğusunda Yenışehir köyü civarındaki alanlarda gözlenirler. Bölgede metamorfizma hiçbir yerde sillimanit derecesine kadar yükselmemiştir. Çoğunlukla ksenoblastlar halinde ve kırıklı bir iç yapı gösteren poikilitik dokulu granatlar yer yer bol rutil inklüzyonları ihtiva eder. Granatlar, bazen deformasyon etkisi sonucu uzamış ya da yassılaştırılmış kristaller halinde ve biyotit tarafından ornatılmış şekillerde izlenir. Rutil ortalama 0.08 mm tane boyunda, pri/matik kristaller ya da özşekilsiz taneler halinde şekillenir. Bu mineral biyotitler içinde yüksek kılınla indisi? inkJü/yonlar halinde, biyotit-epidot reaksiyonunun geliştiği alanlarda ise serbest taneler halinde, mineral sınırları boyunca yerleşir.. Çalışılan alanda gözlü gnaysların rutil içeriği nadiren % 0.10'nu geçer.

Disten-granat şist birimi

Birim granat-mika şistlere yanal geçişlidir ve graben sınırına yakın küçük bir alanda yüziek verir. Sahanın diğer kısımlarında gözlenmemiş olmakla birlikte dere

	Gözlü gnays (Augen gneiss)				Amfibolit (Amphibolite)		Granat-mika şist (Garnet-mica schist)							
	1	2	3	4	1	2	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	75.28	72.32	76.09	73.40	50.08	48.35	65.56	63.89	67.51	61.34	67.05	64.12	56.81	68.91
Al ₂ O ₃	12.03	16.53	14.04	16.31	21.47	18.54	16.01	17.36	15.21	21.73	16.02	21.15	14.75	16.25
Fe ₂ O ₃	2.48	0.73	1.90	1.73	14.85	16.52	10.25	9.70	8.98	9.68	9.96	7.29	16.59	5.18
MgO	0.53	0.40	0.39	0.40	2.43	3.95	0.84	0.48	0.55	0.40	0.63	0.38	2.40	0.83
CaO	0.57	0.28	0.42	0.30	4.10	5.51	0.69	0.78	0.65	0.49	0.50	0.49	2.54	0.79
Na ₂ O	2.80	1.81	1.75	2.05	1.83	2.24	1.88	1.90	2.42	0.60	1.10	1.82	1.83	0.96
K ₂ O	4.13	5.63	3.13	2.95	2.49	0.65	2.48	2.40	2.16	1.32	2.05	1.62	0.69	3.90
TiO ₂	0.78	0.10	0.67	1.35	1.94	4.09	0.88	0.81	0.84	0.90	0.83	0.69	1.78	0.44
MnO	0.02	0.03	0.09	0.01	0.18	0.10	0.11	0.04	0.05	0.03	0.03	0.01	0.08	0.10
A.Z.	1.08	0.86	1.20	1.33	0.06	-	1.13	2.04	1.53	2.59	1.60	2.35	2.27	2.41

	Kuvars damarları (Quartz veins)				Mermer (Marble)				Gabbroik dayk (Gabbroic dyke)					
	1	2	3	4	5	6	7	8	1	2				
SiO ₂	90.12	99.81	99.10	99.71	92.57	99.82	96.93	94.29	2.02	5.53	10.46	3.10	53.69	54.30
Al ₂ O ₃	2.62	0.10	0.49	0.13	3.91	0.09	0.85	2.05	1.21	4.01	2.62	0.98	10.44	13.09
Fe ₂ O ₃	5.12	0.02	0.31	0.09	1.15	0.03	0.08	1.63	0.36	0.46	1.25	0.36	4.83	3.16
MgO	-	-	-	-	0.38	-	-	-	0.05	0.08	1.70	-	8.77	7.65
CaO	0.08	-	-	-	0.30	-	0.03	0.13	47.80	42.73	37.69	38.99	17.67	17.41
Na ₂ O	1.61	-	-	-	0.83	-	0.10	0.95	-	-	-	-	2.16	2.33
K ₂ O	-	-	-	-	0.27	-	-	0.21	-	0.12	-	-	0.10	0.08
TiO ₂	0.16	0.04	0.04	0.05	0.22	0.04	0.82	0.15	0.19	0.43	0.13	0.08	1.83	1.65
MnO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.01	0.01	-	0.06	0.08
CO ₂	-	-	-	-	-	-	-	-	47.98	46.60	45.63	56.14	-	-
A.Z.	0.02	-	-	-	0.03	-	-	-	0.37	0.19	0.34	0.23	0.35	0.27

Çizelge 1. İnceleme alanındaki kaya birimlerinin major element içerikleri.

Table 1. The major element contents of the rock units in the investigated area.

alüvyonları içinde dişlenin saptanmış olması muhtemelen ince seviyeler halinde birçok alanda yüzeylenmiş olabileceği kanısını uyandırmaktadır,

Yeşilimsi, morumsu ya da kahverengi renkler sunan birim» pembeye kaçan renkleri iri granat ve dişten kristalleri içermesiyle karakteristiktir. Şistosite çoğunlukla belirgindir, Kayaç iri kristalli olup makroskopik gelişimli mika kıvrımlarını izlemek olağandır, Dişten-granat şist birimi makroskopik olarak tanınabilen rutil kapsamları ile diğer metamorfik kaya birimlerinden ayrıcalık sunar. Bu özelliğinden dolayı alüvyonlar içinde zenginleşen rutil için bir kaynak kaya karakteri gösterir. Birime ait bazı örneklerde saptanmış olan kimyasal analiz sonuçları Çizelge 1'de verilmiştir.

Bu kayalardaki plajiyoklazlar oğoklaz (An 22-24) bileşimindedir ve ortalama boyutları $Q_{40} \approx 0,6$ mm arasında değişir. Yaygın şekilde serisitleşmiş olup düzensiz yoğunlukta uzun eksene dik konumlu turmalin kapanımları içerir. Birimin baskın mika mineralini muskovit oluşturur. Distenlerin maksimum tane boyu 2 mm kadardır ve kataklastik deformasyon izleri gösterir, Alterasyon sonucu değişik yoğunlukta serisitleşmiştir. Birimin X-ışınlan difraktometre sonuçlarına göre aknan» din olan ve 1-2 cm tane boyu büyüklüğüne ulaşabilen granatları diğer birimlerin aynı tür granatlarına oranla daha bol miktarlarda özşekilli ya da Özşekilsiz katı rutil kapanımları içermeleriyle belirgindir. Disten-granat şistler çalışılan alanın en yüksek rutil içeriğine sahip kayalarını oluşturur, Rutil kristallerinin gözlenen tane boyları 0.03-1.00 mm arasında olup belirgin bir yönlenme izi taşımaz, Kayaç içinde mineral sınırlarında serbest halde izlemek mümkündür»

Granat-mika şist birimi

Çiniyeri-Küre bölgesinin en yaygın birimidir. Güneyde Eğridere, güneybatıda Dallık köyleri civarındaki lokasyonlarda tipik olarak izlenir. İçerdikleri biyotit miktarındaki değişikliklerle ilişkin gri, yeşilimsi gri, siyahımsı gri renkler ve orta-kaba taneli, belirgin foliasyon gösteren granat-mika şistler tekdüze yapılı olmayıp değişik düzeylerde kuvars-muskovit şist ve mikaşist arakatmanları içerirler» Üst seviyelerde muskovit, gözlü gnayslara geçişte biyotit hakim durumdadır. Kayada yer yer kuvars + muskovit, yer yer de kuvars + biyotit toplamı % Sthnı geçer, Metamorfik anahtar mineral olarak yalnızca granat içeren birim değişik kalınlıkta kalşist düzeyleri ile mermerlere geçişlidir,

Granat-mika şistler tipik lepidoblastik doku, daha az lepidoporfiroblastik nadiren mikrokivimh yapı gösterir, Porfiroblastlan çoğunlukla granatlar, ender olarak albitler oluşturur, Porfiroblastik albitler tipik olarak sahanın güneydoğusunda» Ovacık Yaylasında yttzlek veren rutilli kuvars damarlarının çevresinden alman örneklerde

gözlenir. Ana bileşenlerini kuvars, plajiyoklaz, biyotit, muskovit ve granatın oluşturduğu birim içinde az olarak klorit daha az olarak da rutil, apatit, zirkon, turmalin ve opaklar izlenir. Litolojiyi oluşturan bileşenlerin ortalama boyutu 0,5-07 mm arasında kalır. Yer yer çok iyi gelişmiş olan şistositeyi içerdikleri mikaların paralel dizilimleri oluşturur. Birime ait bazı örneklerin kimyasal analiz değerleri Çizelge 1'de verilmiştir.

Granat-mika şistlerin plajiyoklazian çoğunlukla oligoklaz (Anlg-16) türüdür, Ortalama tane boyutu 0,3-0,4 mm kadar olan plajiyoklazlarda kenarlardan ve dilinimlerden başlayarak gelişen serisitleşmeye yaygınca rastlanılır, Albitlerde enderde olsa rotasyonel yapı gelişmiştir. Biyotitlerin bir kısmı belirgin şekilde postdeformatik kristallenmiş olup gözlü gnayslarda olduğu gibi granatlarla reaksiyonel ilişkilidir» Bu tür biyotitler kenarlardan başlayarak granattan ornatmakta ise de, bir kısım biyotitler retrograd etkilerle epidot oluşumlarına imkan vermiştir. Olağan şekilde zirkon ve rutil katı kristal kapanımları içerir. Birimin diğer yaygın mika mineralini oluşturan muskovitte, biyotitlerde doğal olan kinkband yapılan gözlenmez. Kloritlerin pekçoğu ikincildir ve retrograd koşullarda gelişmiştir. Girişim kenkilerindeki farklılaşma kloritin Fe içeriği ile ilişkilidir. En iyi şekilde Dallık köyü doğusunda birime ait örneklerde saptanan granatların tane boyu 6 cm'ye kadar ulaşır. Bu mineralin bir kısmı postdeformatif diğer bir kısmı predeformatif kristallenmiştir. Büyük çoğunlukla mika lineasyonlan arasında özşekilsiz, bazen iğsi bir yapı sunar* X-ışınlan difraktometre incelemelerine göre ekseriyetle almandin türü olan granatların Mn içeriği mermerşist kantağına doğru artış gösterir. Birimin tali bileşenlerinden turmalin dravit türü olup olağan olarak ince uzun özşekilli taneler şeklinde gözükürse de bodur olanlarına da tesadüf edilir, Tane boyu 0.03-3,00 mm arasında değişir ve zaman zaman uzun ekseni boyunca şistosite düzlemine kısmen paralel konumlanır. Birimin rutil içeriği bütün örneklerde % Tin altında kalır. Özşekilsiz, bazen iğnemi ve prizmatik olan rutil 0.02-0.15 mm tane boyutlu olup çoğunlukla diğer silikat mineralleri içinde katı kapammlar oluşturur. Ancak bazı örneklerde her iki ucu yuvarlaklaşmış ya da özşekilli serbest taneler halinde de gözlenir. Dirsek ikizi nadiren kelebek ikizi olağandır.

Mermerlere geçişte izlenen kalkşistler en belirgin şekilde kuzeyde Peşrevli köyü yakınlarında yüzlek verirler ve genel mineral bileşimi kalsit, kuvars, plajiyoklaz (An 9-18), muskovit, biyotit, turmalin, zirkon, apatit olarak saptanmıştır. Birimde mikalar koyu renkli, değişen kalınlıklarda bantlar şeklinde rastlanır. Granat mika şistler içinde arakatman şeklindeki kuvars-muskovit şistlerin ana bileşenleri kuvars, muskovit, plajiyoklaz az miktarda biyotit, granat ve kloritdir. Bu alt birimin tali bileşenlerini turmalin, apatit, zirkon oluşturur ve en iyi şekilde Peşrevli köyü civarında izle-

ÇİNİYERİ-KÜRE RUTİLLERİ

nir, Kuvars-muskovit toplamı bazı örneklerde % 80'nin üzerindedir. Varlığı esasen mikroskopik çalışmalarla belirlenmiş diğer alt birim olan mikaşistler ise tipik olarak Eğridere köyü güneyinde gözlenir ve bazı örneklerde mikaların oranı % SO'e kadar yükselir.

Mermerler

Mermerler çalışılan alanın kuzeyinde Kirelli ve Kırtape köyleri arasında birbirinden ayrı üç bölgede benzer özellikte olarak yüzeylenir ve şistlere tedrici geçiş gösterir. Şist ve gözlü gnayslardan sonra en fazla yayılım gösteren kaya birimini oluşturan bu litoloji metamorfik istifin üst düzeyini oluşturur.

Orta-kaba taneli ve masif yapı, genelde beyaz veya grinin tonlarında değişen renkler gösteren birime ait bileşenlerin tane boyutları ekseriyetle 0,5-1,5 mm arasında kalır. Belirgin bir yönlenme görülmeyen mermerlerde tekdüze bir bileşim ve granoblastik doku egemendir. Mermerlere ait bazı örneklerde belirlenmiş olan kimyasal analiz sonuçları Çizelge 1'de verilmiştir.

Mermerlerin ana bileşenini oluşturan kalsit hiç bir örnekte % 85'in altına düşmez. Olağan olan polisentetik ikizlenme yaygındır. Tane boyutları 0,1-2 mm arasında değişim gösterir. Birimin en yaygın mika minerali genellikle ince taneli (0,1-0,5 mm) ve nispi bir yönlenme gösteren muskovitdir,

Amfibolitler

Yalnızca Küre köyünün güneyinde şistler içinde çeşitli düzeylerde gözlenir, Düzensiz sınırlı ve farklı kalınlıklı bu litolojinin uzunluğu en fazla 10 m, genişliği bir kaç metre arasında kalır. Çok küçük alanlarda yüzeylendiğinden Şekil 1'deki haritada gösterilememiştir, Amfibolit şist dokanağı keskindir ancak her iki kayayı oluşturan minerallerin yönlenmeleri birbirine paraleldir. Siller şeklinde yerleşmiş olan bazik sokulumlardan türemişlerdir, İçerdikleri hornblend ve klorit gibi minerallerden dolayı yeşil, yeşilimsi siyah renkler gösteren birime ait bileşenlerin tane boyutu 0,3-0,4 mm arasında yoğunlaşır. Birimin genel mineral bileşimi amfibol (hornblend), klorit, plajiyoklaz (oligoklaz-andezm), kuvars, rutil, biyotit, apatit ve zirkon olarak verilebilir, Kayanın amfibol içeriği % SO'ne kadar yükselir. Bu kayalara ait bazı örneklerde saptanmış olan kimyasal analiz sonuçları Çizelge 1'de verilmiştir.

Birim çalışılan alandaki diğer kaya birimleri ile mukayese edildiğinde yüksek rutil içeriği ile karakteristiktir, Diğer yandan ortalama % 3 civarında rutil miktarıyla bu kayalar alüvyonlar içindeki rutil birikimleri için önemli bir kaynak oluşturmaları. Çoğunlukla özşekilsiz olan rutil, nadiren ince uzun, çubuksu ve prizmatik kristaller halinde izlenir ve tane boyutu 0,05-0,2 mm arasında değişen değerler alır.

Amfibolitler, çubuksu minerallerce zengin ve ileri derecede yönlenme göstermeleri ile tipik nematoblastik doku gösterir,

Gabroik dayklar

Bölgenin güneyinde Yenişehir ile Küre köyleri arasında yüzlek veren, morfolojisi ve sahip olduğu koyu renk ile çevre kayayı oluşturan gözlü gnayslardan belirgin ayrıcalık sunan bu kayaların belirgin bir özelliği yüksek itmenit içeriğidir, Gabroik dayklar gözlü gnayslar içinde siller şeklindedir. Ancak dokusal yönüyle gabroik karakter gösterir.

Bu kayaların genel mineral bileşimleri piroksen, plajiyoklaz, ilmenit çok az kuvars ve biyotit olarak verilebilir. Plajiyoklazlar labrador türüdür. Miktarları % 40'a kadar ulaşabilen piroksenler ortopiroksen olarak hipersiten, klinopiroksen olarak da ojitdir, Piroksenler yer yer zayıf şekilde kenarlarından itibaren uralitleşmiştir. Birimin ilmenit içeriği ortalama % 2,76 kadardır.

Kuvars damarları

Kuvars damarları en iyi şekilde bölgenin kuzeyinde Peşrevli köyü güneyi ile güney uçta yeralan Ovacık yaylasında küçük bir alanda yüzlek verir. Her iki alanda kayalar nispeten haritaianabiiir uzunlukta da (maksimum 100 m) diğer alanlarda bu nitelik gözlenmez. Büyük çoğunlukla granat-mika şistler içinde D-B veya KD-GB doğrultusunda konumlanırlar. Gözlü gnayslar sadece birkaç 10 cm uzunluğa ulaşabilen ve rutil içermeyen kuvars damarları içerirken, şistler içinde yeralanlar rutillidir. Genelde merceksel görüntü sunular ve uzun eksenleri içinde yer aldıkları çevre kayanın şistoşitesine uyumlu veya zayıf zonlara basınçla enjekte olmaları sonucunda uyumsuzdur.

Mineral içeriklerine göre kuvars damarlarını dört ana grup altında toplamak olasıdır: 1) Yalnız kuvars, 2) Kuvars+albit, 3) Kuvars+rutil+albit, 4) Kuvars+albit+rutil+apatit+turalin, Yalnızca kuvars içerenler en yaygın görülenleridir, Albit bazı örneklerde modal bileşimin % 60'ını oluşturur, Rutil değişik yoğunlukta ve düzensiz dağılımlı gelişmiştir. Bazı örneklerde modal bileşimin % 25-30'nu oluşturmakta iken, çoğunlukla % Tin altındadır,

İri rutil kristallerince karakteristiktir olan kuvars damarları ayrık sedimanlarda konsantre olan rutiller için önemli bir kaynaktır, Rutil çoğunlukla makroskopik boyutlarda, yer yer prizmatik kristaller halinde 5-6 cm'lik boyutlara ulaşır ve (110) yüzeyine göre iyi gelişmiş deformasyon lamelleri içerir. Ender de olsa asiküler rutil kristallerine rastlanılır. İkiz düzlemi (101) olan dirsek ikizini azda olsa izlemek mümkündür. Bazı kristaller belirgin şekilde post-kristalin deformasyon izleri taşır. Rutile zaman zaman diğer bir titanyum mine=

rali olan anatas oldukça düşük oranlarda eşlik eder, Bu kayalar içinde turmalinler bazen 1-2 cmlik özşekilli taneler halinde kristalleşirken, apatitler yer yer yarı özşekilli-özşekilli kristaller halinde 6-7 cmlik boyutlara ulaşır, X-ışınlan difraktometre yöntemine göre apatitler flor apaüt, turmalinler ise demirli dravit türüdür. Buraya kadar belirtilen minerallere ek olarak bu litoloji örneklerinin % 540 kadarının küçük kristaller halinde arsenopirit içerdiği söylenebilir.

Menderes masifi metamorfizmasının anateksi koşullarına kadar yükseldiği pekçok araştırmacı tarafından kabul edilen bir husustur (Schuiling 1962, Graciansky 1965, Akdeniz ve Konak, 1979, Akkök ve diğ. 1984, Dağ 1988). Buradan anlaşılacağı üzere, bölgede izlenen kuvars damarları post-anateksitik hidrotermal bir fazın ürünüdür. Genel mineral bileşimleri ve kimyasal içerikleri gözönüne alındığında birbirinden farklı birçok alanda yüzeylenen bu kayalar aynı tür magmanın ürünleridir.

METAMORFİK KAYAÇLARDA TİTANYUM

Genel

Yerkabuğunun yapısında % 045 oranında bulunan titanyumun metamorfik kayalardaki içeriği anakayanın türüne bağlı değişim gösterir. Bazı alkali karakterli magmatik kayalar bir yana bırakılacak olunursa, metamorfik kayaların toplam TiO₂ içeriği diğer magmatik ve sedimanter kayalara kıyasla büyük ayrıcalık sunmaz.

Ana çizgide anatas» rutil, ilmenit, sfen, löykoksen, biyotit ve hornblend metamorfik kayaların yaygınca izlenen titanyum taşıyıcı minerallerini oluşturur. Porfiroblastik granatların titanyum içeriği bünyelerinde bulunan katı rutil kapamlandan kaynaklanırken manyetit, nadiren muskovit ve klorit değişen oranlarda titanyum içerebilen minerallerdir. Ancak genel anlamda metamorfik kayaların temel yapısını oluşturan silikat mineralleri oksid minerallere oranla kayacın toplam TiO₂ miktarının büyük çoğunluğunu vermektedir.

Metamorfik bir alanda Ti-oksitlerin oluşumu bazı faktörler sonucudur: 1) Yapılarında titanyum içeren silikatların artan metamorfizma derecesine titanyumca fakir silikatlara ve Ti-oksitlere dönüşümü, 2) Özel kayaç kimyası, 3) Yüksek oksijen ve sülfür basıncı. En düşük metamorfizma derecesine karşılık gelen zeolit fasiyesi prehnit-pumpelit alt fasiyesi kayaçları detritik kökenli rutil ya da anatas içerir. Yeşil şist fasiyesinde tepkime ürünü gelişim gösteren ve pek çok metamorfik kayaç içinde izlenebilen sfen, kayacın içermiş olduğu toplam titanyumun büyük bir kısmını verir ancak bu fasiyes koşulları altında kararlılığını devam ettirir. İlerleyen metamorfizmanın biyotit ve hornblend oluşmasıyla bir miktar titanyum bu minerallerin kafes yapısına girer. Kwak (1968), metamorfik koşullar altında muskovit ve

biyotitin oktaedral konumda titanyum içerebileceğini ve artan metamorfizma derecesine bağlı olarak Ti içeriğinde diğer oktaedral bağlı katyonların lineer azalmasına uyumlu olacak şekilde bir artışın meydana geleceğini ileri sürer, Force (1976) benzer davranışın manyetitte de görülebileceğini ifade eder, Feldispatların kafes yapılarında titanyumun yerlabileceği kabul edilmekle birlikte bu konudaki veriler kesin değildir. Metamorfik kayaçlarda hornblend % 3,9, biyotit % 6,0 oranında TiO₂ içerebilirken, bir granat türü olan melanitik andradit % 17.1 oranında TiO₂ içerebilir,

Amfibolit fasiyesi başlangıcında metamorfik kayaçlardaki titanyum dağılımı yeşil şist fasiyesinde olduğu gibi kalır, İlerleyen metamorfizma, hornblend oluşmaya başlaması ile birlikte kayacın toplam titanyumunun bir bölümü bu mineralin kafes yapısında tüketilir, Metamorfizmanın üst amfibolit fasiyesine ulaşmasıyla, belirtilen silikatların sınırlı kararlılık alanları içermeleri, yapılarında bulunan titanyumun hareketliliğine neden olur, Sfen, biyotit ve hornblend gibi silikatlar sillimanit alt fasiyesinde tepkime ürünü yeni minerallere dönüşürken, piroksen granülitlerde nadiren bulunurlar. Tepkime sonucunda gelişen yeni topluluğu hipersten, diopsit, pirop, almandin, plajiyoklaz ve potasik feldspat gibi kafes yapılarında daha az titanyum içeren mineraller oluşturur. Serbest kalan titanyum fazlalığı kimyasal bileşim ve oksijen basıncının bir fonksiyonu olarak Ti-oksitleri (rutil ve ilmenit) meydana getirir, Force (1976) biyotitin sillimanit alt fasiyesinde tepkime ürünü ilmenit, rutil ve sillimanit minerallerine dönüşebileceğini ileri sürer,

Granülit fasiyesinde sfen, biyotit ve hornblendin kararlılık alanları büyük ölçüde sınırlıdır. Yaygın kabul edilen sfenin tamamen kaybolduğu titanyumun ilmenit ve rutilin yapısına girdiği şeklindedir, ancak kayacın kimyasal bileşimi bu değişimi denetleyen önemli bir faktördür. Pekçok araştırmacının ortaya koyduğu şekliyle karbonatça zengin granülit fasiyesi kayaçlarında sfen kararlı kalmaya devam eder. Bu nedenle yüksek dereceli granülit oluşum alanlarında rutil ve ilmenitin teşekkülü kayacın kimyasal bileşimi ile doğrudan ilişkilidir. Al'ca zengin sedimanların metamorfizmasıyla gelişen kayaçlarda rutil sfenle birlikte kararlı bir faz oluşturabilirken % 1'den az CaO içerenlerde eğilim rutil ya da diğer titanyum oksitlerin oluşumu yönündedir. Bir Çok metamorfik alanda yaygın gözlemlendiği şekliyle sillimanit alt fasiyesinde belirginleşen rutil, düşük kalijiyumlu kayalarda dıştan zonunda ortaya çıkmasıyla çoğun özel kayaç kimyasına ilişkin olarak daha düşük sıcaklık ve basınç koşullarında kristallendiğini gösterir.

Granülit fasiyesi kayalarında nadiren kararlı kalabilen hornblend daha düşük sıcaklık ve basınç koşulları altında gelişmiş olanlara oranla daha yüksek titanyum içeriklidir. Yüksek dereceli metamorfik kayaçlar içinde bulunan hornblend retrograd koşullara maruz kaldığında

ÇMYERÎ-KÜRE RUTÊXERÎ

kararlı bir faz oluşturabilmesi için titanyum fazlalığının yapıyı terk etmesi gerelanedir. Bu koşullarda serbest titanyum ortamın oksijen basıncı ve kimyasal bileşimin fonksiyonu olarak Ti-Oksidleri oluşturma eğilimi gösterir. Bu nedenle rutil ve ilmenitin oluşumunda retrograd koşulların da sorumlu olduğu ileri sürülmüştür,

Force (1980), yüksek dereceli metamorfizmanın etkili olduğu alanlarda granatlar içinde gözlenen rutillerin granatların oluşumuna katkıda bulunan ilmenitten serbestleşen titanyumdan kaynaklandığını ancak bunun Al³⁺ zengin pelitlerde gelişebileceğini ileri sürer. Araştırmacıya göre granat içindeki rutil kapanımlarının pek çoğu ya ilmenitin kenarlarında ya da ilmeniti tamamen ornatacak şekilde oluşmaktadır.

Genel anlamda metamorfik bir sahada titanyumlu silikat minerallerinin progressif veya retrograd koşullar altında Ti-oksitleri oluşurması jeolojik bir çevre içinde mümkün jeokimyasal çevrimin bir halkasını oluşturur, Benzer düşünceyle, düşük ya da yüksek dereceli metamorfik kayalarda etkili atmosferik ayrışma veya sülfür ve CO₂ içeren çözeltilerin yolaçtığı biyotit alterasyonunun plaser rutil yataklarının oluşumunda çevrimin gelişimini tamamlar yönde rol oynadığı söylenebilir.

Rutilin Kimyası

Çalışılan alanda, farklı litolojilerden alınan ve zenginleştirilen örneklerde yapılan kimyasal analiz sonuçları bir çok elementin rutilin kristal yapısında bulunabileceğini göstermiştir, Marsh ve Sheridan (1976), Ca ve Mg'un rutilin yapısında yer alamayacağını» olası değerlerin bu iki elementin kontaminasyonu ile ilişkili olacağını ifade ederler. Aksi düşünceye karşın, aynı araştırmacılar Zr içinde benzer fikri paylaşırlar. Rutilin

yapısında elementsel yeralma RA/RX olarak ifade edilen oranca denetlenir. Burada R⁺ Yeraiıcı metal iyonun yarıçapı Rx ise koordine olan anyonun yarı çap değerini temsil eder, Rutil yapısı göz önüne alındığında RA (b birleşme üyeli titanyum) 0*61 A°, R% ise (3 birleşme üyeli oksijen) 1.36 A° na eşit olup RA/RX oranı % 0.45'lik bir değere eşittir. Rutil yapısına benzer oktaedral konumlu minerallerde yarıçap oranları 0.41-0.73 değerleri aralığında değişmekte, RA/RX değerleri 0.41-0*73 aralığında kalan katyonlar rutilin kristal yapıya girebilmektedir» Diğer yandan iyonik çaplar arasındaki büyük farka rağmen Si⁴⁺ ve Ti⁴⁺ün oktaedral konumda birbirlerinin yerini alabilecekleri şeklindeki düşünceye karşın Ti⁴⁺ün SH³⁻ün yerini alamayacağı ancak Ti³⁺ün oktaedral yapıda Al³⁺ ve Fe'nin yerini almasının daha uygun olacağı ifade edilmektedir (Kwak 1968). İnceleme sahası rutillerine ait kimyasal analiz sonuçları % oksid ve element olarak Çizelge 2'de verilmiştir* Si, Al, Na, K ve Ta bazı örneklerde gözlenmezken, diğer elementler örneklerin tamamında belirli oranlarda yer alır, Varılan analiz sonuçları kimyasal açıdan rutilin saf olmadığını, bazı örneklerde nispeten yüksek oranlarda Fe ve Ca içerdiğini ancak diğer elementlerin ticari yönden istenilen sınırlar içinde kaldığını gösterir (Çizelge 3).

İncelenen rutil örneklerinin tamamında titanyum dağılımı çoğunlukla dar bir aralıkta kalır ve düşük standart sapmalar ile nispeten homojen bir dağılım sergiler. Mg, Na, Ti, V, Zr, Sn ve bir örnek dışında Al ile iki örnek dışında Cr değerleri çoğunlukla sınırlı bir aralıkta değerler alırken Si, Fe, Mn, K, Ta ve Nb yüksek standart sapmalar ile homojen olmaktan çok örnekten örneğe değişkenlik gösteren değerler gösterir. Ca'un rutilin

Numune No	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO ₂	0.06	-	0.44	1.13	-	0.88	0.34	1.30	0.60	-	-	-	-	-	-	-
Al ₂ O ₃	0.02	-	0.02	0.02	0.01	-	0.01	-	0.18	0.03	-	-	-	-	0.01	-
Fe ₂ O ₃	0.83	0.90	0.05	0.01	0.32	0.01	0.07	0.92	0.01	0.007	0.32	0.88	0.60	0.01	0.65	0.06
MgO	0.04	0.06	0.05	0.05	0.06	0.07	0.05	0.07	0.06	0.05	0.05	0.04	0.0	0.04	0.04	0.05
CaO	0.41	0.32	0.74	0.81	0.90	0.81	0.95	0.85	0.93	0.60	0.60	0.30	0.30	0.50	0.36	0.61
Na ₂ O	-	0.001	0.001	0.002	0.001	0.002	0.001	0.001	0.001	0.001	-	0.001	-	-	-	-
K ₂ O	0.05	0.08	0.09	0.14	0.09	0.12	0.08	-	-	0.12	0.07	-	-	0.02	-	0.07
TiO ₂	98.18	98.17	96.88	97.45	97.78	97.40	97.91	95.92	96.76	98.71	98.37	98.35	98.57	98.94	98.26	98.26
MnO	0.01	0.10	0.62	0.02	0.40	0.12	0.13	0.32	0.50	0.07	0.10	0.11	0.09	0.08	0.03	0.25
	99.60	99.63	98.89	99.63	99.56	99.41	99.54	99.38	99.04	99.59	99.51	99.68	99.60	99.59	99.35	99.30
V	0.03	0.19	0.18	0.19	0.26	0.20	0.26	0.31	0.26	0.24	0.19	0.18	0.19	0.18	0.25	0.21
Cr	0.01	0.02	0.69	0.04	0.03	0.03	0.03	0.04	0.08	0.02	0.03	0.002	0.03	0.03	0.10	0.16
Ta	-	-	0.09	-	0.04	0.25	-	0.14	0.33	0.04	0.11	-	-	0.05	0.08	-
Zr	0.022	0.07	0.03	0.03	0.03	0.02	0.022	0.017	0.023	0.01	0.033	0.03	0.031	0.032	0.015	0.02
Nb	0.051	0.068	0.09	0.09	0.053	0.059	0.11	0.085	0.24	0.075	0.09	0.06	0.10	0.060	0.16	0.23
Sn	0.006	0.009	0.02	0.007	0.007	0.02	0.023	0.015	0.015	0.007	0.02	0.015	0.02	0.031	0.023	0.020

Çizelge 2. İnceleme alanı rutillerine ait kimyasal analiz sonuçları.

Table 2. The chemical analysis results of the rutile from the studied area.

kafes yapısında yer almayacağı kabul edildiği takdirde bu mineralin rutilin kimyasal bileşiminde yüksek değerlerde bulunmasını olası bir Ca kontaminasyonuna bağlamak gerekir. Elementler arasındaki ilişkinin derecesini yansıtan korelasyon katsayıları üç ayrı sınıf aralığına ayrılarak değerlendirildiğinde element çiftleri arasındaki korelasyonlar toplamının % 66'sı kadan belirgin bir ilişkiyi yansıtmayacak ölçüde düşük değerler verir, Rutilin TiO₂ içeriği Si, Ca, Mg, K ve Sn miktarındaki azalmaya bağlı olarak artan değerler alır, Ca arttıkça Si, Na, K ve Mg miktarı artarken V, Cr, Zr ve Sn rutil yapısında nispi bir davranış birliği gösterir. Benzer şekilde Fe, V ve Zr dışında diğer elementlerle negatif korelasyon ilişkili olup titanyum K, Zr ve Cr dışında diğer elementlerle negatif korelasyonlar sergiler. Rutil yapısında en yüksek pozitif korelasyon katsayıları Si-Ca çiftinde görülür. Korelasyon verileri kimyasal analiz sonuçları ile birleştirildiğinde inceleme sahasında yüzlek veren kuvars damarlarının görelî olarak eş kimyasal bileşimde oldukları söylenebilir.

İnceleme alanı metamorfik kayalarında rutil

Çiniyeri-Küre sahasındaki Kuvaterner fluviyalı sedimanların ağır minerallerini oluşturan ve farklı tane boyutu aralığında izlenen rutilin birincil kaynak kayaları için iki farklı kaya grubu ayırtılabilir: 1) Kuvars damarları, 2) Gözlü gnays, şist ve amfibolitlerden oluşan metamorfik kaya birimleri. Kuvars damarları içinde makroskopik olan rutil, disten-granat şistler dışında diğer metamorfiklerde mikroskopik ölçüdedir. Bölgede disten-granat şistlerin yüksek rutil değerleri içermeleri, rutilin esas olarak sillimanit veya daha yüksek derecede metamorfizmaya uğrayan kayalar içinde bol olarak bulunacağı şeklinde yaygınca benimsenen fikirlerle çatışır, (Force 1976, Marsh ve Sheridan 1976),

	İstenilen ağırlık %'si (Marsh ve Sheridan 1976)	İnceleme sahası içeriği (Ortalama ağırlık %'si)
Fe ₂ O ₃	1.0	0.35
Nb ₂ O ₃	0.4	0.13
ZrO ₂	1.0	0.04
V ₂ O ₅	0.75	0.40
Cr ₂ O ₃	0.75	0.12
MgO+CaO	0.25	0.67
Sn	0.1	0.02
Mn	0.75	0.15

Çizelge 3: Ticari kalitedeki saf rutillerin kimyasal analiz değerleri.

Table 3: The chemical analysis values of pure rutile in commercial quality.

Ancak bu litolojinin modal bileşiminde rutil yer almamakta ve kimyasal bileşimlerinde düşük Ca yüksek Al içeriği gözlenmektedir. Bu bulgular düşük Ca'lu kayaların sillimanit derecesinden daha düşük sıcaklık ve basınç koşullarında metamorfik rutil içerebilecekleri düşüncesiyle uyumludur, Disten-granat şistlerde rutil baskın şekilde iri granat porfiroblastları içinde özşekilsiz daha az çubuğumsu, prizmatik taneler halinde kristallenmiş olup tane boyu çoğunlukla 0.2-0.6 mm arasında değişen değerler alır. Ender olarak bazı tanelerde rutil ve ilmenitin dokusal ilişki içinde bulunması granat porfiroblastları içindeki rutilin bu mineralin oluşumuna katkıda bulunan ilmenitten itibaren geliştiğini gösterir, Kayaç kimyasal bileşiminde bu gelişime katkıda bulunmuştur* Çizelge 4'de verildiği şekilde çalışılan sahada ayırtılan kaya birimlerinin ortalama TiO₂ içerikleri dikkate alındığında herbir litoloji yüksek standart saptanmış değerleri içerir ve titanyum değerleri geniş bir aralıkta değişkenlik gösterir. Gabroik dayklar dışında mevcut kayaların titanyum içerikleri büyük çoğunlukla rutilden kaynaklanır. Biyotit, hornblend ve granat az miktarda titanyum içerirse de önemli bölümü katı rutil kapanımları içindedir ve toplam kaya TiO₂ miktarına katkıları ihmal edilir niteliktedir. Gözlü gnays ve granat-mika şistlerde nadiren izlenebilen ilmenitin katkısında düzeltmeler yapıldığından çizelgede belirtilen TiO₂ değerleri rutil miktarına denk düşer.

Çalışma alanı metamorfik kaya birimlerinde köken yönüyle rutil kökensel açıdan iki grup altında toplanır. 1) Detritik rutil 2) metamorfik rutil Pettijohn (1941) rutilin kimyasal etkilere karşı son derece duyarlı olduğunu ve yüksek kararlılık indeksine sahip olduğunu ifade eder. Force (1980) rutilin düşük dereceli metamorfik kayalarda metamorfizmadan etkilenmediğini, detritik karakterli rutillere rastlanılabileceğini belirtir. Çalışılan bölgede, disten-granat şistlerde, granat porfiroblastlarda izlenen metamorfik kökenli rutillere ilave olarak, granat-

Kayaç tipi	TiO ₂ (Rutil)	Standart Sapma	Analiz Sayısı
Gözlü gnays	0.45	0.25	17
Disten-granat şist	2.38	0.15	13
Granat-mika şist	0.92	0.42	84
Amfibolit	2.98	0.87	8
Kalkşist	0.12	0.05	4
Mermer	0.21	0.11	11
Kuvars damarı	0.05	0.047	65

Çizelge 4. Çiniyeri-Küre bölgesi kaya birimlerinde TiO₂ (Rutil) analiz sonuçları ortalamaları.

Table 4. The mean values concerning the results TiO₂ (Rutile) analyses in rock units of Çiniyeri-Küre area.

ÇİNİYERİ-KÜRE RUTİLLERİ

mika şistlerde herhangi bir mineralle dokusal ilişkide bulunmayan ve uçları belirgin şekilde yuvarlaklaşmış yanözşekilli-özşekilli detritik rutil kristallerine rastlanılır. Zaman zaman bu özellikteki taneler segregasyonlar da oluşturur. Diğer yandan bölgede, metamorfizmanın hiç bir yerde sillimanit ve daha üst derecelere ulaşmamış olması, biyotit ve hornblend gibi titanyum taşıyıcı silikatlardan progresif koşullarda metamorfik rutilin gelişimini mümkün kılmamıştır. Ancak biyotit ve hornblendten yeni tür düşük titanyum içerikli minerallerin gelişimi sadece progresif metamorfik etkilerle değil aynı zamanda retrograd etkilerle de mümkündür. Gerek gözlü gnayslardan, gerekse granat mika şistlerde biyotitlerin kenarlarını çevreleyen biçimlerde konumlanan epidotların oluşumu ve kimyasal bileşimi bu tür bir düşünceye uygunluk göstermektedir. Kimyasal bileşim yönüyle epidotlar, biyotite oranla yapılarında daha m titanyum içerebilen minerallerdir, Tepkime esnasında ortamdaki titanyum fazlalığının Ti-oksitleri oluşturmuş olması» metamorfik kayalarda titanyumun genel davranışına uyum gösterir. Buradan bölgedeki metamorfik kayaların modal bileşiminde düşük miktarlarda temsil edilen rutilerin bir kısmının retrograd metamorfizma sonucu biyotit-epidot tepkimesi neticesinde oluştuğu söylenebilir. Kimsayal analizlerle birlikte, optik incelemelerde rutil varlığının tespiti bu düşünceyi destekler. Amfibolitlerin yüksek rutil içeriğini ise, granat-mika şistlerin ilksel malzemesi içine yerleşen bazik sokulumların yüksek titanyum içerikli kimyasal bileşimlerine bağlamak gerekir. Buna karşın, hornblendten itibaren gelişen ikincil kloritlere rastlanması, en azından rutilerin bir kısmı için, biyotit-epidot tepkimesine benzer bir gelişimin sorumlu olduğunu gösterir.

FLUVİYAL SEDİMANLARDA EUTİLİN DAĞILIMI

İnceleme alanı alüvyal birimin, granatla birlikte en yaygın ağır minerallerden birini oluşturan rutilin sedimanlardaki içeriğinin belirlenmesi amacı ile yüzeyi ve

derinliği temsil eden örneklerde jeokimyasal prospeksiyon yöntemleri uygulanmış, ilk adım olarak da elek analizi yöntemleri ile kazanılan boyutlandırılmış fraksiyonlarda TiO₂ miktarları tespit edilmiştir. Bu amaç doğrultusunda dört bine yakın fraksiyon titanyum içeriği yönüyle yoklanmış, olası dağılım şekli ortaya koyulmuştur,

Fluviyal sedimanların TiO₂ analiz değerleri, diğer ifade ile rutil miktarları inceleme sahasında düzensiz dağılmakta % 0.1 ile 4 arasında değişmektedir. Kaynak sahadaki düzensizlik büyük çoğunlukla ana kayadaki rutil miktarının değişkenliği ile ilgilidir. Yüksek oranda rutil içeren metamorfiklerden beslenen derelerin alüvyonlarında doğal olarak zenginleşme daha fazladır. TiO₂ değerlerinin işlendiği jeokimyasal prospeksiyon haritalarından görüleceği gibi (Şekil 3, 4, 5), özellikle sahanın güneydoğusunda yüksek anomali değerleri veren bir alan bulunmaktadır. Bu alanın aynı zamanda yüksek rutil içerikli amfibolitlerin yüzeylendiği alanlarla çakıştığı gözönüne alınırsa bu değerlere ulaşmanın normal olduğu kabul edilebilir, Gözlü gnayslardan beslenen dereler dikkati çeken ölçüde düşük TiO₂ içeriklidir. Sahanın batı sınırına yakın alanlarda, özellikle Ballık ve Çiniyeri köyleri civarında diğer alanlara oranla yüksek rutil değerleri saptanmış, bunun doğal sonucu olarak da, Çiniyeri derenin alüvyon taban üzerinde akmaya başladığı noktadan itibaren akışaşağı yönlü alınan örneklerde zenginleşme belirginlik kazanmıştır. Kirelli dere ve Vakıflar dere fluviyal sedimanları bütün sahanın en yüksek rutil değerlerini verir. Genel bir davranış olarak rutil miktarındaki yükselme eğilimi sahanın güneyinden kuzeyine doğrudur. Anılan derelerin tersine, Peşrevli ve Taşdere en düşük titanyum değerlerine sahiptir.

Şekil 2'de verilen fluviyal birimin farklı boyutlarını temsil eden fraksiyonların TiO₂ (Rutil) değerlerine ait histogramlarında bütün dağılımlar yüksek çarpıklık değerleri ile lognormal karakter gösterir. Bu nedenle, daha kesin istatistiksel parametrelerin tespiti gayesi ile değerlerin logaritmaları alınarak bunlara ait histogramlar oluşturulmuş sonuçlar farklı fraksiyonlar dikkate

	+0.420mm		-0.420+0.250mm		-0.250+0.177mm		-0.177+0.149mm		-0.149+0.074mm		-0.074+0.044mm	
	Normal Değerl.	Logar. Değer.	Nor. Değ.	Log. Değ.	Nor. Değ.	Log. Değ.	Nor. Değ.	Log. Değ.	Nor. Değ.	Log. Değ.	Nor. Değ.	Log. Değ.
Aritmetik ortalama (X)	0.54	0.56	0.70	0.71	0.84	0.83	1.11	1.07	1.38	1.23	1.12	1.02
Standart sapma (s)	0.23	0.17	0.26	0.13	0.33	0.13	0.49	0.16	0.37	0.15	0.49	0.16
Medyan ortalama (Mi)	0.52	0.57	0.66	0.72	0.78	0.81	0.94	1.09	1.47	1.33	0.86	0.99
Mod (Md)	0.50	0.63	0.60	0.74	0.66	0.79	0.62	0.97	1.63	1.54	0.84	0.94
Asimetri (Sk)	0.27	-0.48	0.35	-0.15	0.55	0.14	0.38	0.11	-0.42	-0.65	0.65	0.23
Korelasyon katsayısı (Taşınmaya bağlı)	0.26		0.27		0.33		0.44		0.56		0.42	
Elek üstü ağırlık Ortalama	0.54		0.71		0.84		1.10		1.33		1.07	

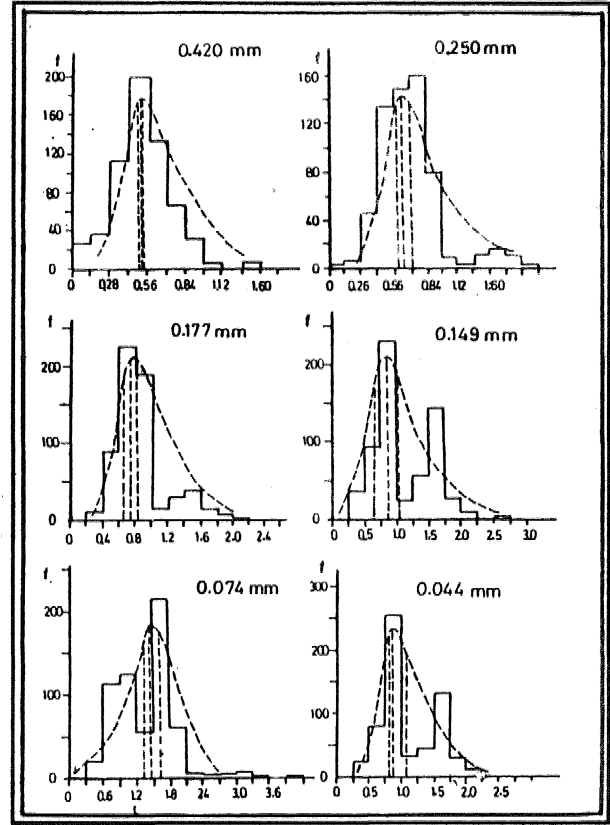
Çizelge 5. Alüvyal sedimanların TiO₂ (rutil) içeriğine ait istatistiksel parametreler.

Table 5. Statistical parameters of TiO₂ content of alluvial sediments.

alınarak Çizelge 5'de topluca verilmiştir» Gerek yan kol- lar gerekse bu yankollann birleştiği ana derelerin tita- nyum ortalamaları ve diğer istatistiksel parametreleri benzer şekilde histogramlar teşkil edilerek, sonuçlar sahanın tamamını temsil edecek şekilde birleştirilmiştir.

Flüviyal birimde derinliğin fonksiyonu olan TiO_2 değişimini belirlemek amacıyla yüzeyden itibaren en fazla 3 m'lik kalınlığı temsil eden yarma örnekleri kul- lanılmış, sonuçlar topluca Çizelge 6'da verilmiştir. Yar- malar derinlikleri boyunca 0,5 m'lik dilimlere ayrılarak her dilimi temsil eden sedimanlar örneklenmiş^ elek analizi yöntemleri yardımı ile determinasyonları gerçekleştirilmiştir, Elde edilen bulgular değerlendirildiğinde, sahanın tamamında belirgin şekilde iri boyuttan inceye gidildikçe ortalama TiO_2 değerlerinin artış gösterdiği, -0.149-+0.074 mm boyutunda maksimu- ma ulaştıktan sonra, çok ince boyutlu malzeme içinde tekrar bir azalmanın olduğu anlaşılmaktadır. La- boratuvar çalışmaları» çizelgede belirtilmemiş olan 0.044 mm altı fraksiyonda TiO_2 içeriğindeki düşüşün devam ettiğini göstermiştir. Bu tür yönelim rutil için karakteristik bir özelliktir ve sedimanlarda büyük çoğunlukla gözlenmektedir (Beveridge 1960, Rogers ve Dawson 1958), Diğer yandan, belirli derinlikleri temsil eden örneklerin TiO_2 değerleri dikkate alındığında derin-likle rutil miktarı arasında anlamlı bir değişkenliğin bu- lunmadığı boyuta göre farklılaşmanın daha baskın olduğu anlaşılır. Çalışmalarda sınırlı, derinliği temsil eden örneklerden faydalanılmış olmakla birlikte varılan sonuçlar ışığında, derinliğe bağlı rutil değişiminin ho- mojene daha yakın olduğu, diğer bir ifade ile rutil zen- ginleşmesinin alüvyon birimi düşey kesitinde ince se- viyeler oluşturmaktan çok kalın ancak serpinti sekide derişebildiği zonlar oluşturduğu sonucuna ulaşılmıştır» Ancak her bir fraksiyon gözönüne alındığında TiO_2 değerlerince nispi bir homojenliğin bulunduğu söylenebilir* Elde edilen verilerin ışığında -0.149+0,074 mm fraksiyonunun rutilin zenginleşme boyutu olduğu,

ancak diğer boyut aralıklarında da ekonomik sının üstünde rutil bulunduğu anlaşılmaktadır. 4 mm'nin (5 meş) altım temsil eden detritik sedimanların ortalama TiO_2 içeriği % 0.93 gibi bir değer verir. Gerek yan kol- ların gerekse ana derelerin ortalama titanyum içeriği, plaser nitelikli rutil yataklarında bazı koşullar altında % 0*5 TiO_2 (Rutil) olan işletilebilirlik sınırı değerinin üstünde kalmaktadır.



Şekil 2. Flüviyal sedimanların çeşitli fraksiyon- larında TiO_2 değerlerine ait histogramlar.

Figure 2. TiO_2 histograms of various fraction from fluvial sediments.

BOYUT	DERİNLİK					KORELASYON KATSAYISI
	0-0.5	0.5-1.0	1.0-1.5	1.5-2.0	2.0-2.5	
4-0.420 mm	0.50	0.54	0.58	0.55f	0.45	0.15
0.420-0.250 mm	0.60	0.75	0.78	0.78	0.51	0.24
0.250-0.177 mm	0.76	0.86	0.91	0.96	0.74	0.18
0.177-0.149 mm	0.77	1.24	1.31	1.28	0.97	0.18
0.149-0.074 mm	1.35	1.58	1.59	1.59	1.00	0.17
0.074-0.044 mm	0.89	1.02	0.93	0.94	0.92	0.11
Aritmetik ortalama	0.84	1.03	1.05	1.06	0.79	
Elek üstü Ağ. ort.	0.77	0.87	0.98	1.00	0.95	

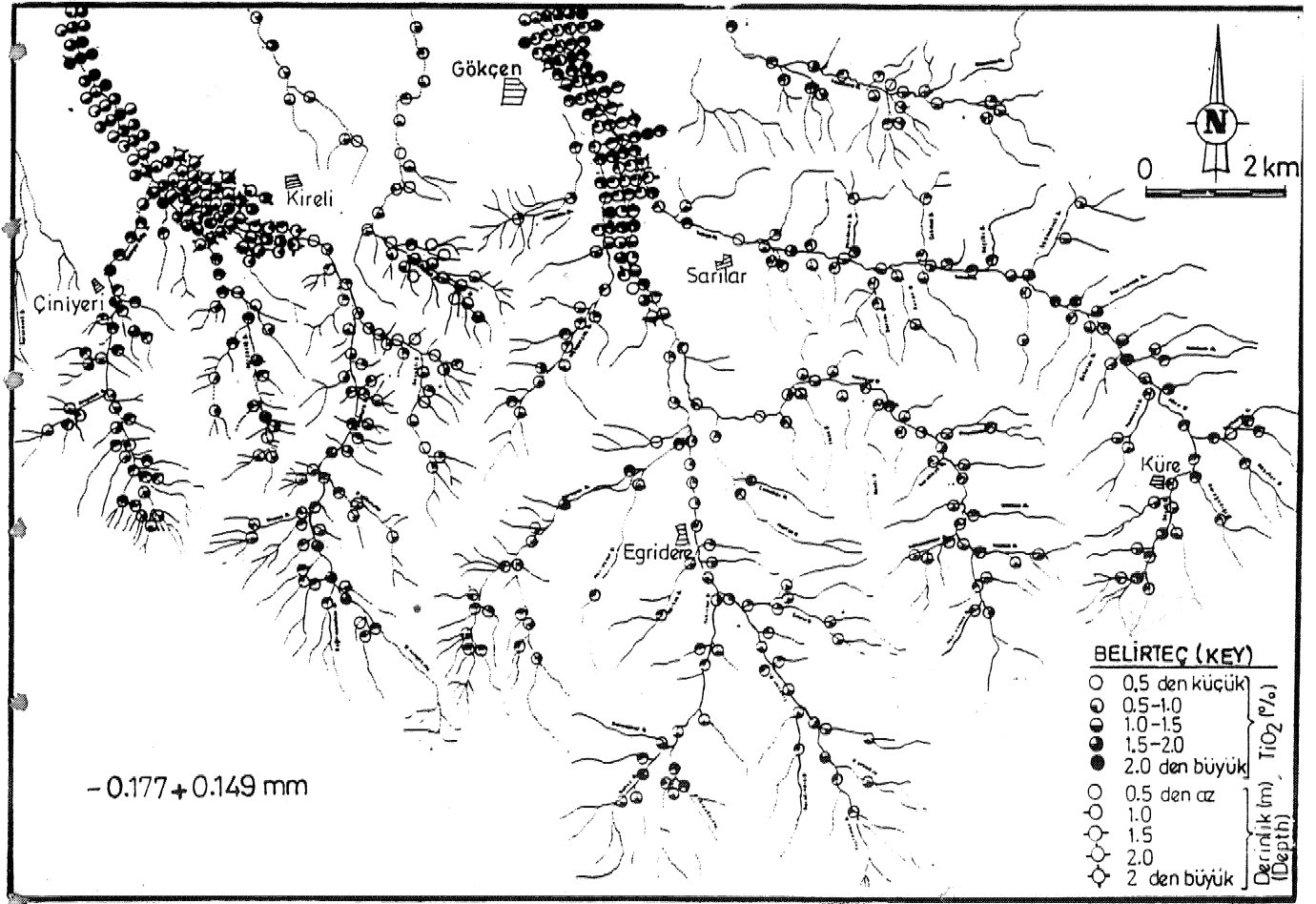
Çizelge 6: Fluvial birimde boyut ve derinliğe bağlı titanyum (% TiO_2) içeriği ortalama değerleri

Table 6: The mean values of titanium (TiO_2) concent according to size and depth in the fluvial unit.

ÇİNİYERİ-KÜRE RUTİTİ

Taşınma uzaklığı ve derinliğe bağlı konsantrasyon ilişkisini yansıtan korelasyon katsayıları, taşınma uzaklığına bağlı en iyi zenginleşmenin $-0.177+0.074$ mm fraksiyonlarında gerçekleştiğini, tane boyu İnceldikçe taşınma mesafesi - rutil miktarı korelasyon katsayılarının yüksek değerler aldığı gösterir, Genel olarak rutil, boyuta bağımsız bir davranış içinde kalarak artan mesafe ile birlikte konsantrasyon olma eğilimi içindedir. Ancak derinlik-rutil miktarı korelasyon katsayıları hem düşük değerler vererek belirgin bir ilişki yansıtmamakta, hem de boyuta göre zayıf bir farklılaşma vererek 0.15 ile 0.24 değerleri arasında kalmaktadır (Çizelge 5 ve 6). Kanal genişliğinin 50 m'yi geçtiği alanlarda belirli aralıklarla oluşturulan traversler üzerinden alınan yüzey örneklerinin titanyum analiz sonuçları rutilin yanal yönde çoğunlukla tek düze bir dağılım sergilemediği, yer yer sınırlı olsa bazı aşırı zenginleşme zonlarının bulunduğunu ortaya koyar. Şekil 3, 4 ve 5'te traversler üzerinde bulunan örneklerin değişimleri incelendiğinde, kanal kenarlarında bulunan sedimanların daha yüksek içerikli oldukları, ancak kanal içinden alınmış bazı örneklerin de gayet iyi zenginleşme verdikleri anlaşılır,

Detritik sedimanlar içinde özellikle kaynak sahaya yakın kanal dolgusu malzemesi içinde boylan $5-6$ cm'ye ulaşan İri rutil kristalleri gözlenir. Bu tür kristallerde dirsek ikizleri izlemek doğaldır. Çoğunlukla zayıf yuvarlaklaşma sunan iri rutil kristalleri daha çok keskin kenarlı olup prizmatik yapılar sunarlar. Azda olsa çubuksu kristallerin dilinim izleri belirgindir. Optik incelemelerde kahverengi, kahverengimsi siyah, şarap kırmızısı ve yeşilimsi sarı renkler sunan rutilin rengi ile manyetik hassasiyeti arasında bir ilişki saptanmıştır. Kahverengi, kahverengimsi siyah renkli rutiler yüksek manyetik özellikler sunarken, renk açıldıkça manyetik hassasiyetleri de azalmaktadır. Binoküler mikroskop çalışmalarında rutil çoğunlukla düzensiz uçlu özşekilli taneler şeklinde olup, zaman zaman gayet iyi prizmatik kristaller halinde izlenirken, kısa tıknaz özşekilsiz kristallerine de oldukça yaygın rastlanılır. Yüzeyleri genellikle mat bir görüntü verir ve ince boyuta doğru asiküler tanelerin miktarında artış vardır. Bu tür rutil kristalleri kapanımlar halinde bulunduğu bazı silikat minerallerinin (özellikle biyotit ve granat) parçalanması ile açığa çıkmaktadır. Olağan olan dirsek ikizleri dışında nadiren kelebek ikizlerine rastlanılmakta VR 0.177 mm tane boyu üzerindeki frak-



Şekil 3. Fluvial sedimanların $-0.177+0.149$ mm tane boyu fraksiyonunda rutil içeriği dağılımı.

Figure 3. Distribution of rutile contents in the $-0.177+0.149$ mm grain size fraction of fluvial sediments.

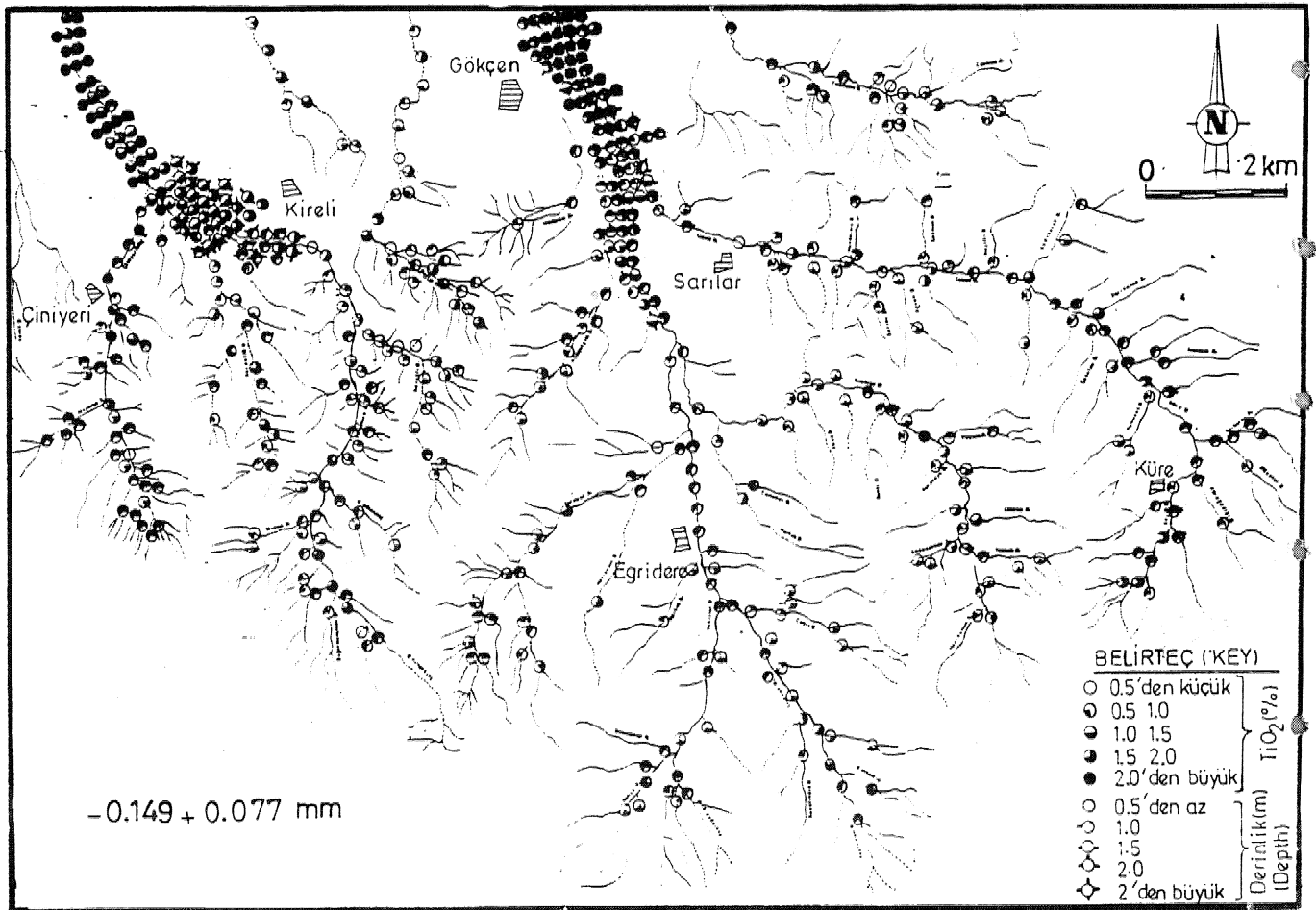
siyonlarda katı kapanımlar halinde, altında ise büyük ölçüde serbestleşmiş taneler halinde gözlenmektedir,

SONUÇLAR

Rutil, çalışma sahasında yeralan bütün metamorfik kaya birimlerinde bulunmakla birlikte, disten-granat şistlerde en yüksek, mermer ve kuvars damarlarında ise en düşük içeriğe ulaşır. En baskın birimi oluşturan granat-mika şistlerde rutil değişken içerikte, çoğunlukla özşekilsiz, ince kristalleşmiş nadiren prizmatik taneler halindedir. Kuvars damarları bir yana bırakılacak olunursa diğer kayalar içinde oluşumu büyük çoğunlukla metamorfik kökenlidir. Büyüklüğü 5-6 cm'ye varan iri rutil kristalli kuvars damarlarının tamamı granat-mika şistler içinde konumlanırken, gözlü gnayslar içinde bulunanlar ancak birkaç 10 cm'ye varan ince filoniar oluşturur. Bu kayalar daha derinlerde, gelişen, anatekük granitizasyon ile oluşmuş magmaların son ürünleridir. Yankayalara sokulumlan esnasında oluşan reaksiyonlar neticesinde Na, K ve kısmen Ti'ca zenginleşmişlerdir, Apatit ve turmalinin varlığı kuvars damarlarını oluşturan çözeltilerin kimyasal bileşimi ile uyumluluk gösterir. Diğer yandan

farklı alanlarda yüzeylenmiş olan kuvars damarlarına ait örneklerin ana element içerikleri yönüyle belirgin bir farklılık göstermemesi de bu kayaların aynı bir kaynağın ürünleri olduğu sonucunu destekler niteliktedir.

Kuvars damarlarının iri rutil kristalleri içermelerine karşın gerek ortalama TiO_2 içeriğinin düşük olması, gerekse de küçük hacimli oluşları nedeniyle plaser nitelikli rutil yığılımlarına olan göreceli katkısı beklenenin aksine metamorfik kayalardan daha azdır. Özellikle disten-granat şistlerin makroskopik ölçülere varan rutil kristalleri içerebiliyor olmaları, bunların önemli bir kaynak kaya olduğunu, çalışılan bölgede geniş alanlar kaplayan diğer metamorfik birimlerinde rutil derişimine katkıda bulunduğu anlaşılmıştır. Bu nedenle, yerel olarak disten-granat şistlerin genel anlamda ise metamorfik kayalardan beslenen alüvyonların bulunduğu yerler rutil yönünden umutlu sahalardır. Buradan hareketle de Menderes masifinin bütününde, masifi kesen derelerin alüvyonlarında önemli rutil yığılımları olasıdır. Gerek varılan bulguların ortaya koyduğu şekliyle, gerekse dünyanın diğer metamorfik alanlarından anlaşıldığı biçimiyle özellikle plaser rutil yataklar yönüyle metamorfikler, kaynak kayaların başında gelmektedir. Bu tür sahalarda meta-



Şekil 4, Fluviyai sedimanların -0,149+0,077 mm tane boyu fraksiyonunda rutil içeriği dağılımı

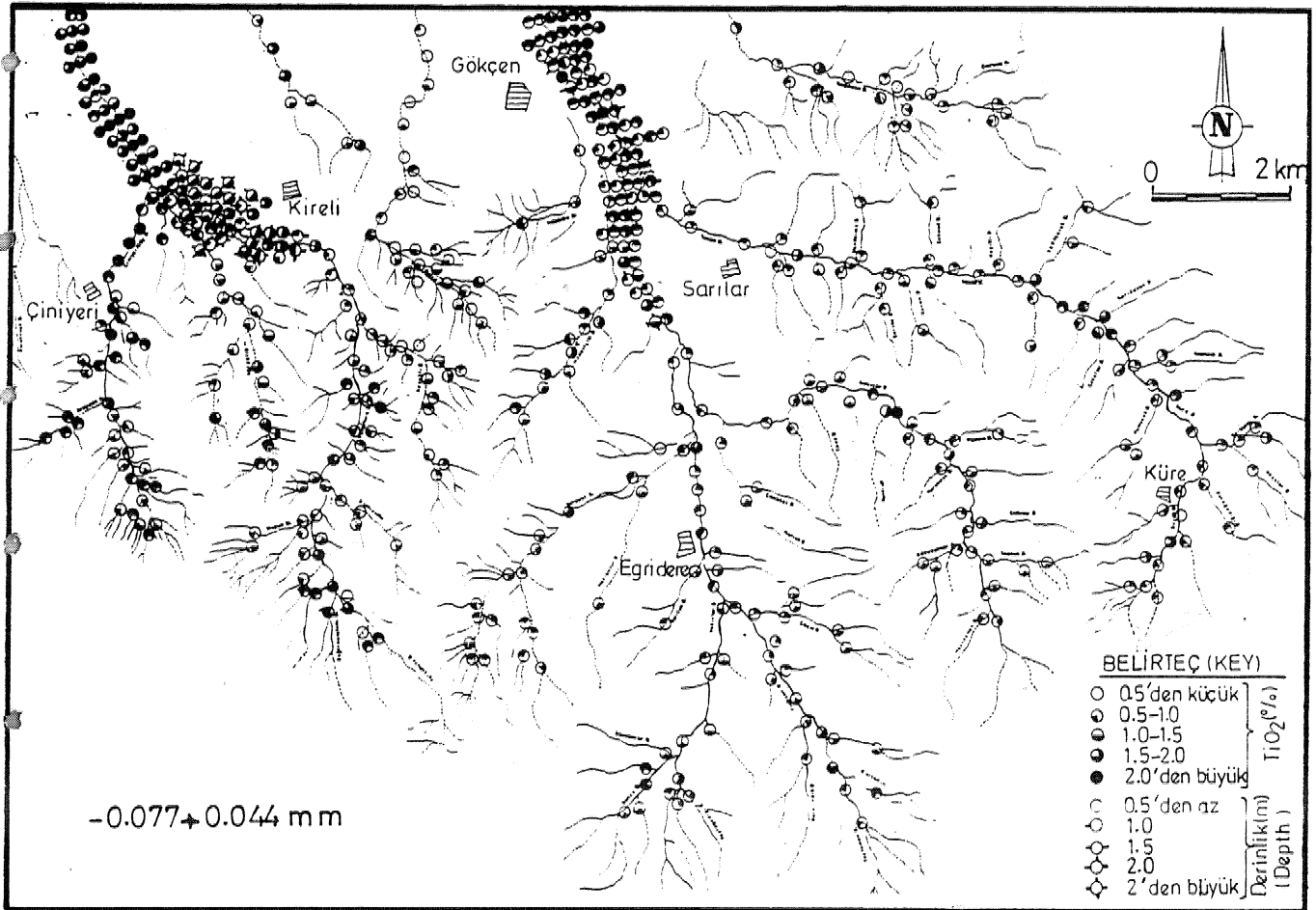
Figure 4. Distribution of rutile contents in the -0.149+0.077 mm grain size fraction of fluvial sediments.

ÇİNİ YER^KÜKE RUTİLLERİ

morfizmayla başlayan titanyum çevirimi atmosferik ayrışmayı takiben rutilin serbestleşmesiyle devam etmekte ve nihayet belirli taşınma evresinden sonra çökeline uygun alanlarda derişmesiyle sona ermektedir.

Çalışılan alanda rutil kimyasal yönden saf olmayıp bazı örneklerde nispetten yüksek oranlarda Fe ve Ca içermekte ancak kimyasal bileşimlerinde yer alan diğer elementlerce dünya standartlarına uygun değerler göstermektedir. Bu şekilde, ticari yönden standart kabul edilen rutil kimyasal bileşimine uyumluluk gözlenir. Literatürde belirtildiği şekilde metamorfik kayaların sillimanit derecesinde bol rutil içerebilecekleri fikirlerine karşın çalışma sahasında daha düşük metamorfik derecelerde kayaların rutil içeriği yüksek miktarlara ulaşmaktadır. Bu şekilde bir gelişme kayaçların kimyasal bileşimi ile doğrudan ilişkili olup, kayaç bileşimi metamorfik bir sahada rutil miktarını kontrol eden bir faktördür» Bu faktör metamorfik kaya birimlerinin düşük CaO içermeleri halinde belirginleşmekte ve dışten zoununda yüksek rutil içermelerine neden olmaktadır. Yüksek oksijen basıncı ise sadece rutil kristallerinin büyümesi yönünde etkili olmaktadır. Pek çok araştırmacı rutilin ortaya çıkmasını titanyum içerikli bazı silikat-

ların özellikle de biyotitin sillimanit alt fasiyesinde kararlı bir faz olarak kalamayıp, diğer minerallere dönüşmesine bağlamaktadır, ileri sürülen mekanizma gerekince Ti-öksitlerin oluşumunda rol oynayan başlıca etken, yeni sıcaklık ve basınç koşullarında Ti-silikat minerallerinin kararlı kalamaması olduğundan, bu tür bir gelişmeden progressif metamorfizma kadar reïrograd metamorfizma da sorumlu olacaktır. Böylece her iki durumda da, yapılarında titanyum bulunan silikatlar, daha düşük titanyum içeren silikatlara dönüşürken Titanyum fazlalığının uygun kimyasal bileşim ve oksijen basıncına bağlı olarak Ti-öksitleri oluşturabilmesi mümkün olacaktır, Bazı uygun koşullar altında atmosferik ayrışma sonucunda asiküler rutil kristallerinin serbestleşmesi mümkündür ki bu olay metamorfizma konusu dışında değerlendirilmelidir, Sonuçta, çalışılan alanda disten-granat şistler içinde rutilin ortaya çıkmasında progressif metamorfizmanın sorumlu olduğu, buna karşın gerek granat-mika şistlerde, gerekse de gözlü gnasylarda biyotitten itibaren epidotların gelişmesi örneğinde olduğu gibi retrograd metamorfizmanın da etkili olduğu anlaşılmaktadır. Diğer yandan az da olsa granat-mika şistler içinde detritik karakterde rutil-



Şekil 5. Fluvial sednaniarın -0,077+0,044 mm tane boyu fraksiyonunda rutil içeriği dağılımı

Figure 5, Distribution of rutil contents in the -0,077+0,044 mm grain size fraction of fluvial sediments.

lerin bulunması en azından amfibolit fasiyesi başlangıcına kadar bu mineralin metamorfizmadan etkilendiğini ortaya koymaktadır.

Çalışma alanında derelerce masiften koparılıp getirilen rutil yığılmasını plaser yatak karakteri gösterir. Rutil içeriği boyuta göre değişkenlik göstermekte en iyi bir şekilde 0,149-0,074 mm aralığında zenginleşmektedir. Bu boyutta elek üstü ağırlık ortalaması % L33 TiÖ₂'dir. Tüm sahanın alüvyonlarında boyuttan bağımsız ortalama içeriği ise %0,93 TiÖ₂'dir. Rutil dışında gözlenen ağır mineraller granat, manyetit, İlmenit, turmalin, dişten, zirkon» ortit, monazit, ksenotim ve apatitdir. Rutü belirgin şekilde yaklaşık 10 kmlik bir taşınma mesafesi ardından daha fazla zenginleşmiştir. Taşınma mesafesindeki artışla orantılı olarak granat ve rutil miktarında da artış görülmekle birlikte, ilmenit ve tumalin benzer bir davranış göstererek esas olarak boyuta göre bir zenginleşme verirler, Zirkon karakteristik olarak en ince boyutlu malzeme içinde belirginleşir. Örtit, monazit, ksenotim ve apatit gibi minerallerin varlığı ancak ağır mineral konsantrlerinde birkaç tane şeklinde ortaya çıkar. Dişten miktarı sağlıklı determinasyonu yapılacak ölçülerde değildir. Yapılan rezerv hesaplama çalışmaları (Gültekin, 1990) çalışma alanı sınırları dahilinde yer alan alüvyonların yaklaşık 2 milyon ton görünür rutil rezervi içerdiğini ortaya koymuştur,

DEĞİNİLEN BELGELER

- Akdeniz, N. ve Konak, N., 1979, Menderes Masifinin Simav dolaylarındaki kayabkimleri ve metabazik, metaultramafik kayaların konumu: Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 22» 175-183,
- Akkök, R., Satır, M. ve Şengör, A.M.C., 1984, Menderes Masifinde tektonik olayların zamanlaması ve sonuçları: Türkiye Jeoloji Kurumu, Ketin Sempozyumu Bildiriler Kitabı, 93-94,

- Beveridge, A., 1960. Heavy minerals in lower Tertiary formations in the Santa Cruz Mountains, California: Journal of Sedimentary Petrology, 30/4, 513-537,
- Dağ, N., 1988. Gördes pegmatoidlerinin mineralojik ve jeokimyasal incelenmesi. Dokuz Eylül Üniversitesi, doktora tezi (Yayınlanmamış), 142 sayfa.
- Force, E.R., 1976. Metamorphic source rocks of titanium placer deposits-A geochemical cycle: Geological survey Professional paper, B6-B13.
- Force, E*R., 1980. The provenance of rutile. Journal of Sedimentary Petrology 50/2, 485-488,
- Graciansky, P., 1965. Menderes Masifinin güney kıyısı boyunca (Türkiye'nin SW'si) görülen metamorfizma hakkında açıklamalar: M*T. A. Dergisi, 64.
- Gültekin, A.H., 1990. Menderes Masifi (Çiniyeri-Küre Bölgesi) plaser rutil yatakları: Doktora tezi (yayınlanmamış), I.T.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü, İstanbul.
- Kwak, T.AJP., 1968. Ti in biotite and muskovite as an indication of metamorphic grade in aimandine-amphibolite faciès rocks from Sudbury, Ontario* Geochimica et Cosmochimica Acta, 32, 1220-1229.
- March, S.P., Sheridan, D.M., 1976. Rutile in Precambrian sillimanite-quartz gneiss and related rocks, East-Central Front Range, Colorado: Geological Survey Professional paper, 1959, G1-G17.
- Pettijohfi, F.J., 1941. Persistence of heavy minerals and geologic age: Journal of Geology, XLIX, 610-625.
- Rogerds, J.J.W., Dawson, R.E., 1958, Size distribution of zircon and tourmaline grains in some samples of the Lissie Formation: Journal of sedimentary Petrology, 12,3
- Schulung, R.D., 1962, Türkiye'nin güneybatısındaki menderes migmatit kompleksinin petrolojisi, yaşı ve yapısı hakkında: M.T.A. Dergisi, 58,17-83.

TECER FORMASYONUNDA (SİVAS) KRETASE-TERSİYER GEÇİŞİNE PALEONTOLOJİK, MİNERALOGİK VE JEOKİMYASAL YAKLAŞIMLAR

Paléontologie, minéralogie and geochemical approaches to the Cretaceous-Tertiary transition from Tecer Formation (Sivas)

HÜSEYİN YALÇIN Cumhuriyet Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Sivas
NURDAN İNAN Cumhuriyet Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Sivas

ÖZ: Tecer Formasyonu karbonat kayalarından Kretase-Tersiyer (K-T) sınırı dereceli geçişlidir. Bu geçiş fosilsiz olup, litolojik, mineralojik ve jeokimyasal verilerle ayırtılabilmektedir, K-T geçişinin alt kesimlerinde en Üst Maestrihtiyen'i, üst kesimlerinde Daniyen'i temsil eden tipik fosiller gözlenmektedir. Kireçtaşından oluşan Üst Maestrihtiyen'in karbonat minerali kalsit, kil fraksiyonunun ana mineralleri ise illit ve klorittir, Gerek K-T geçişinde, gerekse Daniyen-Monsiyen-Tanesiyen geçişlerinde dolomit ortaya çıkmaktadır* Paleosen'de simektit ve 14S-14C egemen kil mineralleridir. Üst Kretase ile karşılaştırıldığında, Paleosen'e ait karbonat minerallerinde ortalama Mg, Fe, Cr, Ni ve Zn miktarları artmaktadır. Ayrıca, karbonat-olmayan artık fraksiyonun Fe, Cr, Co ve Zn içeriklerinin de Paleosen'de daha bol bulunduğu saptanmıştır*

ABSTRACT: The Cretaceous-Tertiary boundary is gradually transitional in the carbonate rocks of Tecer Formation. This transition has no fossil and it can be distinguished by lithologie, minéralogie and geochemical data. Typical fossils representing the Uppermost Maastrichtian and Danian have been seen in the lower and upper parts of K-T transition, The carbonate mineral of Upper Maastrichtian formed of limestone is calcite, and the main minerals of its clay fraction are illite and chlorite. Dolomite appears in both K, T and Danian-Montian-Thantian transitions. Smectite and 14S-14C in the Paleocene are the dominant clay minerals. The mean amounts of Mg, Fe, Cr, Ni and Zn in the carbonate minerals relating to Paleocene increase, when compared with those of Upper Cretaceous, In addition, it has been detected that Fe, Cr, Co and Zn contents of non-carbonate residual fraction are more abundant in the Paleocene*

GİRİŞ

Özellikle Alvarez ve diğ. (1980) tarafından ortaya atılan meteorit çarpması hipotezinden sonra jeolojinin çeşitli disiplinlerinden çok sayıda araştırmacı, K-T sınırını belirlemeye ve bu periyottaki canlıların yok oluşunun nedenini açıklamaya yönelik çalışmalarını yoğunlaştırmışlardır. Araştırmacıların K-T sınırında belirledikleri çeşitli veriler (iridyum anomalisi, mikrotektit dokulu yüksek sıcaklık sanidin sferulitleri, şok kuvars, çarpma ve yanma izleri) bu hipotezin kanıtlan olarak ileri sürülmüş ve bunlar Alvarez (1986) da ayrıntılarıyla irdelenmiştir.

Oldukça kıvrımlı ve kırıklı bir yapı sunan, bütünüyle karbonat kayalarından oluşan Tecer Formasyonunda (İnan ve İnan, 1987) K-T tedrici geçişli olup, sınırın belirlenmesine işaret edebilecek tektonik, sedimentolojik veya fiziksel bir değişim gözlenmemiştir. Belirtilen nedenlerle, bu incelemede K-T sınırından ziyade, paleontolojik verilerin ışığında Kretase ve Paleosen yaşlı kayalarındaki litolojik, mineralojik ve jeokimyasal farklılıklar araştırılmış ve bölge için genelleştirilebilecek ipuçlarının elde edilmesine çalışılmıştır,

ÖRNEKLEME VE YÖNTEMLER

Tecer ve Gürlevik Dağlarından alınan çok sayıda noktada ve ölçülü stratigrafik kesitlerine ait örneklerin öncelikle paleontolojik ve petrografik ince-kesitleri yapılmış ve optik mikroskopik yöntemle fosil içerikleri ve dokusal özellikleri tanımlanmıştır.

Seçilen 24 örneğin tüm-kayaç mineralojisi X-ışını toz difraksiyonu (XRD) yardımıyla belirlenmiştir. Hacettepe Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümündeki Philips marka X-ışın difraktometresinde gerçekleştirilen bu çözümlenmelerde, kayaç oluşturan minerallerin yan-nicel yüzdeleri de Gündoğdu ve Yılmaz (1983) tarafından önerilen yöntemle göre hesaplanmıştır.

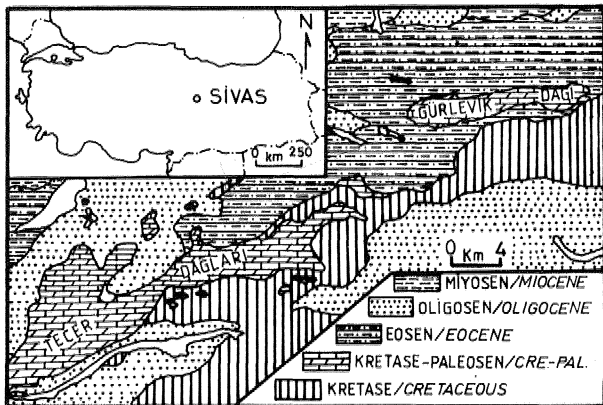
Fosil içeriği, optik ve X-ışın mineralojisi bilinen örneklerden 10 tanesinin karbonat fazının* 7 sinin karbonat olmayan fraksiyonunun ayrı ayrı ana ve iz element konsantrasyonları Cumhuriyet Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği bölümündeki 2380 model Perkin-Elmer marka Atomik Absorpsiyon Spektrofotometresi (AAS) ve Cari Zeiss-Jena marka Mor Ötesi-Görünür bölge Spektrofotometresi (UV-VIS) ile belirlenmiştir. Si, Ti

ve P elementleri UV-VIS da, diğerleri (Al, Fe> Mn, Mg, Ca, Na, K, Sr, Rb, U Gr, Cu, Co, Ni ve Zn) AAS de analiz edilmiştir. Ana elementler % oksit (bağlı hata \pm % 2), iz elementler ppm (bağlı hata \pm 1-10 ppm) cinsinden ifade edilmiştir, 110°C de bir gece etüvlenmiş toz halindeki karbonat kayaç örneğinden 2 gr alınarak % 10luk HCl asit ile çözündürülüp, filitre kağıdından süzildükten sonra analize hazırlanmıştır. Çözünmeyen, genellikle kilden oluşan karbonat dışı fraksiyon ise kurutulup-tarıtarak hesaplamalarda dikkate alınmıştır. Karbonat kayaçlarında, karbonat-olmayan fraksiyonun miktarı çok az olduğundan (% 0.5-8.5), yaklaşık 200 gr toz Örnek, analize yetecek miktarda çözünmeyen malzeme kazanılınca kadar asideme işleminden geçirilmiştir. Bu işlem sonucunda elde edilen karbonat-olmayan fraksiyon (artık da analiz edilebilir) Karbonatlarda çözme işlemi mümkün olduğunca hızlı bir biçimde yapılarak rezidüel malzemeden, özellikle killerden iyonların çözeltiye geçmesi önlenmeye çalışılmıştır. Ayrıca, oldukça değişik çözeltiler hazırlanarak incelenen elementlerin dedeksiyon limitlerinin düşük olmasına özen gösterilmiştir,

STRATİGRAFI

İnceleme alanı Sivas'ın 40 İmi güneydoğusunda yer alan ve yaklaşık 50 km² lik bir alan kapsayan ve bütünüyle karbonat kayacı litolojisindeki Tecer ve Gürlevik Dağları ile sınırlanmıştır (Şekil 1),

Tecer dağlarında yüzeylenen karbonat kayaçları, İnan (1987), İnan ve İnan (1987) tarafından "Tecer Kireçtaşı Formasyonu" olarak adlandırılmış ve birime Üst Maestrihtiyen-Tanesiyen yaşı verilmiştir, Paleontolojik verilere göre alttan üste doğru, aynı tabaka serileri farklı kalınlıklarda tekrarlanmakta olup, bu tekrarlanmalar güneyden kuzeye devrik antiklinal ve senklinal yapılarıyla açıklanmıştır (İnan, 1988),



Şekil 1: İnceleme alanının bulduru ve basitleştirilmiş bölgesel jeoloji haritası (Kurtman, 1973'den).

Figure 1: Location and simplified regional geology map of study area (from Kurtman, 1973),

Tecer Dağlarının yaklaşık 20 to kuzeydoğusundaki Gürlevik Dağını oluşturan ve kuzeye devrik antiklinal yapısı sunan Tanesiyen yaşlı karbonat kayaçları, İnan ve İnan (1990) tarafından paleontolojik, stratigrafik ve yapısal olarak Tecer karbonat kayaçlarının yanıl devamı niteliğinde olduğu belirlenmiş ve her iki birim "Tecer Formasyonu" adı altında birleştirilmiştir. Tecer Dağlarındaki Tanesiyen'in mineralojik ve jeokimyasal özelliklerinin, Gürlevik Dağlarındaki Tanesiyen'e büyük benzerlik göstermesi, bu yanıl devamlılığı destekleyen ek bil* veri sağlamaktadır.

Tecer Formasyonunun temelini, Güneş ofiyolitik karışığı biçiminde tanımlanan (Bayhan, 1980) seri oluşturmaktadır. Birimin üzerinde tektonik dokanla Üst Maestrihtiyen-Tanesiyen yaşlı Tecer formasyonu yer almaktadır (İnan ve İnan, 1987), Bu iki birimi uyumsuzlukla jipsli kırıntılı kayaçlar ile temsil edilen Eosen-Alt Miyosen yaşlı birimler listelemektedir (Kurtman, 1973).

Üst Maestrihtiyen'de kireçtaşı, Paleosen'de dolomit, dolomitik kireçtaşı, kireçtaşı şeklinde ardalama gösteren Tecer karbonat kayaçları, genellikle mavimsi, gri-krem renkli, kalın katmanlı, yer yer masif ve çatlaklıdır. Ortalama 100 m kalınlığındaki Maestrihtiyen karbonatları, sakin ve resifal bir ortamda çökelmiştir, Daniyen karbonatlarının ortalama kalınlığı 250 m, Monsiyen'ininki 125 m ve Tanesiyen'ininki 255 m olup, Paleosen'in karbonat kayaçları yer yer çalkantılı/duraysız ve sığ deniz ortamını karakterize etmektedir.

MİKROPALİÖNTOLÖJİ VE PETROGRAFI

Tecer Formasyonunun Tecer Dağları kesimindeki karbonat kayaçları, fosil içeriklerine ve Folk'un (1968) sınıflaması esas alındığında petrografik özelliklerine göre farklı fasiyelere ayrılmaktadır,

Üst Maestrihtiyen yaşlı kireçtaşları, bollukla Örbitoides medfus (d'Archiac) içeren orbitoidesli biyomikritlerle (Levha 1, Şekil 1) temsil edilmektedir. Kendi içinde parçalanmış-kınlmış olanlar da yer yer intrabiyo-kalkarenit niteliğindedir, Bu tür breşleşmeler, Kretase'deki fiziksel değişimden ziyade, daha sonraki tektonik etkilerle ilişkilidir.

Maestrihtiyen-Daniyen geçişi, fosilsiz dolosparit (Levha I, Şekil 2) seviyesinden sonra nadiren Planorbulina sp, veya alg içeren kalsitli dolosparit (Levha I, Şekil 3) ile başlamaktadır. Bu fasiyesteki dolomit kristalleri eşboyutlu olup, yer yer de özşekillidirler. Daniyen'in üst kesimlerinde bol gastropod kavkı kırıkları, alg, bryozoa ve nadiren Anomalina sp., Eponidid sp, Rotalla ve Missiisplplni sp. fosillerinin gözlendiği gastropodah biyomikrosparit ve biyosparitler bulunmaktadır (Levha I, Şekil 4-7).

Monsiyen'in tabanında nadiren Scandonae, Laffiteina içeren dolomitli mikritler (Levha I, Şekil 8), tavanında Scandonealann göreceli bolluğu ile dikkati

TCCER FORMASYONU

çeken Scandonea'li biyomikrit (Levha II, Şekil 1), yer yer de biyomikrosporit ve biyosparitler yer almaktadır.

Monsiyen-Tanesiyen geçişinde, nadiren Planorbulina cretae (Marsson) fosilli, dolosparitler egemendir. Dolomitti seviyenin üzerinde bollukla Idalina aff. sinjarica Grimsdale İçeren Miliolidaeli biyosparit ve biyomifritler (Levha II» Şekil 2-4) gözlenmektedir, Tanesiyen'in orta kesimleri, bol olarak Pseudolacazina oer/temueri (Sirel) fosilleri içeren biyosparitler (Levha II, Şekil 5-6) ile temsil edilmektedir. Stratigrafik olarak Tanesiyen'in üst kesimlerindeki karbonat kayaçları ise bollukla alg, bryozoa, ender ince mollusk kavkı kırıkları ve foraminifer içeren algli biyomikrit fasiyesindedir (Levha II, Şekil 74).

Gerek Kretase, gerekse Paleosen yaşlı karbonat kayaçlarında post-diyajenetik karbonat rekristalizasyonlarına, ender olarak da detritik kuvarslara rastlanılmaktadır. Ayrıca, karbonat kayaçlarında dolomitleşme arttıkça, fosil yüzdesinin ve tür sayısının düştüğü görülmüştür* Şöyle ki, dolomitlerde hemen hemen hiç fosile rasüanılmazken, kireçtaşlarında fosil yüzdesi maksimum düzeye ulaşmaktadır. Diğer taraftan, fosil oranı yüksek karbonat kayaçlarının genellikle mikritik, fosil

içeriği düşük örneklerin de sparitik özellikte olduğu gözlemlenmiştir. Belirlenen fosil ve mineral türlerinin kronostratigrafik dağılımları Şekil 2'de topluca gösterilmiştir.

X-ISINI MİNERALOGİSİ

XRD tüoı-kayaç incelemeleri, Kretase'de yalnızca kalsitin, Paleosen'de dolomit ve kalsitin bulunduğunu göstermiştir. Paleosen yaşlı karbonat kayaçlarında, karbonat mineralleri kalsit veya dolomit biçiminde bulunabildiği gibi, kalsit+dolomit beraberlikleri de gözlenmektedir. Dolomit ve dolomitik kireçtaşı litolojilerinde, dolomit miktarı Maestrihtiyen-Daniyen geçişinde % 75-100, Daniyen-Monsiyen geçişinde % 40-70, Monsiyen-Tanesiyen geçişinde % 55-95 arasında değişmektedir. Büyük bir farklılık gözlenmemekle birlikte, karbonat minerallerinin kristaliniteleri, Maestrihtiyen-tanesiyen yönünde azalmaktadır. Gerek Daniyen, gerekse Monsiyen ve Tanesiyen'de kat düzeyinde alttan üste doğru, dolomit-dolomit+kalsit-kalsit biçiminde mineralojik bir dağılımı bulunmaktadır (Şekil 2), Diğer bir ifadeyle, her kat dolomit ile başlamakta, dolomit+kalsit

MAESTRIHTİYEN MAESTRICHTIAN	GEÇİŞ TRAN.	DANIYEN DANIAN	GEÇİŞ TRAN.	MONSİYEN MONTIAN	GEÇİŞ TRAN.	TANESİYEN THANETIAN	YAŞ / AGE
90-110	10	100-400	25	50-200	30	50-460	KALINLIK (m) / THICKNESS (m)
KAYAÇ TÜRÜ / LITHOLOGY							
						KALSİT / CALCITE DOLOMİT / DOLOMITE	MİNERAL İÇERİĞİ MINERAL CONTENTS
							FOSİL İÇERİĞİ / FOSSIL CONTENTS
							Orbitoides medius (d'ARCHIAC) Orbitoides apiculatus SCHLUMBERGER Hellenocyclina beotica REICHEL Omphalocyclus Macroporus (LAMARCK) Pseudomphalocyclus blumenthali MERİÇ Smoutina cruysi DROOGER Sirtina orbitoidiformis BRÖNNIMANN Planorbulina sp. Globigerinidae Eponides sp. Rotalia sp. Anomalina sp. Bryozoa Mississippina sp. Valvulina sp. Laffitteina mengaudi (ASTRE) Orduina erki var. conica SİREL Scandonea samnitica DE CASTRO Idalina aff. sinjarica GRIMSDALE Pseudolacazina oer/temueri (SİREL) Planorbulina cretae (MARSSON) Discocyclina seunesi DOUVILLE Rotalia trochidiformis LAMARCK

Şekil 2: Tecer Formasyonunda tanımlanan fosil ve minerallerin kronostratigrafik dağılımları.

Figure 2: Chronostratigraphic distributions of fossil and minerals determined in the Tecer Formation.

parajenezine geçmekte, dolomit miktarı tedrici olarak azalarak bütünüyle kalsit ortaya çıkmaktadır. Malatya kuzeybatısındaki Hekimhan baseninde de karbonat minerallerinin dağılımları açısından benzer ilişkiler belirlenmiş ve bu bölgede de K-T sınırı için dolomitin ayırt edici bir mineral olduğu görülmüştür (Bozkaya ve Yalçın, 1991).

Karbonat-olmayan fazda optik mikroskopu ile gözlenen kuvars ve feldispatın yanı sıra, XDR ile belirlenen zoyisit» ojit, olivin ve kil minerallerinin dışındaki tâli minerallerin ne olduğu» ancak elektron mikroskobu ile saptanabileceğinden yorumlamalar bu çerçevede sınırlanmıştır. Çok az miktarda bulunan kil mineralleri, Maestrihtiyen'de Fe klorit ve illit, Paleosen'de simetit ve 14S-14C ile temsil edilmektedir.

ANA VE İZ ELEMENT JEOKİMYASI

Karbonat fraksiyonunda gerçekleştirilen kimyasal çözümler Çizelge 1 de verilmiştir. Elde edilen sonuçlara göre, mineralojik bileşimin bir yansıması olarak MgO yüzdesinin Paleosen'deki bolluğu ilk bakışta göze çarpmaktadır» K-T sınırının açısından eser element miktarları Maestrihtiyen'e ait üç örneğin konsantrasyonları karşılaştırılmıştır. Buna göre, Daniyen'de Fe, Cr, Ni ve Zn miktarlarında artma; Mn, Na, K ve Sr miktarlarında azalma gözlenirken, Li, Co ve Cu miktarlarında önemli bir farklılık bulunmamaktadır, Kretase ve Paleosen'deki eser element miktarları karşılaştırıldığında ise örnek düzeyinde belirgin farklılıklar da izlenmektedir, Bazı örneklerde Na ve K içeriklerinin yükseldiği, artık yüzdesi fazla olan karbonat kayalarımızda çözme sırasında killerden çözeltilmeye geçme olasılığının yüksekliği ile ilişkili olup, en azından önemli bir kesiminin karbonat minerallerinin yapısından gelmediği bilinmektedir. Bu nedenle Üst Maestrihtiyen'de alkali elementlerin bolluğuna bakarak, Paleosen'e göre tuzluluğun arttığını belirtmek yanıltıcı olabilmektedir. Yine Mn'in miktarındaki artma, karbonat olmayan fraksiyondaki organik malzeme, Sr daki artma ise olasılıkla çözeltilmeye geçen ofiyolitik dizilimden gelen submikroskopik malzeme ile

ilişkili olabilir. Diğer taraftan, karbonat minerallerinin türünün de eser element miktarlarında birtakım farklılıklar yaratacağı düşünülmelidir. Örneğin, dolomitli örneklerde genellikle Sr miktarı azalırken, Mn miktarı genellikle artmaktadır. Karbonat minerallerinin türüne göre, iz element konsantrasyonlarındaki değişimlerin, özellikle Sr ve Mn'in onların kökeni hakkında önemli bilgiler sunduğu da bilinmektedir (Atwood ve Fry, 1967; Renadr, 1972; Pignitore, 1978). Elde edilen analitik verilerden gidilerek, dolomitlerin kalsitlerden itibaren ikincil dolomitleşme süreci ile oluştuğu belirtilebilir. Ayrıca, Paleosen'de Mg'un bolluğu, bu periyotta Mg bakımından zengin ultrabazik kayaların bozunması ve ortama Mg'un taşınması biçiminde açıklanabilir.

Karbonat olmayan fraksiyonun ana ve iz element kimyasal çözümler sonuçları Çizelge 2 de sunulmuştur. Kayaların mineralojik bileşimine bağlı olarak örneklerin ana element içerikleri arasında belirgin farklılıklar görülmektedir, Bununla birlikte, Maestrihtiyen-Daniyen ortalama ana element yüzdelere göre, Daniyen'de Ti, Al, Fe, K ve P daha çok bulunmaktadır.

İz element miktarları açısından bir değerlendirme yapıldığında, Daniyen'de Özellikle Cr'un belirgin bir anomali verdiği görülebilir, Cr'un bolluğu, çevredeki ofiyolitik kayalardan taşman, submikroskopik malzemenin veya krom minerallerinin karbonat-olmayan fraksiyonda bulunması ile ilişkili olabilir, Kretase-Paleosen'in ortalama iz element konsantrasyonları korele edildiğinde Paleosen'de Cr'un yanı sıra Rb, Co ve Zn'da bir artmanın, Li ve Ni'de bir azalmanın olduğu

% Oksit	MAESTR/MAES.					DANIYEN/DANIAN				MONSİYEN/MONTIAN				TANESİYEN/THANETIAN				
	B-93	B-96	B-95	B-81	B-88	B-84	B-86	B-89	K-133	SB212	SB211	SB210	K-136					
CaO	52.64	51.04	42.33	53.68	53.28	39.47	40.07	50.67	36.48	36.43	44.80	55.39	53.62					
MgO	2.57	2.92	15.63	1.49	1.65	14.17	12.01	4.32	16.11	17.74	10.68	0.28	2.05					
EDM																		
Fe	357	351	228	235	710	196	203	149	633	493	242	54	526					
Mn	33	26	12	12	18	14	16	13	86	21	15	8	67					
Na	120	116	103	78	73	73	54	49	131	46	36	31	74					
K	73	51	48	49	86	62	78	54	40	31	33	36	103					
Sr	501	585	180	495	491	164	293	385	110	202	238	353	1057					
Li	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1					
Ni	35	45	61	58	48	87	51	44	39	18	37	38	38					
Co	48	41	34	48	44	41	41	48	24	14	13	17	47					
Cr	29	45	30	57	48	30	28	29	32	23	24	24	31					
Zn	16	14	12	26	25	16	15	13	11	11	13	11	17					
Cu	7	6	4	7	6	6	8	7	7	12	12	12	7					
% Artık	7.97	3.92	5.31	0.69	0.92	1.00	2.11	1.77	8.69	5.17	7.47	7.63	7.12					

Çizelge 1: Karbonat fraksiyonu kimyasal analiz sonuçları.

Table 1: Chemical analysis results of carbonate fraction.

% Oksit	MAESTRICHTEIAN		DANIAN		MONTIAN		THANETIAN
	B-93	B-96	B-81	B-88	B-86	B-89	K-136
SiO ₂	52.77	58.24	64.80	38.79	38.06	38.41	66.54
TiO ₂	0.59	1.47	1.10	2.55	1.43	3.73	1.17
Al ₂ O ₃	7.75	7.84	8.40	16.19	14.33	16.96	10.04
Fe ₂ O ₃ (t)	6.72	10.66	12.16	12.88	8.63	10.37	5.01
MnO	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
MgO	4.21	2.86	1.50	2.44	2.45	2.30	1.56
CaO	5.63	1.75	0.25	4.37	5.65	4.43	2.26
Na ₂ O	0.13	0.01	0.08	0.12	0.01	0.19	0.10
K ₂ O	1.54	1.68	2.66	4.76	4.02	4.34	2.20
P ₂ O ₅	0.12	0.30	0.45	0.62	0.32	0.90	0.20
A.K.	19.43	14.73	8.19	16.51	24.78	17.47	10.48
Toplam	99.21	99.56	99.60	99.24	99.69	99.11	99.37

EDM							
Mn	163	81	41	81	80	82	122
Na	926	728	592	910	713	1426	759
Sr	39	10	19	20	29	18	30
Rb	68	68	70	205	135	137	72
Li	123	48	61	62	37	49	98
Ni	396	234	72	180	216	144	103
Co	20	20	20	21	40	60	18
Cr	756	1513	2338	3232	825	894	275
Zn	61	64	56	201	67	70	62
Cu	30	28	33	31	35	32	34

Fe₂O₃(t) : Toplam Fe, A.K. ; 1000 °C de ateşte kayıp

Çizelge 2: Non-karbonat fraksiyonu kimyasal analiz sonuçları.

Table 2: Chemical analysis results of non-carbonate fraction.

TBCER FORMASYONU

görülebilmektedir. Rb'daki artış* K'un artışına paralel olarak bu elementin yerini almasını doğal bir sonucudur.

Diğer yandan, hemen hemen tüm örneklerde artık malzemenin elde edilmesi sırasında az veya çok organik bileşenlere rastlanılmıştır. Bu durum bazı örneklerde ateşte kayıp yüzdesinin yüksek çıkmasına neden olmuştur. Bu özellikler, Tecer karbonat kayaçlarının petrol açısından hazne kayaç olabileceğine ve bu konuda ayrıntılı çalışmalara ihtiyaç olduğuna işaret etmektedir.

SONUÇLAR

Sivas güneydoğusunda yer alan Tecer Formasyonunda Kretase-Paleosen'in ayırt edilmesine yönelik bu çalışmada aşağıdaki sonuçlara ulaşılmıştır:

1, Bütünüyle karbonat kayaçlarından oluşan Tecer Formasyonunda K-T sınırı tedrici geçişli olup, bu geçişte fiziksel, sedimentolojik ve tektonik bir değişim gözlenmemiştir. Bununla birlikte, K-T geçişinde mineralojik ve özellikle de paleontolojik veriler açısından bir kesinlik bulunmaktadır,

2, Kretase-Paleosen sınırında fosil bulunmamaktadır. Buna karşın K-T geçişinin alt ve üst seviyelerinde en Üst Maestrihtiyen ve Daniyen yaşlarını veren karakteristik fosiller belirlenmiştir.

3, K-T sınırında mineralojik, dolayısıyla litolojik farklılıklar belirgindir. Üst Maestrihtiyen'de kalsit tek başına gözlenen karbonat minerali iken, Daniyen'de dolomit ortaya çıkmaktadır. Bu mineralojik değişime bağlı olarak Paleosen'de dolomit, dolomitik kireçtaşı ve kireçtaşı biçiminde ardalımalı dikey bir dağılım gelişmiştir.

4, Karbonat-olmayan fraksiyonun egemen kil mineralleri, Üst Maestrihtiyen'de illit ve klorit, Paleosen'de simektit ve 14S-14C ile temsil edilmektedir.

5, Kretase'ye göre, Paleosen yaşlı karbonat minerallerinde Mg, Fe, Cr, Ni ve Zn; karbonat-olmayan rezidüel fraksiyonda ise Fe, Cr, Co ve Zn miktarları artmaktadır. Bu elementleri anomalilerin rezidüel malzemedeki, çevredeki ultrabazik kayaçlardan taşınan submikroskopik detritik bileşenlerden mi ileri geldiği, yoksa Alvarez ve diğ. (1980) tarafından ileri sürüldüğü gibi, K-T sınırında canlıların yok oluşuna neden olan asteroidlerin toz boyutundaki parçalarından mı ileri geldiği bilinmemektedir. İleri tekniklerin kullanılması ile Tecer Formasyonunun yanı sıra, ülkemizin diğer yörelerindeki K-T geçişlerindeki olayların aydınlatılması mümkün olabilecektir,

6, Türkiye'de geniş yayılım gösteren ofiyolitik kuşakların kaynak bölgeyi temsil ettiği yörelerdeki havzalarda, Paleosen'de Mg bakımından zengin karbonat ve/veya kil minerallerinin ortaya çıkması beklenmelidir.

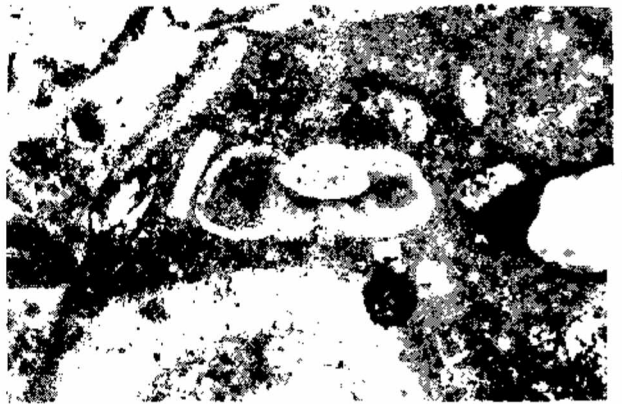
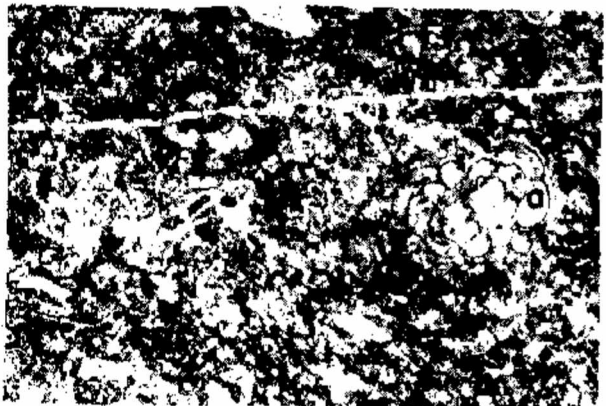
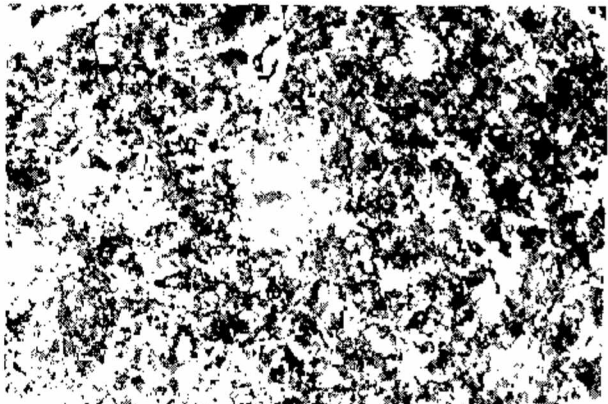
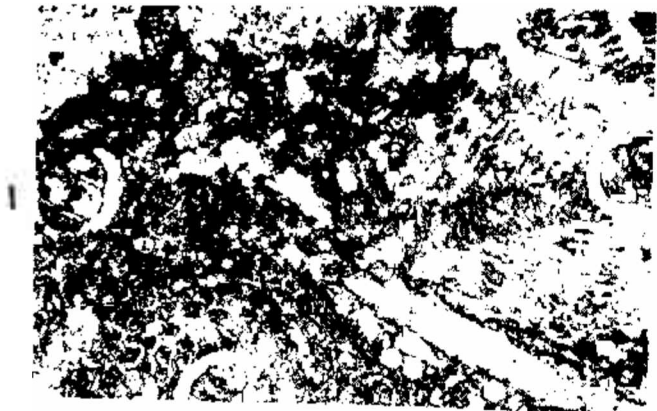
TEŞEKKÜR

Bu çalışmanın gerçekleştirilmesinde, XRE> incelemelerine olanak sağlayan Doç. Dr. M. Niyazi Gündoğdu'ya

(H.Ü.), kimyasal analizlerin yapılmasındaki değerli katkıları için Uzman Kimya Mühendisi Fatma Yalçın ve Kimyager Ümit Songül'e (C.Ü.) teşekkürü bir borç biliriz.

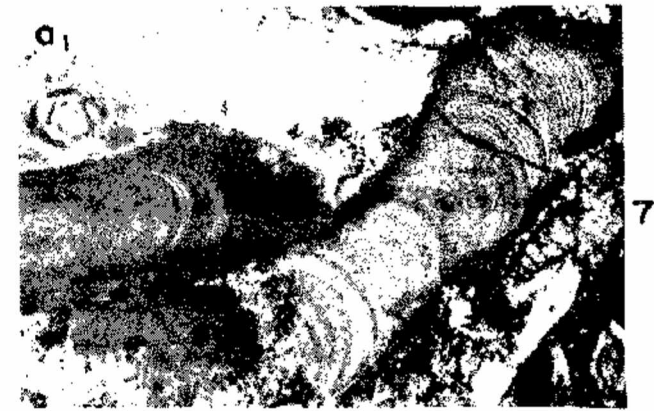
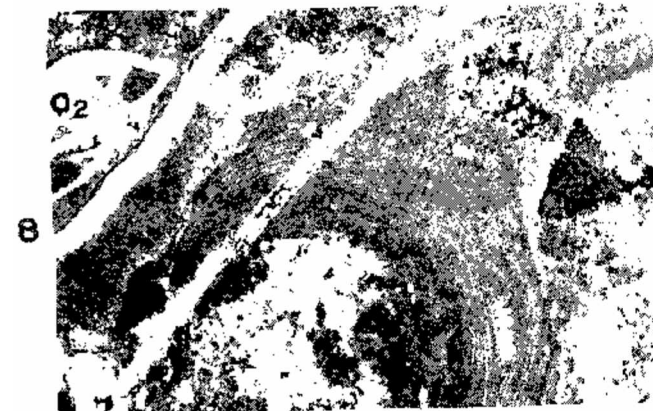
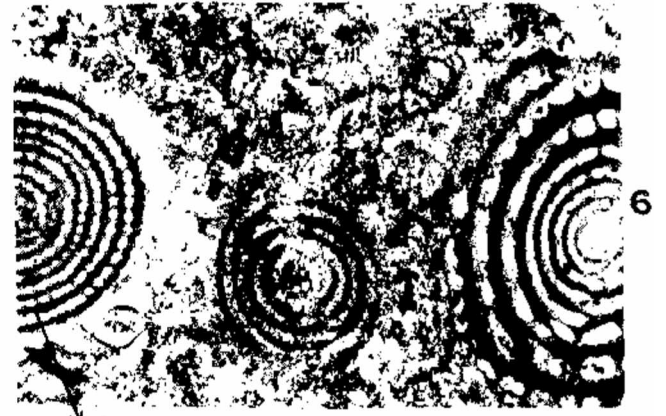
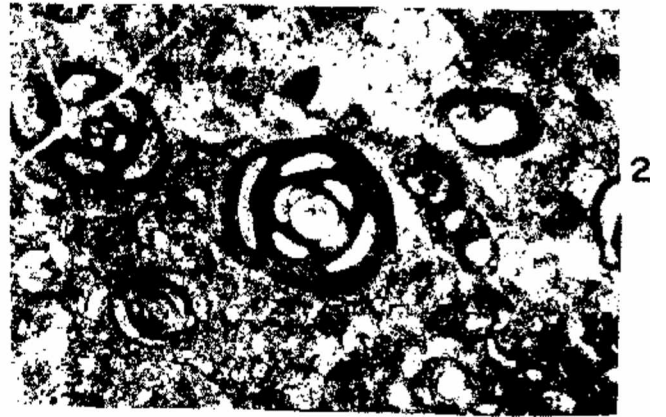
DEĞİNİLEN BELGELE

- Alvarez, W., 1986, Toward a theory of impact crises: EOS, American Geophysical Union, 67,649-658.
- Alvarez, LAV., Alvarez, W., Asaro, F. ve Michel, H.V., 1981 Extraterrestrial cause of the Cretaceous-Tertiary extinction: Science, 208, 1095-1108.
- Atwood, D.K. ve Fry, H.M., 1967. Strontium and manganese content of some coexisting calcites and dolomites: Amer. Min., 52, 1530-1535.
- Bayhan, H., 1980, Güneş-Soğucak (Divriği-Sivas) yöresinin jeolojik, mineralojik ve metalojenik incelenmesi: H.Ü. Yerbilimleri Enst., Doktora Tezi, 206 s,
- Bozkaya, Ö., ve Yalçın, H., 1991, Hekimhan doğu ve güney kesimindeki Üst Kretase-Tersiyer birimlerinin mineralojisi-ve jeokimyası: Türkiye Jeoloji Kurultayı Bülteni, 6, 234-252.
- Folk, R.L., 1968. Petrology of Sedimentary Rocks: Hempill's, Austin-Texas, 170 p.
- Gündoğdu, M.N. ve Yılmaz, O., 1983, Kil mineralojisi yöntemleri; I, Ulusal Kil semp., Bildiriler, Ç.Ü., Adana, s. 319-330.
- İnan, N., 1987. Bentik foraminiferlerle Tecer kireçtaşı formasyonunun krono-stratigrafik incelenmesi: C.Ü. Müh, Fak. Dergisi, Seri A, Yerbilimleri, 4/1, 23-28.
- İnan S., 1988. Tecer kireçtaşı formasyonunun yapısı hakkında bir yorum: C.Ü. Müh, Fak. Dergisi, Seri, A Yerbilimleri, 5/1, 49-56,
- İnan, S. ve İnan N., 1987, Tecer kireçtaşı formasyonunun stratigrafik tanımlanması: C,Ü, Müh, Fak. Dergisi, Seri A, Yerbilimleri, 4/1, 1242,
- İnan, N. ve İnan, S., 1990. Gürlevik kireçtaşı (Sivas) özellikleri ve Önerilen yeni isim; Tecer formasyonu: Türkiye Jeoloji Bülteni, 33/1, 51-55,
- Kurtman, F., 1973, Sivas-Hafik-Zara ve İmranlı bölgesinin jeolojik ve tektonik yapısı: MTA Dergisi, 80, 1-32,
- Pingitore, N.E., 1978, The behaviour of Zn²⁺ and Mn²⁺ during carbonate diagenesis: Theory and applications, J. Sediment, Petrol, 48, 799-814,
- Renard, M., 1972, Interprétation des teneurs en strontium des carbonates du Lutetian supérieur, a Saint-Vaast-Les-Mello (Oise), Mise en évidence de la valeur de cet élément comme indicateur des conditions de diagenésis et de sédimentation des carbonates: Bull, Inf, Géol. Bass., Paris, 34, 19-29.



100

a



LEVHA I - PLATE I

- Şekil 1: Orbitoidesli biyomit,
Figure 1: Biomicrite with Orbitoides,
Şekil 2: Fosilsiz kalsitli dolosparit
Figure 2: Dolosparite with calcite not having fossil
Şekil 3: Planorbulina sp, (a) içeren kalsitli dolosparit.
Figure 3: Dolosparite with calcite containing Planorbulina sp. (a).
Şekil 4: Gastropodali biyomikrosparit.
Figure 4; Biyomikrosparite with gastropoda.
Şekil 5: Gastropodali biyosparit
Figure 5: Biosparite with gastropoda.
Şekil 6: Rotalia sp. (eksenel kesit) içeren biyomikrosparit
Figure 6: Biomicrosparite containing Rotalia sp. (axial section).
Şekil 7: Mississippi sp. (eksenel kesit) içeren biyomikrit.
Figure 7: Biomicrite containing Mississippi sp, (axial section).
Şekil 8: Scandoneali mikrit, (a) Scandonea samnitica De Castro (ekvatoryal kesit).
Figure 8: Micrite with Scandonea, (A) Scandonea samnitica De Castro (equatorial section.)

LEVHA II - PLATE II

- Şekil 1: Scandoneali biyomikrit, (a) Scandonea samnitica De Castro (eksenel kesit),
Figure 1: Biomicrite with Scandonea, (a) Scandonea samnitica De Castro axial section,
Şekil 2: Miliolidaeli biyosparit,
Figure 2: Biosparite with Miliolidae,
Şekil 3-4: Miliolidaeli biyomikrit, (a) Idalina aff. sinjarica Grimsdale (boyuna kesit).
Figure 3-4: Biomicrite with Miliolidae» (a) Idalina aff. sinjarica Grimsdale (vartical section,)
Şekil 5-6; Pseudolacazinali biyosparit, (a) Pseudolacazina oeztemueri (Sirel), (a1) ekvatoryal kesit, (a2) ekstenel kesit, i
Figure 5*6; Biosparite with Pseudolacazina, (a) Pseudolacazina oeztemueri (SirelX (a1) equatorial section, (a2) axial section.
Şekil 7: Algli biyomikrit, (a1) Discocyclus seunesi Douville (eksenel kesit).
Figure 7: Biomicrite with algae, (a1) Discocyclus seunesi Douville (axial section),
Şekil 8: Algli biyomikrosparit, (a) Rotalia trochidiformis Lamarck (eksenel kesit), ?
Figure 8: Biomicrosparite with algae, (a2) Rotalia trochidiformis Lamarck (axial section).

OLUR (ERZURUM) YÖRESİNİN STRATİGRAFİSİ

• *Stratigraphy of the Olur (Erzurum) region*

CEVDET BOZKUŞ Atatürk Üniversitesi Mühendislik Fakültesi, Erzurum

ÖZ: İnceleme alanında Permo-Karbonifer'den günümüze kadar çeşitli fasiyeslerde gelişmiş kaya birimleri yüzeyler. Bunlardan olası yaşı Permo-Karbonifer olan asit magmatitler inceleme alanının temelini oluşturur. Bu temel üzerine açılı uyumsuzlukla, volkano4ortul nitelikli ve sığ denizel bir ortamda oluşmuş Liyas-Alt Maim istifli gelir. Bu da Üst Jura-Alt Kretase kireçtaşları ile uyumlu olarak üzerlenir. Alt Kretase ortalarında (Hotriviyen) ortamın ani derinleşmesiyle oluşan Hotriviyen-Kampaniyen flışı, Üst Jura-Alt Kretase karbonatları üzerine uyumlu olarak gelmiştir. Üst Kretase sonuna doğru Üst Kampaniyen piroklastik volkanitlerle, Alt Maastrichtiyen ise pelajik karbonatlarla temsil edilmektedir. Böylece, Liyas'da başlayan denizel çökme, Üst Kretase sonuna kadar kesintisiz devam etmiştir. Eosen, tabanda sığ denizel kırıntılılarla başlar ve üste doğru volkano-tortul istiflerle son bulur. Oligosen ise, karasal kırıntılılar ve bazik volkanitlerle temsil edilir. Bu birimler, yörede yaygın olan Pliyo-Kuvaterner volkanitleri ile uyumsuzlukla örtülür.

ABSTRACTS Lithological units outcropping in the investigation area, formed in various environments which are developed through the time interval from Permo-Carboniferous to recent. Acidic magmatites of Permo-Carboniferous age form basement of the area of investigation. Shallow marine Liassic-Lower Malm sequence with volcano-sedimentary character overlies this basement by angular unconformity. This unit is overlain conformably by Upper Jurassic-Lower Cretaceous limestones. The Hotrivian-Campanian flysch formed by rapid deepening of the environment during middle Lower Cretaceous, conformably deposited on the Upper Jurassic-Lower Cretaceous carbonates. Upper Campanian and Lower Maastrichtian are represented by volcanics and pelagic carbonates respectively.

Thus, uninterrupted marine sedimentation starting at Liassic continued till end of Upper Cretaceous. Eocene sequence has shallow marine elastics at the base, but terminates by volcano-sedimentary units. Oligocene is represented by terrestrial elastics and basic volcanics. These units are overlain unconformably by Plio-Quaternary volcanics widespread in the region.

GİRİŞ

Doğu Pontidlerin güneydoğusunda yer alan inceleme alanı Olur doğusunu kapsamaktadır (Şekil 11).

İnceleme alanı ve yakın çevresi, petrol, kömür ve diğer jeolojik amaçlara yönelik olarak, değişik ölçeklerde birçok araştırmacıya konu olmuştur (Lahn, 1939; Ketin, 1949; Baykal, 1950; Erentoz, 1954; Gattinger, 1956; Engin, 1964; Lange, 1967; Altınlı, 1969; Baydar, 1969; Yüksel, 1972; Yılmaz, 1985). Bu çalışmalardan özellikle inceleme alanını kapsayan detaylı çalışma Yüksel (1972) ve Yılmaz (1985) tarafından yapılmıştır. Yüksel (1972) inceleme alanında yüzeylenen kaya birimlerini lito-stratigrafik kurallara göre adlandırma yapmadan genelleştirilmiş stratigrafik dikme kesiti vermiştir. Yılmaz (1985) lito-stratigrafik kurallara uygun olarak birim adlandırma yaparak yörenin ayrıntılı jeolojisini incelemiştir,

Bu çalışmada ise yörenin ayrıntılı stratigrafisinin in-

celenmesi amacıyla 1/25.000 ölçekli jeoloji haritası yapılmış ve lito-stratigrafik tip kesit yerleri belirlenmiştir. Bu tip kesit yerlerinden ölçülü stratigrafik dikme kesitleri alınmıştır. Daha önce yapılan lito-stratigrafik adlandırmalardan uygun olanları aynen benimsenmiş ve değiştirilmesi gerekenler ise gerekçeleri gösterilerek yeniden adlandırılmıştır. Yapılan lito-stratigrafik adlandırmalar, eski çalışmalarla karşılaştırılması amacıyla bir tablo hazırlanmıştır (Şekil 1). Ayrıca tip kesit yerlerinden derlenen seri örnekler incelettilerle birimlerin stratigrafik yaşları belirlenmiştir.

STRATİGRAFİ

İnceleme alanında Permo-Karbonifer'den günümüze değin çeşitli fasiyeslerde gelişmiş kaya birimleri yüzeylenmektedir. Bu kaya-stratigrafik birimleri ayrıntılı olarak aşağıda açıklanmıştır (Şekil 2).

STRATİJİ		SİSTEM			YILMAZ(1985)	Yeni çalışma
S E N O Z O Y İ K (C A I N O Z O I C)		KUVATERNER QUATERNARY		HOL. SERİES	Alüvyon (Aluvium) Yamaç molozu (Talun) Taraça (Terrace)	Alüvyon (Aluvium) Yamaç molozu (Talun) Taraça (Terrace)
T E R S İ Y E R (T E R T I A R Y)	PALFOJEN (PALAEOGENE)	NEOJEN (NEOGENE)			Bazalt Basalt	ERDAVUT BAZALTLARI ERDAVUT BASALTS
		MİYOSEN MIOCENE	PLİYOSEN PLIOCENE	Günel Pliyosen Lacustrine Pliocene	İLİKKAYNAK FORMASYONU İLİKKAYNAK FORMATION	İĞDELİ FORMASYONU İĞDELİ FORMATION
					UZUNHARMAN FORMASYONU UZUNHARMAN FORMATION	
		OLİGOSEN OLIGOCENE	ALTOĞÜS UPPER			TAVŞANTEPE BAZALTLARI TAVŞANTEPE BASALTS
						DELİKTAŞ FORMASYONU DELİKTAŞ FORMATION
EÖSEN EOCENE	ALTOĞÜS UPPER	Marl, konglomera, kumtaşı, kalker. Marls, conglomerates, sandstones, limestones.	PULIARDERE FORMASYONU PULIARDERE FORMATION	KARATAŞ FORMASYONU KARATAŞ FORMATION DAĞDİBİ FORMASYONU DAĞDİBİ FORMATION		
PALFOJEN PALAEOGENE	ALTOĞÜS UPPER					
M E S O Z O Y İ K (M E S O Z O I C)	KRETASE CRETACEOUS	ALTOĞÜS UPPER		Kalker, kumtaşı, Aglomera, tüfit, Limestones, sandstone, Agglomerates, tüffites.	AKBAYIR KİREÇTAŞLARI AKBAYIR LIMESTONES KİLİSTEPE FORMASYONU KİLİSTEPE FORMATION	AKBAYIR FORMASYONU AKBAYIR FORMATION BOĞAZGÖREN FORMASYONU BOĞAZGÖREN FORMATION
			ALTOĞÜS UPPER			
	ALTOĞÜS UPPER	ALTOĞÜS UPPER		Kalker (killi ve çörtlü) Limestones (with clay and chert)	KARMAŞOR FORMASYONU KARMAŞOR FORMATION	KARMAŞOR FORMASYONU KARMAŞOR FORMATION
			ALTOĞÜS UPPER	ALTOĞÜS UPPER		YEŞİLBAĞLAR KİREÇTAŞLARI YEŞİLBAĞLAR LIMESTONES
	JURA JURASSIC	ALTOĞÜS UPPER	ALTOĞÜS UPPER	Konglomera, kumtaşı, kireçtaşı. Conglomerate, sandstone, limestones.	OLURDERE FORMASYONU OLURDERE FORMATION	OLURDERE FORMASYONU OLURDERE FORMATION
ORTA MIDDLE			Extruzifler Extrusive rocks			
ALTOĞÜS UPPER			Konglomera (Conglomerate)	KOŞKUNLAR BAZALTLARI KOŞKUNLAR BASALTS		
PALZOZOİK PALZOZOIC	PALZOZOİK PALZOZOIC		Metamorfikler Metamorphic rocks	COŞKUNLAR FORMASYONU COŞKUNLAR FORMATION	COŞKUNLAR MAĞMATİTLERİ COŞKUNLAR MAGMATICS	

Şekil 1: Bölge stratigrafisinin eski incelemeler ile karşılaştırılması.
Figure 1: Comparison of the stratigraphy of the region with the previous investigations.

SİSTEM SYSTEM	SİSTEM SYSTEM		SERİ SERIES	KAT STAGE	FORMASYON FORMATION	ÜYE MEMBER	KALINLIK THICKNESS	KAYA TÜRÜ LITHOLOGY	AÇIKLAMA EXPLANATION	FOSSİL İÇERİĞİ FOSSIL CONTENT
	TERSIYER (TERTIARY)	KUVATERNER QUATERNARY								
SENZOYİK (CAINOZOIC)	TERSIYER (TERTIARY)	OLİGOSEN OLIGOCENE	DELIKTAŞ	TAŞANİRE	İĞDELI		234	Marn-kiltası, jips ara katları. Marl-claystone, interbedded with gypsum.		
							250	Bazalt. Koyu siyahimsi yeşil renkli, sütunsel ekimli. Basalt. Dark green coloured columnar jointing.		
							511	Çakıltası-kumtaşı-silttaşı ardığı. Alternation of conglomerate -sandstone-siltstone.		
							395	Kumtaşı-tüfit ardığı. Lav türü ara katlı. Alternation of sandstone -tuffite. Interbedded lava, tuff.		<i>Micseotrachus cycloides</i> (de la Harpe) ve 8 for <i>Biscocyclus</i> sp.
							384	Kireçtaşı-killi kireçtaşı marn-kiltası. Limestone-clay limestone marl-claystone.		<i>Uta form. cati</i> R.V. 764 <i>Globotruncana bulloides</i> (WUGER) <i>Globotruncana ventricosa</i> WHITE <i>Globotruncana</i> sp.
							93	Kumtaşı-tüfit ardığı. Alternation of sandstone-tuffite.		
							651	Kumtaşı-silttaşı-kiltası marn-kireçtaşı ardığı. Alternation of sandstone -siltstone-claystone-marl limestone.		<i>Globotruncana stuartiformis</i> (CALBIZI) <i>Globotruncana subquadrata</i> (PESAGNO) <i>Globotruncana linaresana</i> (d'ORBIGNY) <i>Globotruncana</i> sp. <i>Prototruncana</i> sp. <i>Prototruncana</i> sp.
							558	Kireçtaşı kumlu-görülü kireçtaşı. Limestone, sand-chert limestone.		<i>Crassicollaria intermedia</i> (U. N. N. DELCA) <i>Crassicollaria</i> sp. <i>Crassicollaria</i> sp. <i>Crassicollaria</i> sp. <i>Crassicollaria</i> sp. <i>Crassicollaria</i> sp. <i>Crassicollaria</i> sp. <i>Crassicollaria</i> sp. <i>Crassicollaria</i> sp.
							588	Kumtaşı-silttaşı-kiltası marn-kireçtaşı ardığı. Alternation of sandstone -siltstone-claystone-marl. Interbedded conglomerate, clay limestone, lava, tuff.		<i>Trocholina</i> cf. <i>convexa</i> (U. N. N. DELCA) <i>Trocholina</i> sp. <i>Trocholina</i> sp. <i>Trocholina</i> sp. <i>Trocholina</i> sp. <i>Trocholina</i> sp. <i>Trocholina</i> sp. <i>Trocholina</i> sp.
							MESOZOYİK (MESOZOIC)	KRETASE CRETACEOUS	ALT-ÜST KRETASE LOWER-UPPER CRETACEOUS	KARMAŞOR
93	Kumtaşı-tüfit ardığı. Alternation of sandstone-tuffite.									
MESOZOYİK (MESOZOIC)	KRETASE CRETACEOUS	ALT-ÜST KRETASE LOWER-UPPER CRETACEOUS	KARMAŞOR	BOĞAZ GÖREN	AKBAYIR		651	Kumtaşı-silttaşı-kiltası marn-kireçtaşı ardığı. Alternation of sandstone -siltstone-claystone-marl limestone.		
							558	Kireçtaşı kumlu-görülü kireçtaşı. Limestone, sand-chert limestone.		
MESOZOYİK (MESOZOIC)	JURA JURASSIC	LİYAS-ALT MALM LIAS-LOWER MALM	OLURDERE				588	Kumtaşı-silttaşı-kiltası marn-kireçtaşı ardığı. Alternation of sandstone -siltstone-claystone-marl. Interbedded conglomerate, clay limestone, lava, tuff.		
							588	Kumtaşı-silttaşı-kiltası marn-kireçtaşı ardığı. Alternation of sandstone -siltstone-claystone-marl. Interbedded conglomerate, clay limestone, lava, tuff.		
PALEZOYİK (PALEOZOIC)	PERMO KARBONİFER PERMO CARBONIFER							Granit porfir, dağit, riyodazit, riyolit, andezit, diyorit, tuf, aglomera, porfirite granite, dacite, tuff, agglomerate.		
								Granit porfir, dağit, riyodazit, riyolit, andezit, diyorit, tuf, aglomera, porfirite granite, dacite, tuff, agglomerate.		

Şekil 2: Olur (Erzurum) yöresinin genelleştirilmiş dikme kesiti.
Figure 2: Generalized columnar section of the Olur (Erzurum) area.

Coşkunlar Mağmatitleri (Pzc)

İnceleme alanı içerisinde yaygın olarak çeşitli türdeki asidik mağmatitlerden oluşmaktadır. Birim ilk kez Yılmaz (1985) tarafından Köprübaşı dasitleri olarak adlandırılmıştır. Ancak birim yüzlek alanı içerisinde yaygın dasit, riyodasitler ve bunları kesen andezit ve riyolit daykan ile granit porfir sokulumları belirlenmiştir* Granit porfirlerin kenar zonlarında ise diyorit ve diyabaz daykan gözlenmiştir. Birim üst seviyelerine doğru ise andezit, riyolitik lav ara katkılı tuf, aglomeralar ile temsil edildiği belirlenmiştir. Birim içerisindeki kaya türlerinin birbirleriyle olan stratigrafik ilişkisi en iyi Coşkunlar köyü kuzeyindeki Hoşnuvaz tepe, Çataltepe ve Gökkuşak tepe yükseltilerinin güney yamacında gözlemlendiği (Şekil 3) için Coşkunlar mağmatitleri olarak yeniden adlandırılmıştır,

Daha önce Yüksel (1972) ve Yılmaz (1985) bu birim yayılım alanı içerisinde Paleozoyik yaşlı metamorfite-lerin varlığını, hatta Yılmaz (1985) faylanmalara bağlı olarak lokal yüzlek veren bu metamorfite-leri Coşkunlar formasyonu olarak adlandırmıştır* Ancak bu incelemede Doğu Pontidlerin temelini oluşturan Paleozoyik metamorfite-leri ile dengeleştirilebilecek aşın derecede metamorfize olmuş kayalara rastlanmamıştır. Sadece Coşkunlar mağmatitleri içerisindeki fay zonları boyunca kataklazmaya bağlı olarak gelişmiş lokal meta-volkanit yüzlekleri gözlenir. Ancak inceleme alanı batısında (Oltu kuzeyinde) metamorfik kaya türleri görülür. Birimin, inceleme alanı içerisinde taban dokanağı gözlenmez. Tavanda ise mağmatitlerin üst seviyesinde yeralan aglomera ve tuf katmanları ile Ölürdere formasyonunun alt seviyelerini oluşturan kırıntılı tortul katmanları arasında 20 dereceden fazla açılmal bir farkın olduğu görülür (Şekil 3, 11). Her ne kadar iki birim arasında aşımın yüzeyine işaretleri kırıntılı bir seviye olmamasına karşın, birimlerin yapısal konumları göz önüne alınarak, Liyas-Alt Malm yaşlı Ölürdere formasyonunun birim üzerine açılmal uyumsuzlukla geldiği görülür (Şekil 3).

Birim yaygın olarak yeşil-gri, yeşilimsi gri renkli dasit, riyodasit türde volkanitlerden oluşur. Bu asit türdeki volkanitler yer yer granit porfir stok ve daykanları ile kesilir. Granit porfir sokulum zonlarının kenarlarında ise diyorit, diyabaz daykan gözlenir. Andezit ve riyolitik volkanitler ise dasit, riyodasitler içerisinde yaygın dayk sistemi şeklinde gelişmiştir. En üst seviyede ise riyolit ve andezitik lav ara katkılı tuf ve aglomeralar yer alır (Şekil 3),

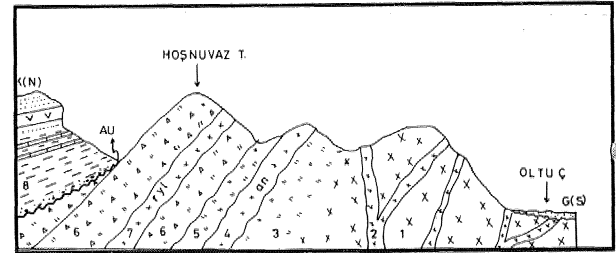
Pontidier'de Jura öncesi yaşlı asitik mağmatiklerin bir yitim zonuna ilişkin olarak geliştikleri ve bunlarda çeşitli yöntemlerle yapılan yaş tayinlerinde, bu mağmatiklerin Karbonifer-Permian zaman aralığında sokulum yaptıkları belirlenmiştir (Tokel, 1977; Yılmaz, 1974; Çoğulu, 1975; Ketin, 1983; Şengör ve Yılmaz,

1983; Bergougnan, 1987). İnceleme alanı içerisindeki bu mağmatitlerin daha önce yapılan çalışmalarda (Altınlı, 1969; Yüksel 1972) Jura yaşında oldukları kabul edilmiştir. Ancak birimi üstleyen Ölürdere formasyonunun Liyasla başlaması ve aralarında açılmal bir dokanak ilişkisinin olması, Coşkunlar mağmatitlerinin Jura öncesi bir yaşta olduğunu gösterir, Pontidlerin diğer kesimlerinde yapılan ve yukarıda verilmiş olan çalışmalarda göz önüne alınarak, Coşkunlar mağmatitlerinin özellikle asit karakterli kayalarının olası yaş Permo-Karbonifer olarak kabul edilmiştir. Ancak birim içerisinde lokal dayk oluşukları şeklinde gelişmiş diyorit, diyabaz türü bazik mağmatitler ise Ölürdere formasyonu içerisindeki bazik volkanitlerle aynı kabul edilerek bunların olası Jura yaşında oldukları benimsenmiştir,

Ölürdere Formasyonu (Jo)

İnceleme alanının güneyinde, Ölürdere-Kaban köyleri civarında yüzeylenen ve volkano-tortul özellik taşıyan birim Yılmaz (1985) tarafından Ölürdere formasyonu olarak adlandırılmıştır. Tip kesit yeri Ölürdere köyü batısı nedeniyle bu incelemede de aynı ad benimsenmiştir.

Birim Olur güneyinde Pinitap tepe-Ziyaret dağı yükseltilerinin güney yamacında, Ölürdere ile Kaban köyleri arasında doğu-batı doğrultusunda bir koridor boyunca yüzeyler (Şekil 11). Ölürdere formasyonu* inceleme alanı içerisinde Coşkunlar mağmatitleri üzerine açılmal uyumsuzlukla gelir. Kaban köyü güneyinde Coşkunlar mağmatitleri ile olan dokanağı faylıdır.



Şekil 3: Coşkunlar mağmatitleri (1, 2, 3, 4, 5, 6, 7) ve Ölürdere Formasyonu (8) arasındaki ilişkiyi gösterir ölçeksiz jeolojik enine kesiti- 1- Dasit=riyodasit; 2- Riyolit-andezit daykan; 3- Dasitik tuf; 4- Andezit; 5- Tuf; 6- Aglomera; 7- Riyolit; 8- Ölürdere Formasyonu; AU, Açılmal uyumsuzluk.

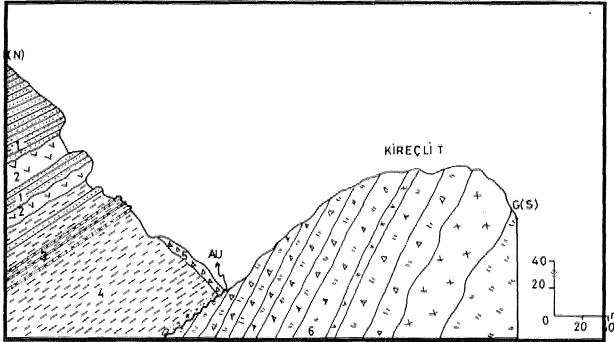
Figure 3: Sketch geologic cross-section illustrating the relation between Coşkunlar magmatites (1, 2, 3, 4, 5, 6, 7) and Ölürdere Formation (8). 1- Dacite-ryhodacite; 2- Rhyolite-andesite daycs; 3- Dacite tuff; 4- Andesite; 5- Tuff; 6- Agglomerate; 7, Rhyolite; 8. Ölürdere Formation; AU, Angular unconformity.

OLUR YÖRESİNİ STRATİGRAFİSİ

Tavan dokanağında İse, Üst Jura-Alt Kretase yaşlı Yeşilbağlar fonnyasyonu ile uyumlu olarak üzerlenir. İnceleme alanı doğusunda ise Pliyo-Kuvaterner yaşlı Erdavut bazaltian tarafından uyumsuzlukla örtülür (Şekil 11).

Birim altta, kumtaşı ve killi kireçtaşı ara katmanlı, gri-yeşil renkli, katmansız kıltaşlan ile başlar. Üste doğru, grimsi yeşil renkli diyabaz ve koyu yeşil renkli küresel ayrışmalı bazalt, bazaltik tüf türü volkanit ve piroklastikler ile killi-kumlu kireçtaşı-marn, çakıltaşı, kıltaşı ara katmanlı, gri renkli, çok ince-ince-orta-kalın katmanlı kumtaşlan ile temsil edilir (Şekil 2),

Kıltaşlan, gri-yeşil renkli, kaönansız, yer yer siltli ve üst seviyelerine doğru ise killi kireçtaşı (20-40 cm) ve kumtaşı ara katoianlan içerir. Olurdere formasyonunun en alt seviyesini oluşturan kıltaşlan, tabanmdede yeralan Coşkunlar mağmatitleri ile tavanındaki kumtaşlan arasında kolay aşınmalan nedeniyle morfolojik olarak aşınım girintilerini oluştururlar (Şekil 4). Kıltaşlan santimetre kalınlığında kömür seviyeleri (Oltutaşı) ile yer yer kömürleşmiş bitki kırıntıları içerirler, Olurdere formasyonunun tip kesit yerinde, kıltaşlanın ölçülen kalınlığı 123 m dir. Bu kalınlık formasyonunun yanal yayılımı içerisinde değişim gösterir.



Şekil 4: Olurdere Formasyonu tabanındaki kıltaşlanın üst ve alt seviyelerinde yeralan kaya birimleri arasındaki ilişkiyi gösterir ölçekli jeoloji enine kesiti 1. Kumtaşı; 2. Diyabaz; 3. Kıltaşlan içerisindeki ince killi kireçtaşı ara katmanları (20-40 cm.); 4. Katmansız kıltaşı; 5. Yamaç molozu; 6- Coşkunlar mağmatitlerine ait Piroklastikler, AU, Açılı uyumsuzluk.

Figure 4: Lateral geological cross-section displaying relation between lithological units in the upper and lower levels of the clayey sequence at the basement of the Olurdere Formation, 1. Sandstone; 2. Diabase; 3. Thin clayey limestone layers (20-40 cm.) in the claystone sequence; 4, Massive clay stone; 5, Slope debris; 6, Pyroclastics in the Coşkunlar magmatics AU, Angular unconformity,

Kumtaşlan, altere yüzeyleri sarımsı kahverengi, taze yüzeyleri gri, açık gri ve grinin çeşitli tonlarında renklidir* İnce-orta taneli, iyi boylanmış, bazı seviyelerde ise kötü boylanmışdır. Genelde ince-orta katmanlı (3-30 cm), yer yer kalın-çok kalın katmanlıdır (0,35-2,5 m). Kumtaşlan içerisinde ince kahverengi renkli kıltaşı-silttaşı (5-8 min), kumlu-siltli kireçtaşı ve mam ara katmanlan içerirler, Ayrıca diyabaz, bazalt ve bazaltik tüf gibi volkanitlerle ardışımıdır. Olurdere formasyonunun hakim kaya türü özelliğini taşıyan kumtaşlan içerisinde yoğun siltli-kumlu ve kireçtaşı ara katmanları gözlenir, Kumtaşlan yer yer silttaşlan, siltli-kumlu marn ve kireçtaşlan ile düşey ve yanal yönde tedrici geçiş gösterirler. Ayrıca seyrek de olsa kumtaşlan içerisinde tabandan koparılmış çeşitli boyutta marn» kumtaşı, silttaşı parçaları içeren, çakıllı-bloklulu ve çok kötü boylanmış, yeşil renkli» yer yer türbiditik özellik gösteren, çakıllı kumtaşı seviyeleri gözlenir. Bunların kalınlıkları 1,20-7,00 m. arasında değişir. Kumtaşlan kalınlıkları 0,65-1,50 m arasında değişen» yeşil-pem-pemsi renkli, kötü boylanmış, çoğunlukla volkanit, seyrek kireçtaşı bileşenli çakıltaşı seviyeleri içerirler.

Daha önce Yılmaz (1985) tarafından foraiasyonunun tip kesit yerinde ölçülen kalınlığının 325 m olduğu belirtilmiştir. Bu çalışmada, Olurdere köyü batısında yer alan aynı tip kesit yerinde ölçülen formasyonun kalınlığı 588 m dir.

Birimin alt seviyelerinden alınan gerek yıkama örneklerinden, gerekse diğer örneklerden Liyas'a ait fosil türü belirlenememiştir. Ancak daha önce aynı yörede derlenen örneklerde saptanan; *Involutina* sp (gr. liassica) *Involutina* sp., *Reolisaccus* sp *Radiolaria* sp., *Calyphloeras* sp., *Tabulozoa*, *Pelecypoda*, *Crinoid* saplan, Mercanlar, Echinid plak ve dikenleri fosillerine dayanarak Liyas yaşı verilmiştir (Yılmaz, 1985). Formasyonun üst seviyelerine doğru alınan örneklerde M. Tunç (C.Ü.) tarafından saptanan; *Trocholina* cf* *conica* (Schlumberger) *Protopenoplis* cf. *striata* (WeynschenkX *Pseudocycmmlna* sp* (gr. lituus), *Pseudocyclamma* sp., *Textularidae*, *Lituolidae*, *Jalvulinidae*, *Valvulinidae*, Algler, *Mollusca* parçaları fosillerine dayanarak Üst Doger-Alt Malm (Kalloviyen-Kimmericiyen) yaşı verilmiştir, Bu fosil bulgularına göre Olurdere formasyonunun yaşı Liyaş-Alt Malm olmalıdır,

Olurdere fonnyonunu oluşturan kaya türü (kırıntılılar, volkanitler ve ince kömür oluşukları), mikrofosil içeriği ve gelişmiş tortul yapı özellikleri ile, birimin etkin volkanik faaliyeti olan sığ denizel ortamdan, derin şelf ortamına değin değişen bir ortamda çökeldiğini göstermektedir, Birim içerisinde ince kömür ve kömürleşmiş bitki kırıntılı seviyelerin bulunması, ortamın sığ deniz ve zaman zaman kısa süreli bataklık alanlarının geliştiğini gösterir. Ayrıca yer yer türbiditik seviyeler içermesi, blok faylanmalara bağlı olarak zaman

SİSTEM SYSTEM	SERİSİ SERIES	KAT (STAGE) KAT (STAGE)	FORMASYON FORMATION	KALINLIK THICKNESS	KAYA TÜRÜ LITHOLOGY	AÇIKLAMA EXPLANATION	FOSİL İÇERİĞİ FOSSIL CONTENT	
KRETASE (CRETACEOUS)	ALT KRETASE (LOWER CRETACEOUS)	Berrianiyen (Berrianian)	YEŞİLBAĞLAR	73.60	<p>CORTLU VE KUMLU KIRECTASI Acık gri renkli, çok ince-ince -orta-kalın katmanlı ve yer yer kumtaşı ara katkılı.</p> <p>SANDY AND CHERT LIMESTONE Ligth grey coloured, very thin -thin-middle-thick bedded and sandstone, claystone interbedded.</p>	<p>CORTLU KIRECTASI Acık gri renkli, orta-kalın yer yer ince katmanlı ve yer yer çört ara katmanlı.</p> <p>CHERT LIMESTONE Ligth grey coloured, middle -thick, sometimes containing thin bedded and sometimes containing chert interbedded.</p>	<p>Calcisphaerulidae Incertae cedis Planomalina sp. Nannoconus sp. Bol sünger ve radiolaria spikülü</p>	
								<p>KIRECTASI Acık gri-gri renkli, ince -orta-kalın katmanlı ve yer yer ince (0,3-0,8 cm) kumtaşı ara katkılı.</p> <p>LIMESTONE Ligth grey coloured, thin-middle-thick bedded and sometimes containing thin (0,3-0,8 cm) claystone interbedded.</p>
					<p>KUMLU KIRECTASI Acık gri renkli, Çok ince-ince -orta katmanlı ve yer yer kumtaşı ara (20-70 cm) katkılı</p> <p>SANDY LIMESTONE Ligth grey coloured, very thin -thin-middle bedded and sometimes containing sandstone (20-70 cm) interbedded.</p>	<p>Calpionella alpina LORENZ Crassicolaria parvula REMANE Tintinnopsella carpathica (MURG. ve FILIP)</p>		
							<p>KILLI KIRECTASI-MARN-KILTAŞI Gri-acık gri renkli, ince-orta katmanlı ve kumtaşı, çakıltaşı ara katkılı.</p>	
					JURA (JURASSIC)	ÜST JÜRASSİK UPPER JURASSIC	Tithoniyen Tithonian	
						OLURDERE FORMASYONU (OLURDERE FORMATION)		

Şekil 5: Yeşilbağlar formasyonu ölçülü stratigrafik dikme kesiti.

Figure 5: Measured stratigraphical column and Yeşilbağlar formation.

OLUR YÖRE3İNİM STRATİGRAFİSİ

zaman hareketli bir ortamın varlığına işaret eder,

Yeşilbağlar formasyonu (JKy)

İnceleme alanı güneyinde» altere yüzeyi bej, sanmsı bej olan ve çoğunlukla kireçtaşlarından oluşan bir istifle temsil edilir. Birim, ilk kez Yılmaz (1985) tarafınan Yeşilbağlar Kireçtaşları olarak adlandırılmıştır. Birim tabanda kumlası ara katkı kıltaşı» marn ve killi kireçtaşları ile başlar. Üste doğru seyrek de olsa çakıltaşı, kumtaşı, kıltaşı ara kalkılan içeren kumlu kireçtaşı -kireçtaşı-çörtlü kireçtaşından oluşan bir istifle temsil edilir (Şekil 5). Hakim kaya türünün özellikleri göz önüne alınarak Yeşilbağlar formasyonu olarak adlandırılmıştır.

Birim Olur güney-güneydoğusunda» Pinitap tepe-Ziyaret dağı yükseltisini oluşturarak doğu-batı doğrultusunda yüzeyler (Şekil 11). İnceleme alanı içerisinde Ölüdere formasyonunu uyumlu olarak üzerler. Tavanda ise, Hotriviyen-Kampaniyen yaşlı Karmasor formasyonu ile keskin bir dokunakla uyumlu olarak izlenir. Yüzlek alanı doğusunda ve Taros tepe batısında ise Pliyo-Kuvaterner yaşlı Erdavut bazaltları tarafından uyumsuzlukla örtülür (Şekil 11),

Birim altıda gri renkli, kumtaşı ara katkılı ve ince-orta katmanlı killi-kumlu kireçtaşı, marn» kıltaşı ile başlar. Üste doğru açık gri-krem renkli, ince-orta-kalın düzgün katmanlı kireçtaşları ile devam eder. Açık gri-krem renkli, orta-kalın katmanlı çörtlü kireçtaşı, çok ince-ince-orta-kalın düzgün katmanlı, kıltaşı ara seviyeli çörtlü ve kumlu kireçtaşları ile temsil edilen bir istifle son bulur (Şekil 5),

Foraıasyonun, Ölüdere köyünün 300 m, kuzey-batısında ve Olur yolu üzerinde başlayıp, Yeşilbağlar üzerinden geçerek Karmasor köyü 250 m, güneybatısında sonlanan tip kesit yerinde ölçülen kalınlığı 858 m, dir.

• Birimin belli seviyelerinde Ammonit'ler gözlenmiştir, Tip kesit yerinden alınan seri örneklerde, M. Tunç (C.Ü) tarafından belirlenen mikrofosillerin özellikle Calpionellere ait çeşitli biyozon formları oldukları tesbit edilmiştir.

* Crassicolaria intermedia biyozonuna ait; Crassicolaria intermedia (Durano-Delja), Crassicolaria pervula Remane, Calpionella alpina Lorenz, Tintinnopsella carpathica (Murgeanu ve Filipescu, türleri belirlenerek, bu mikro fosillere göre Üst Tito-Äyen, Üste doğru saptanan; Calpionella elliptica Cadisch, Calpionella alpina Lorenz Tintinnopsella carpathica Murgeanu ve Filipescu, Crassicolaria parvula Remane, Remaniella ferasinl (Catalano), Remaniella cadischiana (Colom), Calpionella elliptica biyozonuna ait formlara göre Alt Beriyasiyen, Calpionelopsis simplex (Colom), Salpionelopsis oblonga (Cadisch), Calpionella alpina Lorenz, Tintinnopsella carpathica (Mur-

geanu ve Filipescu), Remaniella cadischiana (Colom), Tintinnopsella longa (Colom) gibi Calpionelopsis simplex-oblonga biyozonuna ait formlara göre Üst Beriyasiyen yaşı verilmiştir. Birimin üst seviyelerine doğru özellikle çörtlü kireçtaşlarından alınan örneklerde yaş verebilecek fosil türleri belirlenemmiştir. Bu seviyelerde daha önce Yılmaz (1985) tarafından alınan örneklerde saptanan; Tintinnopsella longa (Colom) Calcisphaerulida Remaniella cadischiana (Colom), Cadosina vogler» Borza, Stomiosphaera wanneri Borza, Incertae cedis, Radiolaria sp., Nanconus sp., Planomalina sp, fosillerine göre Neokomiyen yaşı verilmiştir. Örneklerde tesbit edilen bu fosillerin yanı sıra, bol miktarda radiolaria ve sünger spikülleri gözlenmiştir. Bu fosillere dayanarak birime, Üst Jura (Titoniyen)-Alt Kretase (Neokomiyen) yaşı verilmiştir»

Yeşilbağlar formasyonunun alt seviyelerindeki kireçtaşlarının gerek içerdikleri mikro fauna, gerekse içerdikleri intaaklastlar ve ara katman halinde kınntılılar (kumtaşı-çakıltaşı) ortamın başlangıçta sıg, enerjinin yüksek çalkantılı olduğunu gösterir. Üste doğru mikritik özellikteki kireçtaşları ve çörtlü kireçtaşlarının mikro fa-siyel özelliklerine göre de sakin ve duraylı şelf ve şelf ilerisi bir ortamda durduklarını gösterir.

Karmasor Formasyonu (Kk)

inceleme alanı güneyinde, altında yer alan Yeşilbağlar formasyonuna ait karbonatlar ile üstünde yer alan Boğazgören formasyonuna ait proklastitli ve kırıntılı kayaların oluşturduğu topografik çıkıntılar arasındaki düzgün morfolojik görünümü ile tanınır. Pelajik kireçtaşı ara katmanlı ve fliš karakterli bir istifle temsil edilir, Bu istif daha önce Yılmaz (1985) tarafından, Kannasor ve Karagüney olmak üzere iki ayrı formasyona ayrılmış ve bunların birbirlerini açısız uyumsuzlukla üstlediklerini belirtmiştir, Ancak arazi gözlemleri ve paleontolojik bulgular, böyle bir açısız uyumsuzluk ilişkisi olmadığı gibi, iki ayrı forasıyona ayrılabilecek litostratigrafik özellikler taşımadığı belirlenmiştir. Buna göre bu istif tek bir birim olarak Karmasor formasyonu olarak adlandırılmıştır.

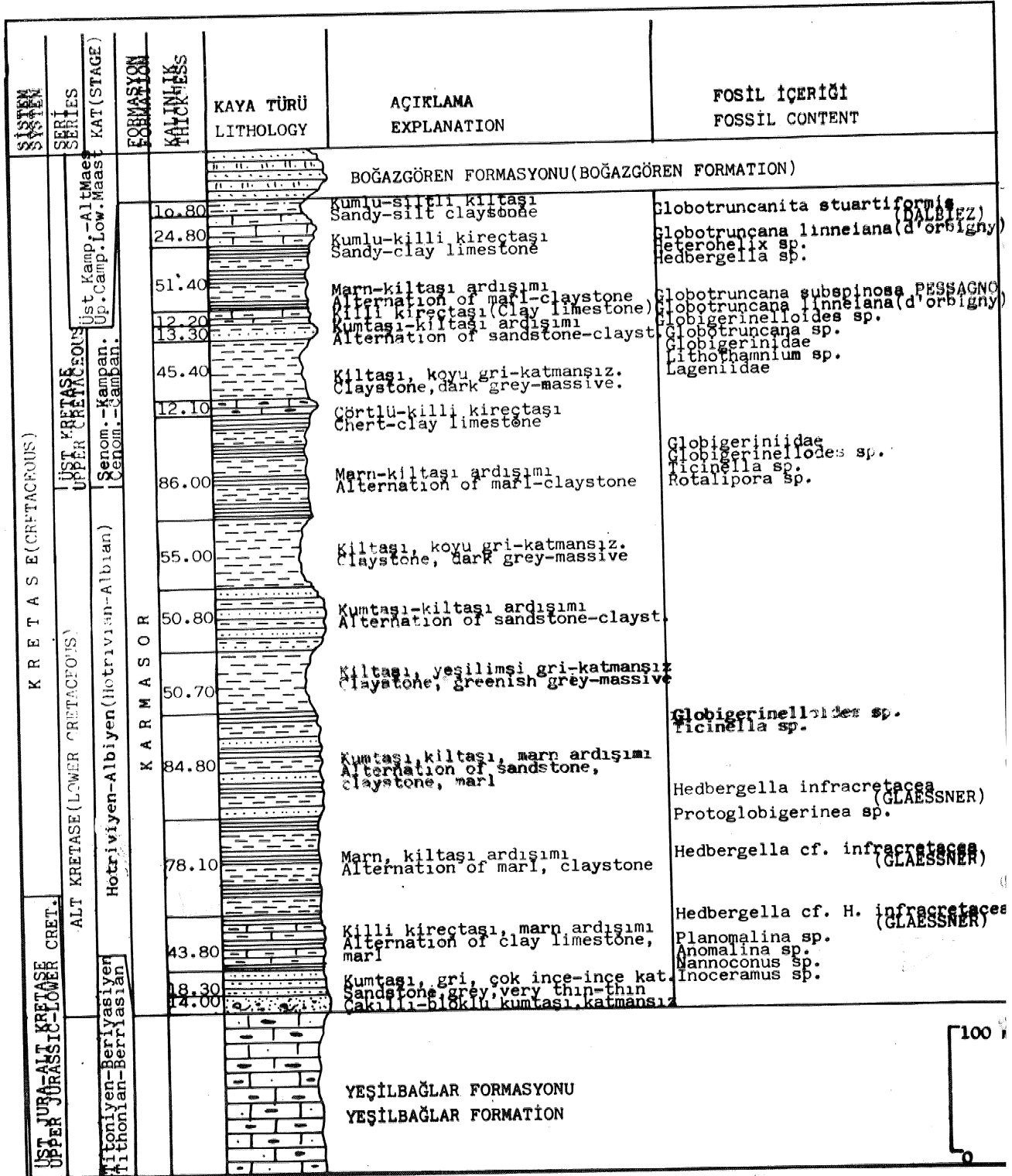
Birim Olur ilçesi kuzeydoğu ve doğusunda Karabayır tepe; Karmasor mah., Karagüney tepe, Aşağı Karacasu» Yukarı Karacasu köyünün bulunduğu bir alanda doğu-batı uzanunlu geniş bir koridor boyunca yüzeyler (Şekil 11).

Forasıyon, Yeşilbağlar formasyonu üzerine uyumlu olarak gelir ve üstte ise Üst Kampaniyen-Alt Maastriçk* tiyen yaşlı Boğazgören formasyonu ile geçişli bir dokunakla uyumlu olarak izlenir.

Birimin tabanında yer alan bloklu-çakıllı kumtaşları, masif, kahverengimsi gri renkli ve yanall olarak değişen bir litolojik özellik gösteren En kaim olduğu yer Karmasor mahallesinin 250 m. güneyindedir (1400 m.). Bu-

rada yuvarlak ve değişik boyutta (5 mm*-2,5 m.) andezit ve diğer volkanik çakıl-bloklar ile köşeli kireçtaşı parçaları içerir. Yer yer tane destekli çakıltaşlar ve bloktaşları ile yanal ve düşey yönde geçiş gösterirler. Bu kumtaşları tektonik rejime bağlı olarak ani çökme ve de-

rinleşme sonucu, kaynak alana yakın yerlerin (iri bloklar içermesi) deniz tabanında bulantı akıntılarında dönüşmemiş kayma ve denizaltı yelpaze çökelleridir (Kuenen, 1958), Bir başka görüşe göre de, bu tür tane yüklü akıntılar, yüksek hızla yamaç aşağı hareket ettikten



Şekil 6: Karmasor formasyonu ölçülü stratigrafik dikme kesiti.

Figure 6: Measured stratigraphical column and Karmasor formation.

OLUR YÖRESİ STRATİGRAFİSİ

sonra yamaç tabanında çökelen gerçek türbiditler ile kayma çökelleri arasında bir geçiş oluşturdukları belirlenmiştir (Dzulynski ve diğerleri, 1959). Formasyonun tip kesit yerinde görülen bu bloklu-çakıllı, katmansız kumtaşlan merceksel olup, yanal olarak incelerek, İnce-çok ince katmanlı kumtaşlarına geçiş gösterirler,

Kumtaşlan üzerine açık gri, grimsi yeşil renkli marn-killi kireçtaşı ve açık gri, ince-çok ince katmanlı marn, koyu gri, katmansız kiltası ardışımı bir istif gelir. Üste doğru kumtaşı-kiltası-marn ardışımı ile devam ederek, en üstte marn, kiltası, kireçtaşı ardışımı ile son bulur.

Karmasor formasyonunun Karmasor mahallesi doğusunda, Karagüney tepe ile Mestek tepe arasında kalan sırt boyunca ölçülen tip kesit yerindeki kalınlığı 651 m. dir (Şekil 6).

Formasyonun tip kesit yerinden alman seri Örneklerde, birimin alt seviyelerine yaş verebilecek fosiller belirlenememiştir. Ancak daha önce Yılmaz (1985) tarafından aynı yerden alınan örneklerde belirlenen; Hedbergella cf. H. eretacea, Hedbergella cf. EL iitfraceteca, Planotnalina sp., Anomalina sp. Protoglobigerina sp, fosillerine göre Hotriviyen-Baramiyen yaşı verilmiştir. Üst seviyelere doğru alman seri örnekler K. Erdoğan (MXA.) tarafından incelenerek; Ticinella sp. Globigerinelloides sp, fosillerine göre Apsiyen-Albiyen, Globigerinidae, Globigerinelloides sp.» Rotalipora sp., Ticinella sp., fosillerine göre Üst Albiyen-Senomaniyen, Globotruncana subspinosa Pesseigno, Globotruncana linneiana (dOrbigny), Globotruncanîta siuartiformis (Dalbiez), Globigerinelloides sp., Globotruncana sp., Ticinella sp., Heterohelix sp., Hedbergella sp. fosillerine göre Senoniyen (Kampaniyen) yaşı verilmiştir. Bu mikro fosil içeriğine göre Karmasor formasyonunun yaşı Hotriviyen-Kampaniyen olarak saptanmıştır.

Birimin gerek kaya türü, gerekse fosil içeriği göz önüne alınarak kıta şelfi ile kıta yamacı arasında değişen bir ortamda durulduğunu, pelajik fosil içeren karbonatların çökelişi sırasında ortamın biraz daha derinleştiği söylenebilir,

Boğazgören Formasyonu (Kb)

Formasyon inceleme alanı kuzeyinde, doğu-batı azanım dik korâişler halinde oluştuğu topoğrafik görünümü ile belirgin olan, kirlili gri altere renkli tüfit, İmmtâşı ardışımı bir istifle temsil edilir. İlk kez Yılmaz (1985) tarafından Kilis Têpe formasyonu olarak adlandırılmıştır. Ancak bu çalışmada yüzlek alanı içerisinde ^eralan Boğazgören köyünden dolayı birimin adı Boğazgören formasyonu olarak değiştirilmiştir.

Birim, Olur ilçesi kuzey-kuzeydoğusunda, doğu-batı Joğrultusunda uzanan dar bir şerit halinde yüzeyler.

İnceleme alanı içerisinde batıdan doğuya doğru, Kocapınar tepe, Kilis tepe, Boğazgören köyü, Akbayır tepe, Büyükkilik tepe ve Küçükkillik tepe dolayında yüzeyler (Şekil 11).

Formasyon, Hotriviyen-Kampaniyen yaşlı Karmasor formasyonu üzerine geçişli bir dokunakla uyumlu olarak gelir, Üstde ise Alt Maastrichtiyen yaşlı Akbayır formasyonu tarafından uyumlu olarak üzerlenk*. Karakuz tepe güneydoğusunda ise Pliyo-Kuvarterner yaşlı Erdavut bazaltları tarafından kısa mesafeli bir dokunak ilişki ile uyumsuzlukla Örtülür (Şekil 11).

Formasyon, altda kirlili gri-yeşil renkli, ince-çok ince katmanlı, yer yer çok kaim katmanlı kumtaşı, tüfit ardışımı ile başlar, Orta seviyelerde açık gri renkli, çok ince katmanlı, karbonatlı kumtaşı-silttaşı-kiltası ardışımı ve en üstde ise gri-yeşil renkli, kalın-orta katmanlı yer yer dalgalı laminah kumtaşı-tüfit ardışımından oluşan istifle temsil edilir (Şekil 7). Birimin en üst seviyelerinde yer alan kumtaşlarının yer yer çapraz katmanlı oldukları gözlenmiştir.

İnceleme alanı dışında, batıya doğru aglomera ve volkanik breşlere yanal yönde geçiş göstermesi, formasyonun kaynak malzemesinin inceleme alanı batısında yer alan volkanik çıkış merkezinden gelmiş olabileceğini gösterir.

Birimin tip kesit yeri olan Boğazgören köyü doğusu» Sürmeli tepe güneyinde ölçülen kalınlığı 93 m. dir. Bu kalınlık doğuya doğru incelmekte, batıya doğru ise kalınlaşmaktadır» inceleme alanı doğusunda Hınzorük sırtındaki kalınlığı 35 m, olarak ölçülmüştür.

Birimde hakiEi kaya türü olan kumtaşı ve tüfitler fosilsiz olup, orta seviyelerde yer alan çok ince katmanlı karbonatlı silttaşlarında; Globotruncana bulloides Vogler, Globotruncanfta ef* stuartiformis (Dalbiez), Globotruncana linneiana (d'orbigny), Globotruncana sp* Globigerinelloides sp., Heterohelix sp., Ticinella sp., Hedbergella sp. gibi fosiller saptanmıştır. Bu mikro fosillere göre formasyonuna senoniyen yaşı verilmiştir. Birim, Hotriviyen-Kampaniyen yaşlı Karmasor formasyonunu uyumlu olarak temsilmesi ve Alt Maastrichtiyen yaşlı Akbayır formasyonu ile uyumlu olarak üstlenmesi göz önüne alınarak yaşı, Üst Kampaniyen-Alt Maastrichtiyen olarak benimsenmiştir.

Boğazgören formasyonu kaya türü, fosil içeriği gibi Özellikleri, yakın dolayında özellikle proklastikli volkanik etkinliğin devam ettiği, kıta şelfi veya kıta yamacı üzerinde çökeldiğini göstermektedir.

Akbayır Formasyonu (Ka)

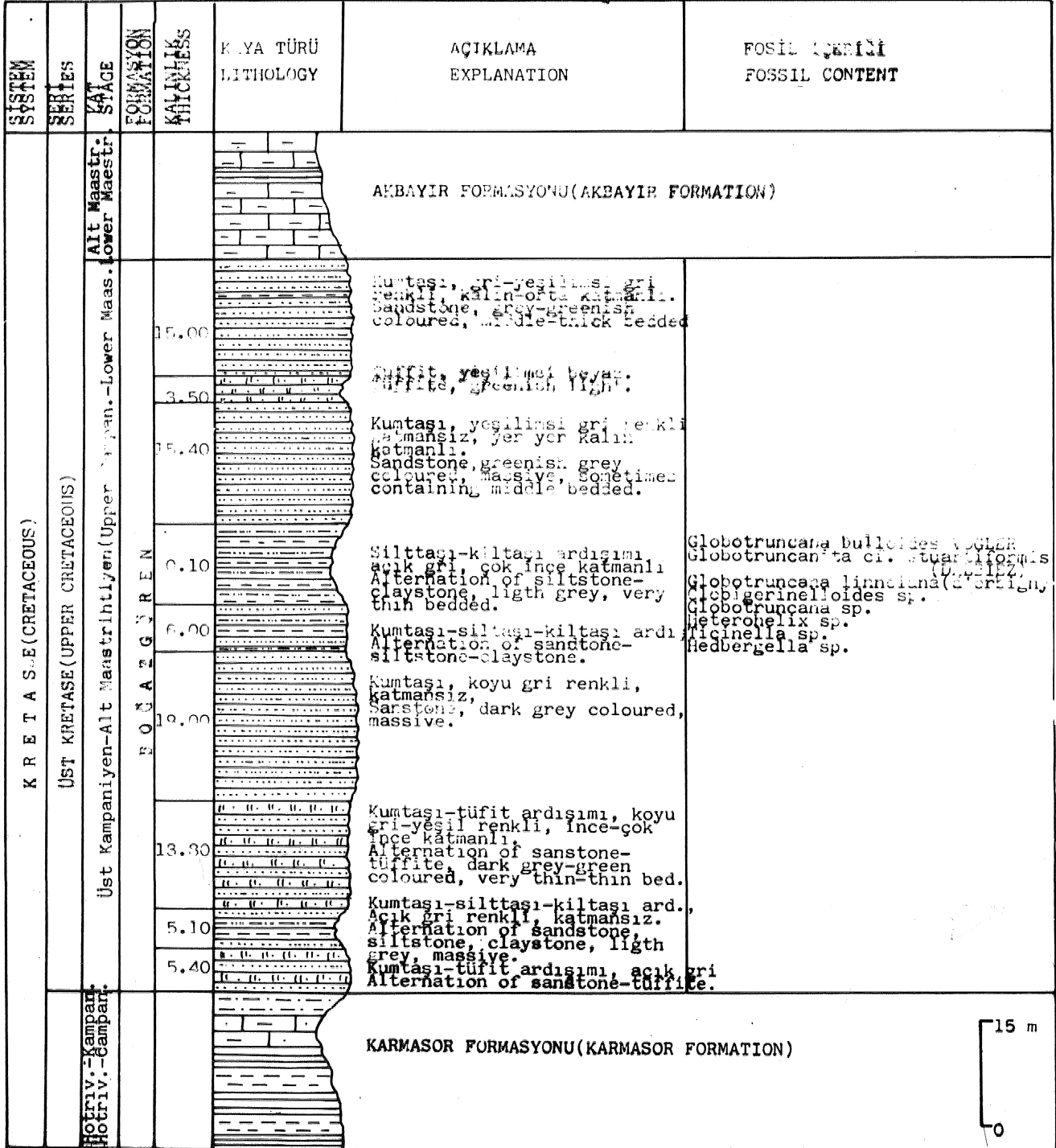
inceleme alanı kuzeyinde, Olur ilçesi kuzey-kuzeydoğusunda doğu-batı azanım yüzlek alanı içerisinde kireçtaşı-killi kireçtaşı-marn-kiltasından oluşan bir istifle temsil edilir. İlk kez Yılmaz (1985)

tarafından Akbayır kireçtaşları olarak adlandırılmıştır. Ancak birim, sadece kireçtaşından oluşmaması nedeniyle Akbayır formasyonu olarak adlanması benimsenmiştir.

Formasyon, Olur ilçesi kuzey-kuzeydoğusunda doğu-batı uzanım yüzle kalını içerisinde batıdan doğuya doğru. Pullar tepe, Kaçaklar tepe, Boğazgören köyü, Sürmeli tepe, Akbayır tepe, Büyükkilik tepe,

Küçükkilliktepe ve Yukarı Karacasu köyü dolayında yüzeyler (Şekil 11).

Formasyon inceleme alanı içerisinde tabanda Üst Kampaniyen-Alt Maastrichtiyen yaşlı Boğazgören formasyonu uyumlu olarak üzerler. Tavanda İse Alt-Orta Eosen yaşlı Dağdibi formasyonu=Sağhcaak üyesi tarafından açılal uyumsuzlukla üzerler. Boğazgören köyü do-



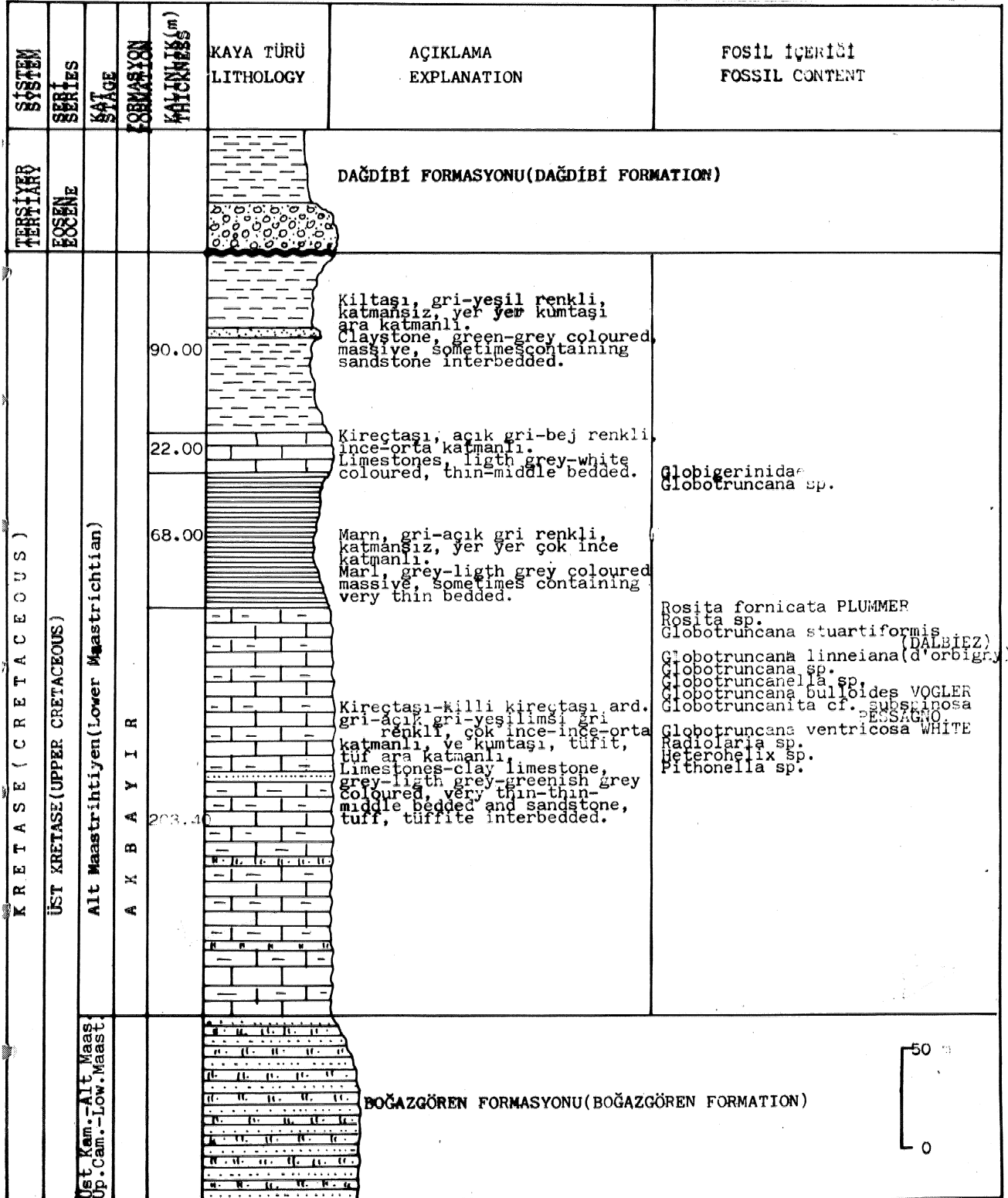
Şekil 7: Boğazgören formasyonu ölçülü stratigrafik dikme kesiti.

Figure 7: Measured stratigraphical column and Boğazgören formation.

OLUR YÖRESİNE SİTRATIGRAEİSİ

ğusunda Karakuz tepe güney-güneydoğusunda Pliyosen yaşlı iğdeli forantasyonu ile açısal uyumsuzlukla (Şekil 9) ve Yukan Karacasu doğusunda ise Erdavut bazaltları tarafından uyumsuzlukla örtülmektedir (Şekil 11).

Birim, altda gri, yeşil, yeşilimsi gri, açık renkli, seyrek kumtaşı, tuf, silttaşı ara katkılı, çok ince-ince-orta düzensiz ve dalgalı katmanlı kireçtaşı-killi kireçtaşları ile başlar. Üste doğru açık gri renkli, kat-



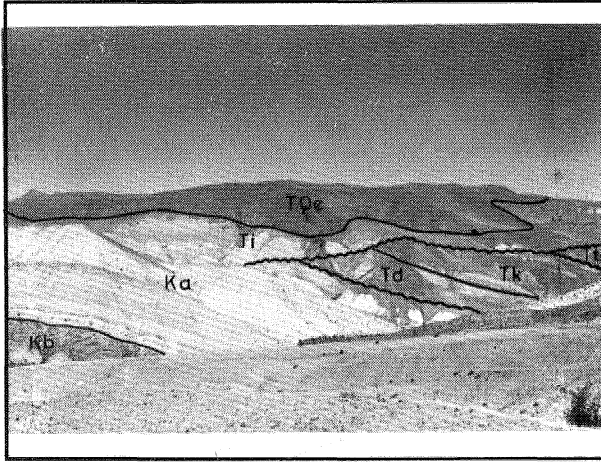
Şekil 8: Akbayır formasyonu ölçülü stratigrafik dikme kesiti.
Figure 8: Measured stratigraphical column and Akbayır formation.

mansız, yer yer ince katmanlı marn, bej-gri kenkli, ince-orta katmanlı kireçtaşı ve en üstde de gri-yeşil-kâhverengi renkli, masif ve kumtaşı ara katkılı kilttaşlarından oluşan bir istifle temsil edilir (Şekil 8). Alt seviyelerdeki yeşilimsi gri renkli kireçtaşları içerisinde ara katman halinde seyrek ve değişik kalınlıkta (0,70-3,20 m.) kumtaşı, sütteaşı ve tuf seviyeleri gözlenmiştir,

Akbayır formasyonunun tip kesit yeri olan Akbayır tepede ölçülen kalınlığı 384 m, dir (Şekil 2).

Formasyonun tip kesit yerinden alınan seri örnekler K, Erdoğan (MXA) tarafından incelenerek; Rosita fornkata Plummer» Rosita sp., Globotruncana stuartiformis (Daibiez), Globotruncana lijineia» na (d'Örbigny), Globotruncana bulloldes (Vogler), Globotruncana Eita cf, stibsplosa Pessagno, Globotruncana ventricose White, Globotruncana sp., Globotruncanella sp., Radiolarla sp., Heterohellx sp., Pithonella sp., mikro fosillere göre Alt Maastrichtiyen yaşı verilmiştir,

Formasyonu oluşturan kireçtaşlarının pelajik özellikte olması, yer yer radiolaria içermesi ve mikrofosil özellikleri de göz önüne alınarak sakin derin şelf ortamında çökelmiş olabileceği söylenebilir. Ayrıca seyrek de olsa gözlenen volkanik bileşeni kumtaşı ve tuf ara katmanları, proklastikli Boğazgören formasyonu çökelim dönemindeki aktif volkanik faaliyetin, Akbayır*



Şekil 9: Üst Kretase yaşlı Boğazgören (Kb) ve Akbayır (Ka) formasyonları, Eosen yaşlı Dağdibi (Td) ve Karataş (Tk) formasyonu ile Pliyosen yaşlı İğdeli formasyonu (Ti), Pliyo-Kuvaterner yaşlı Erdavut bazaltları (TQe) dokanak ilişkisinin görünümü (Akbayır tepesi kuzeyi),

Figure 9: Contact Relations among Upper Cretaceous Boğazgören (Kb) and Akbayır (Ka) formations, Eocene Dağdibi (Td) and Karataş (Tk) formations, Pliocene İğdeli (Ti) formations, Plio-Quaternary Erdavut basalts (TQe) (North of Akbayır Hill).

formasyonu çökelimi sırasında zaman zaman devam ettiğini gösterir,

inceleme alanı ve civarında yüzeyleyen Tersiyer yaşlı kaya birimlerinin en iyi tip kesitleri, inceleme alanı yakın güneyinde yer alan Oltu-Narman Tersiyer havzası içerisinde yer alır. Bu havzanın kuzeydoğusu daha önce Bozkuş (1990) tarafından incelenerek, Hto-stratigrafik birim adlamaları yapılmıştır, inceleme alanında yüzeyleyen Tersiyer yaşlı kaya stratigrafik birimleri» bu havzadaki birimlerle korele edilerek aynı adlar kullanılmıştır.

Dağdibi formasyonu (Td)

Bozkuş (1990) tarafından adlandırılan birimin tip yeri inceleme alanı dışında yer alan Dağdibi köyüdür, inceleme alanı kuzeydoğusunda çakıltaşı, Nummulitesli kumtaşı, silttaşı ve kilttaşından oluşan bir istifle temsil edilir.

Birim, inceleme alanı içerisinde Pullar tepe, Kaçaklar tepe, Akbaba tepe ve Hınzorük sırtı boyunca yüzeyler (Şekilli).

Formasyon Alt Maastrichtiyen yaşlı Akbayır formasyonu üzerine açılı uyumsuzlukla gelir ve Üst Eosen yaşlı Karataş formasyonu tarafından uyumlu olarak üzerlenir (Şekil 10).

Formasyonun inceleme alanı dışında» tip yeri olan Dağdibi köyü civarında tabanda, gri-yeşil renkli, katmansız, yer yer kalın-çokkalın katmanlı, yuvarlak ve çok tür bileşenli, mereksel kumtaşı ara katmanlı, kötü boylanmak polijenik çakıltaşları ile başlar. Üste doğru gri, açık gri ve grimsi mavi renkli, katmanlı, bol fosilli ince taneli kumtaşı ve silttaşı devam eder. Tip kesit yerinde, formasyonunun en alt düzeyini oluşturan taban çakıltaşlarını Sağlıcak üyesi, onun üzerinde yer alan ve genelde ince taneli kumtaşlarından oluşan üst kesimi ise Devehane üyesi olarak adlanmıştır. İnceleme alanı içerisinde de benzer litofasiyes özellikleri gösteren birim, tabanda, açık gri-beyaz renkli, az yuvarlak, yuvarlak, kötü boylanmak, çakıl boyutundan blok boyutuna kadar değişen tamamen kireçtaşı bileşenli, katmansız, monojenik çakıltaşları ile başlar. Üste doğru açık gri renkli kumtaşı, gri-kahverengi renkli, bol fosilli kilttaşları ile devam eder (Şekil 2), Sağlıcak üyesinin inceleme alanı içerisinde, Yukarı Karacasu köyünün 500 m, kuzeydoğusunda ölçülen kalınlığı 15, m. dir. Bu kalınlık batıya doğru incelenir. Akbayır tepesi kuzeyinde ölçülen kalınlık ise 5,5 m, dir, Devehane üyesini Akbayır tepesi köyünde ölçülen kalınlığı 66 m. dir.

Fosilli kum taşları içerisinde S, Örcen (M.T.A) tara-fından belirlenen Mummulites aquitanicus Benoist, Nummulites cf. uranensis de la Harpe (A ve B formları), Nummulites sp., Discocyclina sp., Operculina sp. fosillerine göre Dağdibi formasyonuna Alt-Orta Eosen (Kuviziyen-Alt Lütisiyen) yaşı verilmiştir.

OLUR YÖRESİNİN STRATİGRAFİSİ

Birimin gerek kaya türü, gerekse fosil içeriği, onun yüksek enerjili sığ denizel bir ortamda oluştuğunu gösterir,

Karataş formasyonu (Tk)

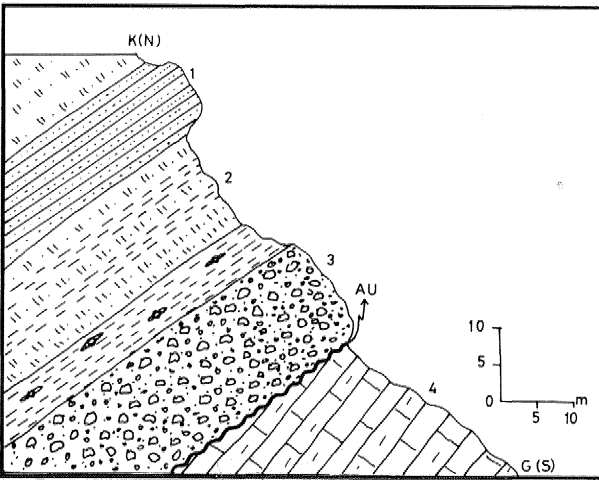
Bozkuş (1990) tarafından adlandırılan birimin tip yeri inceleme alanı dışında Karataş köyüdür. Tip yerinde, kirlili gri renkli ve merdiven basamaklı aşanım yüzeyli, kumtaşı, lav ve tuf ardışımın volkano-tortul bir istifte temsil edilir» inceleme alanı içerisinde ise kahverengi-yeşil-sanmsı rengi ile alacalı bir dış görünüş arzeder ve proklastikli kayaların hakim olduğu volkano-tortul bir istifte temsil edilir.

inceleme alanı kuzeydoğusunda, Yukarı Karacasu ve Aşağı Karacasu köyleri kuzeyinde, doğu-batı uzanımlı olarak Kavaklı sırtı» Taşbaşı sırtı ve Hınzörük sırtı boyunca yüzeyler (şekil 11).

Birim tabanda, Dağdibi formasyonunu uyumlu olarak üzerler. Tavanda ise Tavşantepe bazaltları ile uyumsuzlukla üzerler.

Birim inceleme alanı içerisinde kumtaşı, tuf, tüfit, kiltası, karbonatlı kiltası ardışımından oluşan bir istifte temsil edilir Bu istif içerisinde seyrek de olsa lav ara katkıları gözlenir.

Birimin Tavşantepe güneyinde, Kavaklı sırtı boyunca ölçülen kalınlığı 395 m. dir.



Şekil 10: Dağdibi formasyonu (Sağlıkak-3 ve Devehane-2) ile Karataş (1) ve Akbayır (4) formasyonları arasındaki ilişkiyi gösterir ölçekli jeoloji enine kesiti. AU. Açılı uyumsuzluk. (Yukarı Karacasu köyü 800 m, kuzeydoğusu).

Figurt lös Lateral geological cross-section showing the relation between of Dağdibi formation (Sağlıkak-3 and Devehane-2 members) and Karataş (1) and Akbayır (4) formations, AU. Angular unconformity (800 m. north-east of Yukarı Karacasu village).

Birimden alınan örneklerde fosil bulgusuna rastlanmamıştır. Küviziyen-Alt Lütisiyen yaşlı Dağdibi formasyonu üzerine uyumlu olarak gelmesi, Üst Oligosen yaşlı Tavşan tepe bazaltları tarafından uyumsuzlukla üzerlenmesi göz önüne alınarak olası yaşının Üst Eosen olabileceği kabul edilmiştir.

Birimin kaya türü ve sedimanter yapı özellikleri göz önüne alınarak yoğun volkanik etkinliğin etken olduğu sığ denizel bir ortamda oluştuğunu gösterir,

Deliktes formasyonu (Td)

Bozkuş (1990) tarafından adlandırılan birimin tip yeri inceleme alanı dışında Deliktaş köyüdür Tip yerinde, genelde kırmızı, mor ve kahverengi renk hakimiyeti yanı sıra gri-bej renkli seyrek bantları ile alacalı bir görünümü olan birim, lav ara katkıları ve çeşitli boyutlu karasal kırıntılı çökellerin oluşturduğu istiflerle temsil edilir, İnceleme alanı içerisinde ise volkanit ara katkıları içermeyen karasal kırıntılılardan oluşan bir istifte temsil edilir.

Birim Ilıkkaynak köyü, Pullar tepe, Bükneşer tepe ve Kaçaklar tepe arasında yüzeyler (Şekil 11).

Formasyon tabanda Bükneşer tepe civarında Ait-Orta Eosen yaşlı Dağdibi formasyonunu açılı uyumsuzlukla üzerler. Aynı yerde Ilıkkaynak köyü doğusunda ise Tavşantepe bazaltları ile uyumlu, Erdavut bazaltları tarafından ise uyumsuzlukla üzerler.

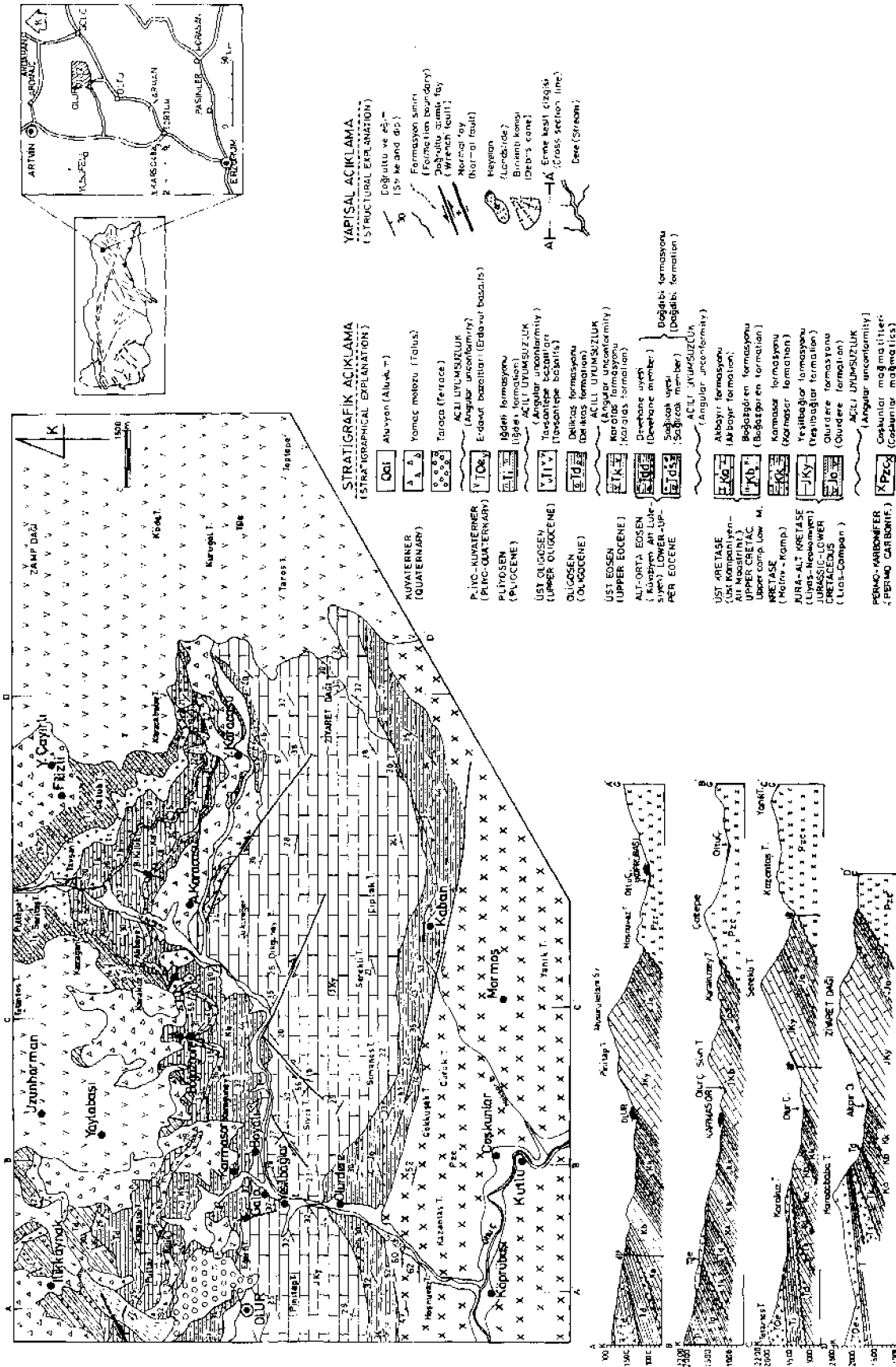
Birim kırmızı, mor, kahverengi renkli, mercekse çakıl taşı, çakıllı kumtaşı ara katkıları, kalmansız, yer yer çok kalın katmanlı kumtaşı, çamurtaşı, silttaşı ve kiltası ardışımından oluşan bir istif ile temsil edilir (Şekil 2). Karasal bir fasiyeste gelişmiş olan birim içerisindeki kaya türleri yan ve düşey yönde birbirleri ile geçişlidir. Tip yerinde ölçülen kalınlığı 531 m. dir (Şekil 2),

Birim içerisinde herhangi bir fosil bulgusuna rastlanmamıştır. Ancak tip kesit yerinin içerisinde yer aldığı Oltu-Nannan Tersiyer havzasının batıya devamı içerisinde düzenli olarak yüzlek veren birimin, Narman-Toprakkale köyü dolayında içerdiği kömür damarlarından alınan örneklerde (Engin ve Engin, 1964) belirlenen spor ve polen içeriklerine göre Oligosen yaşlı verilmiştir. Buna göre birimin yaşı Oligosen olarak kabul edilmiştir.

Birimin kaya türü ve sedimantolojik özellikleri (aşındırma tabanlı kanal dolguları, som katmanlı, kötü boylanmalı çakıllı kumtaşı ve mercekse kömür ara katkıları) onun, karasal (sığ göl, bataklık, akarsu ve alüvyon yelpazesi) bir ortamda oluştuğunu gösterir,

Tavşantepe bazaltları (Tt)

İnceleme alanı kuzeyinde yeşil, siyahımsı yeşil renkli, prizmatik sütünsal eklemli, küresel aynışmalı bazaltlar ile temsil edilir. Birimi en iyi yüzlek yeri Tavşan tepedir,



Şekil 11: İnceleme alanının jeolojisi haritası.

Figure 11: Geological map of the study area.

OLUR YÖRESENİN STRATİGRAFİSİ

İnceleme alanı kuzeyinde Galuk tepe» Tavşan tepe, Uzunhannan köyü civarında doğudan batıya doğru inee- lerek, dar bir şerit şeklinde yüzlek verirler (Şekil 11).

Alt dokanağında, Üst Eosen yaşlı Karataş formasyo- nunu uyumsuzlukla üzerler. Tavanda ise Pliyosen yaşlı İğdeli formasyonu ile uyumsuzlukla üzerlenir, İlıkaynak köyü güneydoğusunda ise altda Oligosen yaşlı Deliktaş formasyonunu uyumlu olarak üzerlerken, tavanda ise yine İğdeli formasyonu ile uyumsuzlukla üzerlenir.

Birimi oluşturan bazaltlar altere yüzeyleri kirli kahverengi, taze yüzeyleri İse camsı yeşil, siyahımsı yeşil renklidir. Alt seviyelerinde küresel ayrışmak, üst seviyesine doğru prizmatik sütünsal eklemeler içerirler Alman örneklerin petrografik incelenmesinde» ofitik tekstür gösteren, içerisinde fazla miktarda labrador karakterli plajiyoklas lataları, az miktarda proksen(ojit) ile eser miktarda olivin içeren bazalt oldukları belirlenmiştir

Birimin tavşan tepede, kesit yöntemi ile belirlenen kalınlığı 250 m. dır.

Birim, inceleme alanı güneyindeki Deliktaş forma- syonu üst seviyelerinde yer alan bazaltlar ile korele edilmiştir Narman-Öltü Tersiyer havzası içerisinde düzenli bir seviye halinde yüzeylenen bu bazaitik volkanitlerin Narman yöresinde İzotopik K/Ar yöntemi ile belirlenen yaşı 25 ± 3 milyon yıldır (Bayraktutan ile sözlü görüşme). Buna göre Tavşantepe bazaltianmn olası yaşı üst Oligosen olarak kabul edilmiştir.

İğdeli formasyonu (T1)

Bozkuş (1990) tarafından adlandırılmış olan birimin tip yeri inceleme alanı dışında olan İğdeli köyüdür Birim tip yerinde, kömür ara katkılı, ince piroklastik ve kırıntılı tortul kayaların adnşunmdan oluşan bir istifle temsil edilir.

İnceleme alanı kuzeydoğusunda Karakuz tepe, Santaş tepe ve Galuk tepe dolayında yüzeyler (Şekil 11).

Formasyon Galuk tepe civarında Tavşan tepe bazalt- larını uyumsuz olarak üzerlerken, Erdavut bazaltları ile uyumlu olarak üzerlenir, Akbayır tepe kuzeyinde ise Akbayır, Dağdibi, Karataş formasyonları ile Tavşantepe bazaltlarını açılı uyumsuzlukla üzerler (Şekil 9),

Birim inceleme alanı içerisinde, gri-yeşil renkli ve katmansız kilaşları ile temsil edilir Bu kilaşları içerisinde yer yer laminalı marn ile tek bir seviyeli (L40 m.) halinde jips gözlenir,

Birimin inceleme alanı içerisindeki kalınlığı 234 m. dir,

İnceleme alanında, birim içerisinde herhangi bir fosil bulgusuna rastlanmamıştır. Daha önce Bozkuş (1990) tarafından belirlenen yaşı göz önüne alınarak olası yaşı Pliyosen olarak kabul edilmiştir.

Kaya türü ve sedimantolojik özellikleri, İğdeli for-

masyonunun gösel bir ortamda oluştuğunu gösterir,

Erdavut Bazaltları (TQe)

Kuzeydoğu Anadolu bölgesinde oldukça yaygın, koyu renkli, yer yer ince tuf ara katkılı, akıntı katmanlı, bolca soğuma boşluklu bazaitik volkanitlerin inceleme alanı içerisindeki devamını oluştururlar» İnceleme alanı doğusunda oldukça geniş bir alanda yüzlek vererek, kendisinden yaşlı tüm birimleri uyumsuz olarak örter (Şekilli),

Bozkuş (1990) tarafından adlandırılan birimin inceleme alanı dışında kalan ve büyük olasılıkla çıkış merkezlerinden biri olan Erdavut dağında kalınca yüzeylemesi nedeniyle Erdavut bazaltları olarak adlandırılmıştır.

inceleme alanı doğusunda Zamp dağı, Karacaba tepe, Taros tepe ve Toptepe dolayında yüzeyle (Şekil 11), Karacaba tepe ve kuzeyinde, iğdeli formasyonunu uyumlu olarak üzerler, Karacaba tepeden itibaren güneydoğuya doğru ise, Oligosen ve daha yaşlı birimleri uyumsuz olarak örter. Tavanda ise eskiakarsu taraçalan, yamaç molozu ve alüvyonlarla uyumsuz olarak örtülür.

Siyah, yeşilimsi siyah, siyahımsı gri renkli, yer yer ince tuf ara katkılı, akıntı katmanlı, bolca gaz boşlukları içeren, yer yer breşik yapılı, yer yer sütünsal eklemeli ve değişik fazlarda üst üste akmış bazaitik lavlardan oluşur, Mikroskopik incelemelerinde, ofitik tekstür gösteren, içerisinde labrador karakterli plajiyoklas lataları, piroksen^ it) ve az miktarda olivin içeren, mafik minerallerde opaklaşma gösteren olivinii bazalt oldukları belirlenmiştir. Birimin kesit yöntemi ile Erdavut dağında belirlenen kalınlığı 650 m, dir.

Kuzeydoğu Anadolu Bölgesinde oldukça yaygın olan plato bazaltlarının inceleme alanı içerisindeki devamını oluşturan bu volkanitler Pliyosen yaşlı iğdeli fonnasyonunu uyumlu olarak üzerler. Ayrıca daha önce yapılan çalışmalarda bu volkanitlerin yaşı Pliyo-Kuvatermer olarak belirlenmiştir (Erentöz, 1954). Buna göre Erdavut bazaltları olası yaşı, Pliyo-Kuvateraer olarak belirlenmiştir.

Eski Akarsu Taraçalan

Birim, genelde akarsu ortamı ürünü çakıltaşları yanı sıra daha ince boyutlu kırıntılı tortul kayalar ile temsil edilir, inceleme alanı içerisinde Olur kuzeyi ile bazı te* peler üzerinde lokal olarak askıda kalmış kalıntılar halinde yüzeyler (Şekil 11),

Yüzlek alanları içerisinde yatay konumlu olan birim, kendisinden yaşlı kaya birimlerini açılı uyumsuzlukla örter.

Birim iyi seçilmemiş, gevşek tutturulmuş bloktaşı ve çakıltaşlardan oluşur. Bileşenleri orta, iyi yuvarlaklaşmış olup, boyutları birkaç santimetreden 1,10 m. ye

değın değişir. Başlıca bazalt» andezit» dasit, kireçtaşı, kumtaşı ve diğer volkanitler olmak üzere değişik kaya türlerinden türemiş çakıl, blok ve bunların arasını dolduran gevşek kumtaşı, silttaşı ile tutturulmuşlardır. Yer yer ritmik dereceli katmanlanma yanı sıra yer yerde tek-nemsi çapraz katmanlanma gösterirler. Birim ölçülebilir kalınlığı bir kaç m. ile 80 m, arasında değişmektedir,

Birim içerisinde herhangi bir fosil bulgusuna rastlanmamıştır, Kesin yaşı bilinmemekle beraber olası yaşı Pleyistosen(?) olarak kabul edilmiştir.

Birim kaya türü özelliğine göre, yüksek alanlardan sellenmelerle aşağı inen malzemenin, yüksek enerjili akarsular tarafından taşınması sırasında akak düzlüklerinde birikmeleleri ile oluşmuş olmalıdır,

Yamaç Molozu

inceleme alanında yaygın olarak yüzeyleyen, özellikle yüksek tepelerin eteklerinde geniş alanlar kaplayan, kaynak malzemesi en yakın kaya türünden türemiş ve tutturulmamış köşeli çakıl, bloklar ile temsil edilir. İnceleme alanı kuzeydoğusunda Yukarı Çayırılı ve Filizli köyleri ile diğer yüksek tepelerin eteklerinde yüzeyler

Birim kaynak alandaki kaya türüne bağlı olarak oluşmuş, oldukça köşeli, çoğunlukla bazalt ve azda olsa diğer volkanitlerin ayrışma ürünlerinden oluşur Bu malzemenin çekim kaymaları ve sellenmelerle kısa mesafelerde taşınarak yamaç eteklerinde biriktireleleri oluşur.

Alüvyon (Qal)

İnceleme alanının morfolojik özelliği nedeniyle oldukça sınır alanlarda gelişmiştir. İnceleme alanı doğusunda Erdavut bazaltları üzerinde yeni gelişmekte olan alüvyon oluşuklarının yanı sıra Olur çayının belli kemlerinde gelişmiş blok, çakıl, kum, silt, kil gibi tutturulmamış kırıntılılardan meydana gelir. Birim kalınlığı bir kaç m. ile 30 m. arasında değişmektedir.

SONUÇLAR

Bu çalışma ile Olur ve civarının stratigrafisi bileşik ölçülü stratigrafi kesitiyle açıklanmış ve ayrıca yeni adlanan birimlerin ölçülü stratigrafik ditome kesitleri verilerek, aşağıdaki sonuçlara varılmıştır,

1) İnceleme alan içerisinde yüzeyleyen kaya stratigrafik birimleri 12 forantasyon ve iki üyeye ayrılarak haritalanmıştır,

2) İnceleme alanının temelini Permo-Karbonifer yaşlı asit mağmatitler oluşurmaktadır Daha önce bu birim yayılım alanı 1/500000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritasında "Per¹" simgesi ile gösterilen Paleozoyik meta-

morfitleri olduğu belirtilmiştir. Ayrıca Yılmaz (1985) bu mağmatitler içerisinde faylanmalarla yüzeye çıkmış metamorfitten bahsederek bunları Coşkunlar formasyonu olarak adlandırmıştır« Ancak bu çalışmada herhangi bir metamorfik kaya türüne rastlanmamış, tamamıyla asit mağmatitlerden oluştuğu belirlenerek bunlar da Coşkunlar mağmatitleri olarak adlanmıştır. Bu birim, Pontidler'de yüzeyleyen Jura öncesi yaşlı mağmatitler ile korele edilerek olası yaşı Permo-Karbonifer olarak kabul edilmiştir.

3) Daha önce Yılmaz (1985), Hotriviyen'den başlayan ve Alt Maastrihtiyen sonuna kadar devam eden Kretase istifini Kannasor ve Karagüney olmak üzere iki ayrı formasyon olarak adlandırmıştır, Senomaniyen katı boyunca çökme olmadığını, Karagüney formasyonunun Kannasor üzerine açılı uyumsuzlukla geldiğini belirtmiştir. Gerek arazi gözlemleri, gerek paleontolojik verilerin böyle bir açılı uyumsuzluğun olmadığını zaten Hto-stratigrafik özellikleri itibariyle iki ayrı formasyona ayrılabilir özellikler göstermemesi nedeniyle tek bir birim olarak Kannasor formasyonu olarak adlandırılmıştır,

4) Liyas'dan Üst Kretase sonuna kadar kesintisiz gelişen bir denizel istifin varlığı belirlenmiştir.

5) Liyas'dan-Geç Kretase sonuna kadar kesintisiz olarak gelişmiş olan istifin, Pontidler'in diğer kesimlerindeki Neotetis kuzey kolunun riftleşme ile açılmaya başlamasıyla oluşan istiflerle benzer özellikler taşıdığı belirlenmiştir. Bazı araştırmacıların Pontidler'de Alt Kretase-Üst Kretase ilişkinin uyumsuz olarak kabul edilmeşine karşın (özsayar ve diğerleri, 1981), İnceleme alanı içerisinde bu ilişkinin uyumlu olduğu saptanmıştır,

6, Eosen transgressif nitelikli sığ denizel istiflerden oluşmaktadır.

7) Daha Önce Yılmaz (1985), Eosen ve daha yaşlı birimlerin, Neojen yaşlı karasal kırıntılar ile volkanitlerle uyumsuzlukla toerlendiklerini belirtmiştir. Bu incelemede yörede Oligosen yaşlı karasal kırıntılılar ile bazaltların varlığı saptanarak, Deiktaş formasyonu ve Tavşantepe bazaltları olarak adlandırılmıştır. Ayrıca gölsel Pliyosen İğdeli formasyonu olarak adlanmış ve en üstde Pliyo-Kuvaterner yaşlı volkanitlerin varlığı saptanmıştır.

KATKI BELİRLEME

Arazi çalışması sırasında yakın ilgi ve desteklerini gördüğüm D.L.I. Oltu Bölge Müdürü Yaşar Kar ve Baş Mühendis Mehmet Torun'a, Bu çalışmanın yürütülmesi sırasında çok değerli görüşlerinden yararlandığım Sayın Hocam Prof Dr, Ali Öztürk'e, paleontolojik belirlemeleri yapan Yrd. Doç. Dr. Mahmut Tunç'a, Kemal Erdoğan'a ve Dr, Sefer Örcen'e teşekkür ederim.

OLUR YÖRESİNİN STRATİGRAFİSİ

DEĞİNİLEN BELGELER

- Altınlı, LE., 1969, Oltu-Ölür-Narman dolaylarının jeolojik incelenmesi: T.P.A.O Rapor No: 449, Ankara.
- Baykal F., 1950, Öltü-Göle-Ardahan-Çıldır bölgesinin jeolojik ana çizgileri: M.T.A. Rap, No: 1928, Ankara.
- Baydar ve Diğ, 1969, Yusufeli-Öğdem-Madenköy-Tortum gölü ve Ersis arasında kalan bölgenin jeolojisi: M.T.A. Rap. No: 5202, Ankara.
- Bozkuş, C, 1990. Oltu-Narman Tersiyer havzasının kuzeydoğusunun (Kömürlü) stratigrafisi: TJK B, Cilt: 33, sayı: 2, Ankara.
- Çoğulu, E., 1975, Gümüşhane ve Rize bölgelerindeki petrolojik ve jeokronometrik araştırmalar: İTÜ Kütüphanesi No: 1034, 112 s., İstanbul
- Erentöz, C, 1954, Aras havzasının jeolojisi: TJK. Bült, 5, 1-54, Ankara.
- Engin, O, ve Engin, T., 1964, Erzurum-Oltu çevresindeki Oligosen çökellerinin jeolojisi hakkında rapor: MTA Rap, No: 123, Van.
- Gattinger, TG., 1956. Trabzon, Rize, Gümüşhane, Erzurum, Artvin ve Kars jeolojik löve, İkmal ve revizyon çalışmaları: M.T.A. Rap, No: 2380, Ankara.
- Ketin, L, 1983, Türkiye jeolojisine genel bir bakış: İ.T.Ü. kütüphanesi, Sayı: 1259, 595 s., İstanbul,
- Lahn, E., 1939. Karasu-Çoruh arasındaki mınıtkada yapılan jeolojik araştırma: M.T.A. Rap. No: 838, Ankara,
- Lange, S., 1967. Erzurum-Oltu-Balkaya linyit havzasına ait jeolojik rapor: M,T,A, Rap, No: 122, Ankara.
- Özsayar, T., Pelin, S., Gedikoğlu, A., 1981, Doğu Pontidlerde Kretase: K.T.Ü, Derg, Cilt: 1, Sayı: 2, 65-114 s., Trabzon,
- Şengör, A,M,C. ve Yılmaz, Y., 1983. Türkiye'de Tetisli evrimi: Levha tektoniği açısından bir yaklaşım: TJK Yer bilimleri özel dizisi, 75 s., Ankara,
- Tokel, S., 1977, Doğu Karadeniz Bölgesinde Eosen yaşlı kalkalkalen andezitler ve jeotektonizma: TJK Bült, 20-1, 49-54 s., Ankara,
- Yılmaz, H., 1985. Olur (Erzurum) yöresinin jeolojisi: K.T.Ü. Der, 4, 23-43 s., Trabzon.
- Yılmaz, Y., 1981. Türkiye'nin jeolojik tarihinde magmatik etkinlik ve tektonik evrimle ilişkisi: TJK Ketin sempozyumu, 63-81 s., Ankara,
- Yüksel, V, 1972, Kars havzasının genel jeolojisi ve petrol imkanları: M,T,A, Rap. No: 5517, Ankara.

OLUR (ERZURUM) YÖRESİNDEKİ ÜST JURA-ALT KRETASE YAŞLI KIREÇTAŞLARININ BİYOSTRATİGRAFİSİ

The biostratigraphy of Upper Jurassic-Lower Cretaceous aged limestones of Olur (Erzurum)

MAHMUT TUNÇ

C.Ü. Müh, Fak. Jeoloji Müh. Bölümü, Sivas

ÖZ? Yörede yüzeleyen Üst Jura-Alt Kretase yaşlı titonik fasiyesindeki pelajik kireçtaşları oldukça bol Calpionellid içermektedir. Bu kireçtaşlarının Calpionellidlere dayalı biyostratigrafisini yapmak ve Jura-Kretase sınırını belirlemek amacıyla, yörede 3 adet ölçülü stratigrafi kesiti alınmıştır, 500 m, kalınlıktaki birimden derlenen örneklerin sedimentolojik ve petrolojik incelemeleri sonucunda, dokularının mikrit olduğu saptanmıştır* Paleontolojik ve biyostratigrafik incelemeler sonucunda da, birimin yaşının Titoniyen-Hotriviyan (?) olduğu saptanmış ve yeni bir Calpionellid türü olan *Crassicollaria remanei* n. sp.W bulunmuştur, Birim içerisinde *Crassicollaria intermedia* (Üst Titoniyen'in altı), *Calpionella alpina* (Üst Titoniyen'in üstü), *Calpionella elliptica* (Alt Berriyasiyen) ve *Calpionellopsis simplex-Calpionellopsis oblonga* (Üst Berriyasiyen) biyozonları ayırtlanarak diğer çalışmalarda biyozonlarla karşılaştırılmıştır. Titonik fasiyesteki bu kireçtaşları, Pontid kuşağında yer alan benzerleriyle karşılaştırılmıştır. Jura-Kretase sınırını ise, *Calpionella elliptica* Cadisch türünün ortaya çıkış düzeyi olan 185'inci metre olduğu saptanmıştır.

ABSTRACT: The tithonic facies of pelagic limestones which are Upper Jurassic-Lower Cretaceous in age located in the studied area are rich in Calpionellids, The stratigraphic columnar section are measured to study biostratigraphy of Calpionellids and to define the boundary of Jurassic-Cretaceous, The thickness of this unit is about 500 m. According to the sedimentologic and petrographic studies of thin section of collected samples of this limestones are micrite. According to the result of paleontologic and biostratigraphic studies, this unit contains 4 Calpionellid biozones such as: *Crassicollaria intermedia* Zone (at the bottom of upper Tithonian), *Calpionella alpina* Zone (at the top of Upper Tithonian), *Calpionella elliptica* Zone (Lower Berriasian) and *Calpionellopsis simplex-Calpionellopsis oblonga* Zone (Upper Berriasian), On the other hand, the age of this unit is determined as Tithonian-Hauteriviian (?) and a new species of Calpionellid (*Crassicollaria remanei* n. sp.) is found. These biozones are compared with the biozones which are previously described. This tithonic facies limestones are also compared with the other similar facies located in the Pontid zone, The boundary of Jurassic - Cretaceous is determined 185th meter of stratigraphic section that *Calpionella elliptica* Cadisch is appeared.

GİRİŞ

İnceleme alanı Erzurum iline bağlı Olur ilçesi dolayındadır (Şekil 1), Bölgede ve yakın yöresinde değişik amaçlı jeolojik çalışmalar yapılmıştır, Bunlardan bazıları, Ketin (1949), Erentöz ve Ketin (1961), Altınlı (1969), Simonovic (1972), Baydar, vd. (1977), Ertunç (1980) ve Yılmaz (1985)'dir.

Yörede yüzeleyen titonik fasiyesteki pelajik kireçtaşları, genelde çok kıvrımlı (Levha I, Şekil 1) yer yer de çalışmanın yapıldığı yerdeki gibi çok düzenli tabakalıdır (Levha L Şekil 2). Oldukça bol Calpionellid

içeren bu kireçtaşları genelde D - B doğrultuludurlar ve 40° - 50° G'e dalımlıdır. Birimin Calpionellidlere biyostratigrafisini yapmak ve Jura-Kretase ile kat sınırlarını belirlemek amacıyla yörede 3 adet ölçülü stratigrafi kesiti yapılmıştır (Şekil 1), Kesitlerden derlenen 100 adet örnek, ince kesitlerde sedimentolojik, petrografik, paleontolojik ve biyostratigrafik açılarından incelenmiştir,

STRATİGRAFİ

Çalışma sahasındaki kalınlığı 500 m, olarak saptanan birim, kumtaşı-konglomera-kumlu kireçtaşı ve spi-

(1): Bulunan bu yeni türün tanımı aynı makale olarak İsviçre'de yayınlanan Revue de Paléobiologie dergisinin çıkacak olan son sayısında yayınlanacaktır.

litik-bazaltik lav ardalanmasından oluşan, Lias-Malm yaşlı Olurdere Formasyonu (Yılmaz* 1985) üzerine uyumlu olarak gelir (Şekil 2), Üzerinde ise, yine uyumlu olarak Barremiyen(?)*Albiyen yaşlı Karmasor Formasyonu'nun Bahçebayır kumlası üyesi (Yılmaz, 1985) yer alır (Şekil 2).

Sedimentolojik ve petrografik incelemeler sonucunda birime ait örneklerin tümünün mikrit dokulu, killi kireçtaşı olduğu saptanmıştır, Paleontolojik çalışmalar sonucunda da yeni bir Clapionellid türü bulunmuştur, *Crassicollaria remanei* n. sp. (Levha I, Şekil 3-5) olarak adlandırılan bu yeni türün (Şekil 3) yaşam sürecinin de diğer *Crassicollaria* türlerinden daha uzun olduğu saptanmıştır (Tablo 2).

BİYOSTRATİGRAFİ

Biyostratigrafik çalışmalar sonucunda, birimin en alt düzeyinde 45 m. kalınlıkta Alt Titoniye yaşlı, bol *Saccocoma* ve *Radiolaria* içeren mikrit dokulu bir düzeyin olduğu saptanmıştır (Şekil 2), *Calpionellid*lerin ortaya çıktığı bu noktadan sonraki bölümde 5 adet *Calpionellid* biyozonu ayutlanmıştır. Bu biyozonlar alttan üste doğru şöyledir;

Crassicollaria intermedia Zonu:

Tanım: *Cr. intermedia* (Durand Delga)'nın yaşam süreci,

Çeşidh Menzil zonu.

Kalınlık: 35 m,

Stratigrafik düzey: Üst Titoniye'nin alt*

Fosil topluluğu: *Cr. intermedia* (D.D) (L II, Ş 1), *Cr. remanei* n. sp., *Cr. parvula* Remane (L II, Ş 2), *Cr. brevis* Remane (L II, Ş 3) ve *Calpionella alpina* Lorenz,

Karşılaştırma: Biyozon, 1970 Roma standart zonlarından (Allemann, vd, 1971) "*Crassicollaria*" zonuna karşılıktır. Fares ve Lasnier (1970), Catalano ve Liguori (1971), Allemann, vd. (1975) ve Tunç (1991) zonu aynı adla kullanmışlardır, Remane (1986) ise, aynı düzeye "Zon A" demiştir (Tablo 1),

Calpionella alpina Zonu

Tanım: *Cr. intermedia* (D.D)'nın yokoluşuyla *Calpionella elliptica* Cadisch'in ortaya çıkışı arasındaki süreç veya *C. alpina* Lorenz'nin bolluğunun maksimuma çıktığı düzey.

Çeşidi: Aşmalı menzil zonu veya bolluk zonu,

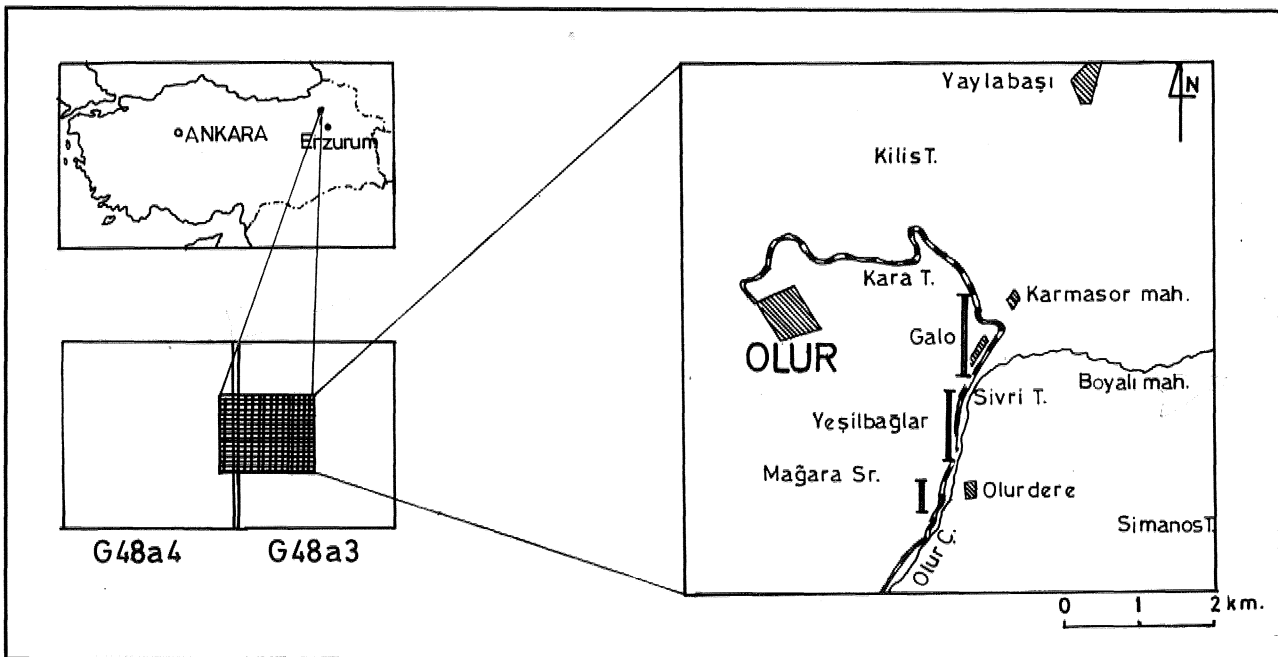
Zonu tanımlayan: Catalano ve Liguori (1971).

Kalınlık: 105 m,

Stratigrafik düzey: Üst Titoniye'nin üstü.

Fosil topluluğu: *C. alpina* Lorenz (L II, Ş 4), *Cr. remanei* n. sp., *Cr. parvula* Remane, *Remaniella cadischiana* (Colom) (L II, Ş 6), *Tintinnopsis carpathica* (Murg. ve Filp.) (en üst düzeylerde ve çok ender) (LII, Ş 7),

Karşılaştırma: Biyozon, standart zonlardan "*Calpionella*" zonunun alt bölümüne karşılıktır. Fares ve Lasnier (1970)'nin tanımladıkları "Zon B *Calpionella*" zonunun da alt düzeyine karşılıktır, Trejo (1980) aynı düzeyi "*Calpionella*" zonu olarak, Remane (1986) ise, daha geniş bir düzeyi "Zon B" olarak adlandırmışlardır. Pop



Şekil 1: Stratigrafik kesit yerlerini gösteren yer bulduru haritası.

Figure 1: Location map showing the places of stratigraphic sections.

OLUR KİREÇTAŞLARI

JURA (JURASSIC)		KRETASE (CRETACEOUS)	
LİYAS-MALHİLİAS-MALHI		ALT KRETASE (LOWER CRETACEOUS)	
TITONİYEN (TITHONIAN)		VALANJİNYEN-HOTRİVİYEN? (VALANGINIAN-HOTRIVIAN?)	
ALT (LOWER)		BARR-ALB (BARR-ALB)	
Saccocoma and Radiolaria			
DST (UPPER)		DST (UPPER)	
C. alpina		Radiolaria	
C. intermedia			
35m.		95m.	
45m.		70m.	
105m.		150m.	
			Koyu yeşil renkli kireçtaşı (Dark green colored limestone)
			Bej-kahverenkli, killi kireçtaşı (Radiolaria'lı mikrit) (Beige-brown colored pelagic limestone with clay (Micrite with Radiolaria))
			Sarı-bej renkli pelagik killi kireçtaşı (biyomikrit) (Yellow-beige colored pelagic limestone with clay (biomierite))
			Yellow-beige colored pelagic limestone with clay (biomierite)
			Sarı-bej renkli killi kireçtaşı (biyomikrit) (Yellow-beige colored limestone with clay (biomierite))
			Gri-koyu yeşil renkli k. kumlu kçt. ve spilirik-bazaltik lav ardalanması. Gray-dark green colored, sand.-limest. with sand and spilitic-basaltic lava alternation.
			Çok bol Radiolaria ve sünger spikülleri. (Very abundantly radiolaria and spicules of sponge)
			Calpionellopsis simplex, Cs. oblonga, Tintinnopsella carpathica, T. longa, Ronniella cadischiana, R. mergeanui, Lorenziella hungarica, Calpionella alpina, C. elliptica. Son iki tür en alt düzeyde ve ender. (The two last species are at the lower level and very rare.)
			Calpionella elliptica, C. alpina, Tintinnopsella carpathica, Ronniella cadischiana, Tintinnopsella longa, Ender (Rarely)
			Calpionella alpina, Crassicolaria remanei, Cr. parvula, Ronniella cadischiana, Tintinnopsella carpathica (üst düzeylerde çok ender) (at the upper level and very rare)
			Crassicolaria intermedia, Cr. brevis, Cr. parvula, Cr. remanei, Calpionella alpina.
			Saccocoma, Radiolaria ve sünger spikülleri (Saccocoma, Radiolaria and spicules of sponge)

Şekil 2: Çalışma sahasının dikme kesiti ve Calpionellid biyozonları.
Figure 2: The columnar section of the study area and the biozones of Calpionellid.

Zonlar (Zone)		Standart zonlar (Standart zones (Rome)(1970))	Fares ve Lasnier (1970)	Catalano ve Liguori (1970)	Pap (1974 - 1976)	Allemann, Grün Wiedmann(1975)	Trejo (1980)	Tunc (1980)	Remane (1986)	Tunç (1991)	Bu çalışma (This study)
Kafklar (Stages)								?			
Havriyiyen (Haurivian)								T. Carpathica			
Valanjinyen (Valanginian)	Üst (Upper)									T. carpathica	
	Alt (Lower)	Calpionellites	Zon D Calpionellites	Calpionellites darderi	Calpionellites darderi	Calpionellites darderi	Calpionellites darderi	Calpionellites darderi	E	Calpionellites darderi	Radiolaria
Berriyasyen (Berrisian)	Üst (Upper)	Calpionellopsis	Zon C Calpionellopsis	Calpionellopsis simplex - Calpionellopsis oblonga	Calpionellopsis oblonga	Calpionellopsis simplex	Calpionellopsis simplex	Calpionellopsis simplex - Calpionellopsis oblonga	D 3 2 1	Calpionellopsis simplex - Calpionellopsis oblonga	Cs. simplex Cs. oblonga
	Alt (Lower)	Calpionella	Zon B Calpionella	Calpionella elliptica	Calpionella elliptica	Calpionella elliptica	Calpionella elliptica	Calpionella elliptica	C	Calpionella elliptica	C. elliptica
Üst Titaninyen (Upper Tithonian)				Calpionella alpina	Calpionella alpina	Calpionella alpina	Calpionella alpina	Calpionella alpina	B	Calpionella alpina	C. alpina
		Crassicolaria	Zon A Crassicolaria	Crassicolaria intermedia	Crassicolaria brevis-parvula Crassicolaria intermedia	Crassicolaria intermedia	Crassicolaria		A 3 2 1	Crassicolaria intermedia	Crassicolaria intermedia

Tablo 1: Değişik yayınlardan alınan Calpionellid zonlarının karşılaştırılması.

Table 1: Comparison of Calpionellid zonations from publications by different authors.

OLUR KİREÇTAŞLARI

1974-76) da, aynı alt düzeyden başlayıp Üst Berriyasiyen'e dek olan düzeyi "Calpionella" zonu olarak adlayıp» bu çalışmadaki düzeye karşılık gelen düzeyi C. alpina alt biyozonu olarak ayırtlanmıştır. Diğer çalışmalarda ise» aynı düzey aynı adla kullanılmıştır (Tablo 1),

Calpionella elliptica Zonu;

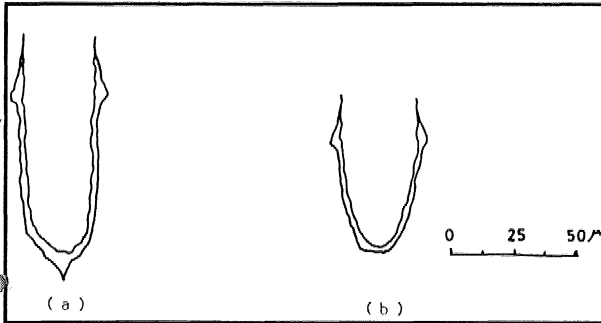
Tanım: C» elliptica Cadisch'nın ortaya çıkışıyla, Cs, Simplex (Colom)'in ortaya çıkışı arasındaki süreç.

Çeşidi: Aşmalı menzil zonu,

Zonu tanımlayan: Catalano ve Liguori (1971).

^alınlık: 70 m,

Stratigrafik düzey: Alt Berriyasiyen,



Şekil 3: *Crassicolaria remanei* n. sp.

Figure 3: a: Eksenel kesit, holotip (Axial section, holotyp).

b: Oblik kesit, holotip (Oblique section, holotyp).

Fosil topluluğu: C. elliptica Cadisch (L II, Ş 9), C. alpina Lorenz, T* earpathica (Murg. ve Filip.), T* longa (Colom) (ender), R* cadischiana (Colom). Karşılaştırma: Biyozon, standart zonlardan "Calpionella" zonunun üst düzeyine karşılıktır, Fares ve Lasnier (1970) zonlarından "Zon B Calpionella" zonunun üst düzeyine, Trejo (1980) de "Titinnopsella" zonunun en alt düzeyine koyup, aynı adla alt biyozon olarak ayırtlanmıştır (Tablo 1).

Calpionellopsis simplex - Calpionellopsis oblonga Zonu:

Tanım: Cs, simplex (Colom)'in. ortaya çıkışıyla tüm Calpionellid'lerin yokoluşları arasındaki süreç.

Çeşidi: Aşmalı menzil zonu.

Zonu tanımlayan: Catalano ve Liguori (1971),

Kalınlık: 95 m.

Stratigrafik düzey: Üst Berriyasiyen.

Fosil topluluğu: Cs. simplex (Colom) (L II, Ş 10), Cs. oblonga (Cadisch) (L II, Ş 11), T, carpathica (Murg. ve Filip.) X T* longa (Colom), R. cadischiana (Colom), R. murgeanui (Pop), Lorenziella hungarica Knauer ve Nagy (L II, Ş 12), C, alpina Lorenz ve C, elliptica Cadisch (son iki tür /onun yalnızca en alt düzeylerinde ve ender olarak görülmektedir).

Karşılaştırma: Biyozon, standart zonlardan "Calpionellopsis" zonuna karşılıktır. Pop (1974-76) ile Allemann, vA (1975) de aynı düzeyi "Calpionellopsis" zonu olarak tanımlayıp, değişik adlarla alt biyozonlara bölmüşlerdir, Ancak, bu zonlarda üst sınır Berriyasiyen

KAT (STAGE)	ÜST TİTHONİYEN (UPPER TITHONIAN)		BERRİYASİYEN (BERRIASIAN)		VALANJİNİYEN-HOTRİVİYEN (VALANGINIAN-HAUTRIVIAN)
	Cr. intermedia	C. alpina	C. elliptica	Cs. simplex - Cs. oblonga	
BIOZONES					Radiolaria
CALPIONELLIDS					
Cr. intermedia	—————				
Cr. parvula		—————			
Cr. brevis		—————			
Cr. remanei		—————			
T. carpathica			—————		
C. alpina		—————	—————		
C. elliptica			—————		
R. cadischiana			—————		
R. murgeanui				—————	
T. longa				—————	
L. hungarica				—————	
Cs. simplex				—————	
Cs. oblonga				—————	

Tablo 2: Çalışma sahasındaki Calpionellid'lerin stratigrafik dağılımı.

Table 2: Stratigraphic distribution of Calpionellids in the study area.

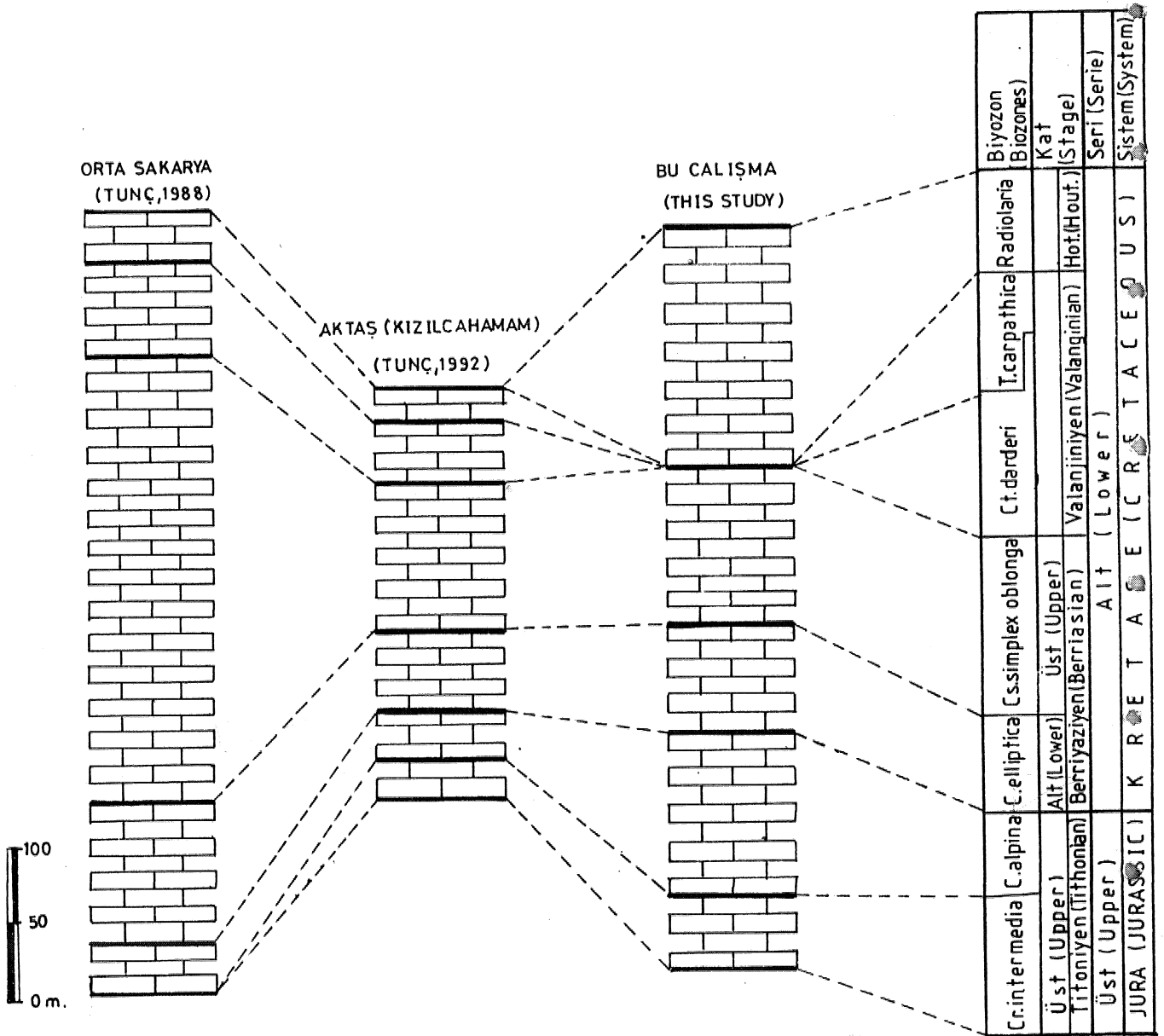
giyenin üst sınırın ile çakışmayıp Valajiniyen'e geçmektedir. Buna karşın, bu çalışmadaki eşdeğer düzey, Fares ve Lasnier (1970) tarafından "Zon C Calpionellopsis" olarak, Catalano ve Liguori (1971) ile Tunç (1980) tarafından da bu çalışmadaki adla tanımlanmıştır, Trejo (1980) ise, aynı düzeyi "Tktinnöpsella" zonu içerisinde kesin olmayan ve değişik adlarla 3 ayrı alt biyozona ayrılmıştır, Remane (1980) de yaklaşık aynı düzeye "D" zonu diyerek 3 alt düzey ayırmıştır (Tablo 1),

TARTIŞMA VE SONUÇLAR

Görüldüğü gibi, Türkiye ve Dünyadaki tüm çalışmalarda Cs. simplex-Cs. oblonga biyozonundan

sonra görülen Calpionellites darderi biyozonu bu çalışmada gözlenmemiştir» Berriyasiyenin sonunda hemen hemen tüm Calpionellid'ler yokolmakta, Valajiniyenle birlikte çok bol Radiolaria ve sünger spikülleri içeren aynı fasiyeste kireçtaşı gözlenmektedir. 150 m, kalınlıktaki bu düzey olası olarak Hotriviyen sonuna dek sürmektedir (Şekil 2, Tablo 2). Türkiye'de Pontid kuşağında yer alan titonik fasiyesteki birimlerin karşılaştırmasında da bu farklılık açıkça gözlenmektedir (Şekil 4),

Calpionellid'lerin stratigrafik dağılımları da diğer çalışmalardan oldukça farklılık göstermektedir. Burada en büyük fark Tintinnopsella carpathica (Murg ve FilipO'da gözlenmektedir, Türkiye (Tunç,



Şekil 4: Pontid kuşağında titonik fasiyesteki kireçtaşlarının karşılaştırılması.

Figure 4: The correlation of tithonic facies limestones in Pontid zone.

OLUR KİREÇTAŞLARI

1979-80-91) ve Dünyadaki (Bonet, 1956; Doben, 1963; Colom, 1965; Remane, 1969a-71-86; Catalano ve Liguori, 1971; Borza, 1974; Trejo, 1980, .. vd.)* tüm çalışmalarda, ilk kez ortaya çıkan Calpionellid olduğu # özellikle vurgulanan bu tür, bu çalışmada ancak İÖÜ'üncü metrede, yani C. alpina zonunun sonlarında (Yaklaşık Jura-Kretase sınır) ortaya çık tu aktadır (Tablo 2), Ayrıca, bolluk yönünden de diğer çalışmalardaki düzeyin çok altındadır, Yine bu çalışmada, Crassicollaria remanei n, sp, türü, ilk kez Ç. alpina biyozonunun sonuna dek yaşamını sürdüren ilk Crassicollaria türü olarak saptanmıştır. Bunların yanı sıra, R. cadischlana (Colom), R. murgeanui (Pop), T. longa (Colom) ve L. hungarica Knauer ve Nagy gibi türler de» diğer çalışmalarda ortaya çıktıkları düzeylere oranla iâdaha üst düzeylerde görülmüşlerdir. Aynı zamanda bu formların bolluk dereceleri de diğer çalışmalardakine oranla daha düşüktür.

Fosillerde zaman zaman gözlenen şekil deforasyonları da bu çalışmada daha sıklıkla gözlenmektedir (L II >Ş 8). Ayrıca, yine sıklıkla kötü fosilleşme gözlenmektedir. Özellikle, tanımlamada önemli rolü olan yakalar yukarıdaki nedenlerle gözlenemediğinden, tayinlerde oldukça zorlanılmıştır.

Hemen hemen tüm önceki çalışmalarda (Catalano ve nLiguori, 1971-Remanel 1986-Tunç, 1979, 92 ... vd.) gözlenen ve en ilkel Remaniella türü olan R. ferasini (Catalano)'nin bu çalışmada gözlenememesinin nedeni de çok büyük olasılıkla bu kötü korunma ve deformasyondur. Çünkü bu tür, tayini en zor olan Calpionellidlerden ve yalnızca C. alpina zonunda dar bir paralıkta görülür (Catalano ve Liguori, 1971 »Tunç, 1979, 91...).

Jura - Kretase sınır, diğer çalışmaların çoğunluğunda olduğu gibi (Catalano ve Liguori, 1971-Tunç, 1979, 80, 91 ... vd.,) Calpionella elliptica Cadisch türünün ^ortaya çıktığı düzey olarak belirlenmiştir, C* alpina-C, elliptica geçiş formları da (L-II, Ş-5) bu sınıra yakın düzeylerde oldukça baskın durumdadırlar, Aynea, sahada gözlenen yaklaşık 2 m, kalınlığındaki epibreşik kireçtaşının da bu düzeyde yer aldığı saptanmıştır,

KATKI BELİRLEME

Yazar bu çalışmadaki değerli katkılarından ötürü, Prof. Dr. Jürgen REMANE'ye, Dr. Cevdet BOZKUŞ'a ve Arş. Gör. Mehmet AKYAZI'ya teşekkürü bir borç •%dir. Ayrıca, maddi katkılarından ötürü C.Ü, Araştırma Fonuna da şükranlarını sunar,

DEĞİNİLEN BELGELER

Alleman, F., Catalano, R., Fares, F. ve Kemane, J. 1971. Standart Calpionellid zonation (Upper Tithonian - Valanginian) of Western Mediterranean

province: Proc, II, plankt, conf., Roma 1970, 2, 1337-40.-

Alleman, F., Grun, W. ve Wiedmann, J., 1975, The Berriasian of Caravaca (Prov, of Murcia) in the subbetic zone of Spain and its importance for defining this stage and the Jurassic-Cretaceous boundary; Colloque sur la limite Jurassique - Crétacé, Lyon, Neuchâtel, sept. 1973» Mem. Bur. Rech, geol, minieres, 86, 14=22,

Altınlı, I.E., 1969. Oltu - Olur - Narman dolaylarının jeolojik incelemesi. T.P.A.Ö rapor no: 449. Ankara.

Baydâr, O. ve diğerleri, 1977. 1/50.000 ölçekli Türkiye jeoloji haritası serisi, Tortum - G 47a paftası, M.T.A. yayınlan, Ankara,

Bonet, F., 1956, Zonificación microfaunística de las calizas cretácicas del Este de Mexico. Bol Assoc. Mex. Geol Petrol, 8, 389-488. Or: Int. Geol. Congr., Rep. 20th Sess. (Mexico). 1956.

Borza, K., 1979. Die stratigraphische Verwendung von Calpionelliden in der Westkarpaten, Proc. Xth Congr. Carpato - Balkan, geol. assoc. 1973, 31-35.

Catalano, R. ve Liguori, V, 1971, Faciès a Calpionelle della Sicilia Occidentale. Proc. II. Plankt. Conf., Roma, 1970, 1. 167-210.

Colom, G., 1965. Essais sur la biologie, la distribution géographique et stratigraphique des Tintinnoidiens fossiles. Ecol. Helv. 58, 319-334.

Doben, K., 1963, Ueber Calpionelliden an der Jura/Kreide - Grenze. Mitt. Bayer, Staatssamml. Paleontol. hist, Geol., 3, 35-50.

Erentöz, C. ve Ketin, U 1961. 1/500,000 ölçekli Türkiye jeoloji haritası Kars paftası. M.T.A. yayınları, Ankara.

Ertunç, A., 1980, Çoruh havzası olası baraj yerleri, göl alanları ve tünel güzergahlarının mühendislik jeolojisi. Doçentlik tezi, E.I.I, idaresi yayınlan, Ankara,

Fares, F. ve Lasnier, L, 1970, Les Tintinnoidiens fossiles, leur position stratigraphique et leur répartition en Algérie du Nord. Sec. Micropal. Conf, Rome, 539-553.

Ketin, t, 1949. Artvin bölgesinin jeolojik etüdü hakkında memuar. M.T.A. Rap. No: ,2308, Ankara,

Pop, G., 1974* Les zones de Calpionellidés Tithonique - Valanginiennes du silion de Resita (Carpates méridionales). Rev. Roumaine Geol, Geophys, Geogr., 18, 109-125,

Pop, G., 1976. Tithonian - Valanginian Calpionellid zones from Cuba, Dari vSeama Sedint., 62 (1974-75), 237-266.

Remane, J., 1969a. Les possibilités actuelles pour une utilisation stratigraphique de Calpionelles (Proto-

- zoa încertae Sedis, Ciliata (?)) • Proc. 1st Inter, Cont Piankt. Microfossils, Geneva, 1967, % 574-587.
- Remane, J., 1971. Les Calpionellides, Protozoaires planctoniques des mers mésogéennes de l'époque secondaire, Ann. Guebhard, 47, 1-25,
- Remane, J. 1986. 12 Calpionellids, Plankton stratigraphy, h 1032» Cambridge University, 555-572.
- Simonovic* R., 1972. Yusufeli - Öğdem - Madenköy - Tortum gölü ve Ersis arasındaki bölgenin jeolojisi. M.T.A, Rap. No: 5202, Ankara,
- Trejo, M., 1980. Distribution estribution de los Tintinidos Mesozoicos Mexicanos. Rev. Inst. Mex,

- Pew 12, 443,
- Tunç, M., 1979. Ankara civarında Calpionellerin stratigrafik dağılımları ve Akdeniz basenine ait diğer çalışmalarla karşılaştırılması. TÜBİTAK VL Bilim Kongr.Tebl. 71-79,
- Tunç, M., 1980, Çayırhan (Beypazarı) ile Seben (Bolu) arasında kalan ve Aladağ çay boyunca olan bölgenin stratigrafisi. A,Ü, Fen Fak. Doktora Tezi (Yayınlanmamış).
- Tunç, M» 1991. Aktaş (Kızılcahamam) yöresindeki pelajik kireçtaşlarının biyostratigrafisi. T J.K. Bül, 34, 2, 27-43.
- Yılmaz, HU 1985. Olur (Erzurum) yöresinin stratigrafisi L K.Ü. Derg, Jeol, 4, 1-2, 23-41.

LEVHA I

- Şekil 1: Düzgün tabakalı titonik fasiyesteki Mreçtaşları,
- Şekil 2: Aynı kireçtaşlarında yaygın olarak gözlenen kıvrımlara bir örnek.
- Şekil 3: *Crassicolaria remanei* n, sp, aksel kesit, holotip.
- Şekil 4: *Crassicolaria remanei* n. sp. aksel kesit, paratip.
- Şekil 5: *Crassicolaria remanei* n, sp, aksel kesit, paratip.

PLATE I

- Figure 1: Well bedded limestones in tithonic facie^.
- Figure 2: An example of the folds observed in the same limestones.
- Figure 3: *Crassicolaria remanei* n, sp» axial section, holotype.
- Figure 4: *Crassicolaria remanei* n. sp. axial section, paratype.
- Figure 5: *Crassicolaria remanei* n, sp, axial section, paratype.

LEVHA II

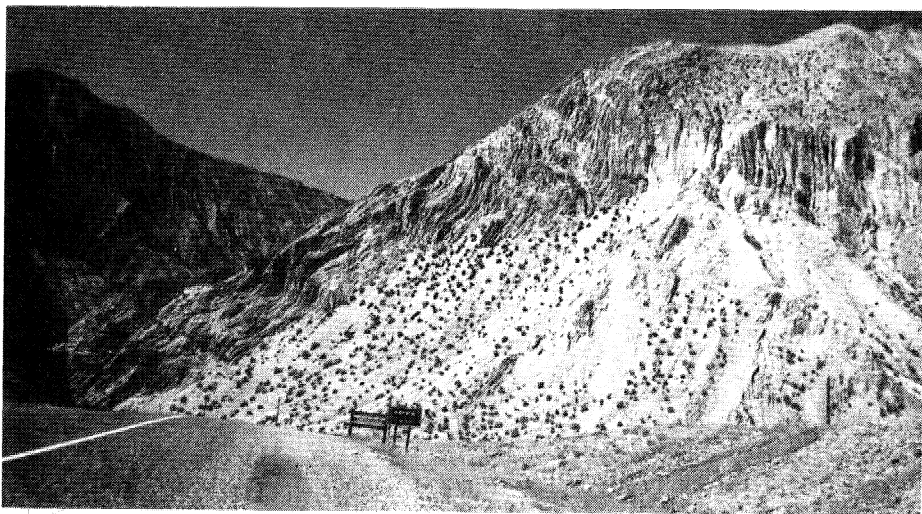
- Şekil 1: *Crassicolaria intermedia* (Duran Delga), 4
- Şekil 2: *Crassicolaria parvula* Remane.
- Şekil 3: *Crassicolaria brevis* Remane,
- Şekil 4: *Calpionella alpina* Lorenz,
- Şekil 5: *Calpionella alpina* - *Calpionella eliptica* geçiş formu. m
- Şekil 6: *Remaniella cadischiana* (Colom)
- Şekil 7: *Tintinnopsella carpathica* (Murg ve Filip),
- Şekil 8: Şekli deforme olmuş bir *Tintinnopsella* türü,
- Şekil 9: *Calpionellopsis simplex* (Colom), t
- Şekil 10: *Calpionellopsis oblonga* (Cadisch),
- Şekil 11: *Lorenziella hungarica* Knauer ve
- Şekil 12: Nagy.

PLATTE II

- Figure 1: *Crassicolaria intermedia* (Duran Delga).
- Figure 2: *Crassicolaria parvula* Remane. ^p
- Figure 3: *Crassicolaria brevis* Remane,
- Figure 4: *Calpionella alpina* Lorenz,
- Figure 5: *Calpionella alpina* - *Calpionella eliptica* transtion form.
- Figure 6: *Eemaniella cadischiana* (Colom).
- Figure 7: *Tintinnopsella carpathica* (Murg v# Filip.).
- Figure 8: *Tintinnopsella* species showing a deformed shape.
- Figure 9: *Calpionella eliptica* Cadisch.
- Figure 10: *Calpionellopsis simplex* (Colom),
- Figure 11: *Calpionellopsis oblonga* (Cadisch). |
- Figure 12: *Lorenziella hungarica* Knauer ve Nagy.



1



2



3



4



5

0 50 100 μ

12



11



10



6



8



7



9



5



4



3



2



1



(11-11111)

II-VIACI

ÇANGAL METAOFİYOLİTİ DEĞER KUMU ÖRNEKLERİNİN Cu-Zn JEOKİMYASAL PROSPEKSİYONU: LİNEER DİSKRİMİNANT ANALİZİ

Geochemical prospection of stream sediments for Cu-Zn from Çangal metaophiolite: Linear discriminant analysis

FUAT YAVUZ İTÜ Jeoloji Mühendisliği Bölümü, İstanbul

ÖZ: Bakır-Çinko cevherleşmesi açısından umutlu olarak değerlendirilen Çangal Metaofiyolitinin 60 kilometre karelik bir kesiminde, dere kumu Cu-Zn jeokimyasal prospeksiyonu sonuçları irdelenmiştir.

İnceleme alanı içinde yaygın bir kayaç topluluğu olarak yer alan metalav ve metapelitlerde Cu ve Zn frekans dağılımları konsantrasyon açısından birbirine benzemektedir. Bu iki farklı litoloji içinde söz konusu elementlerin ayrımını belirlemek üzere lineer diskriminant analiz tekniğinin temel prensipleri test istatistiği ile birlikte mevcut verilere uygulanmıştır. Yöntemin, araştırılması yapılan sahada birincil konumdaki elementi ve değişkenler arasındaki ilişkinin varlığını ortaya koyması açısından, jeolojik gözlemler ile uyumlu olduğu belirlenmiştir.

ABSTRACT: Stream sediment geochemical prospection results for Cu and Zn in an area of 60 square kilometers within the Çangal metaophiolite, promising for copper and zinc mineralization were comparatively examined.

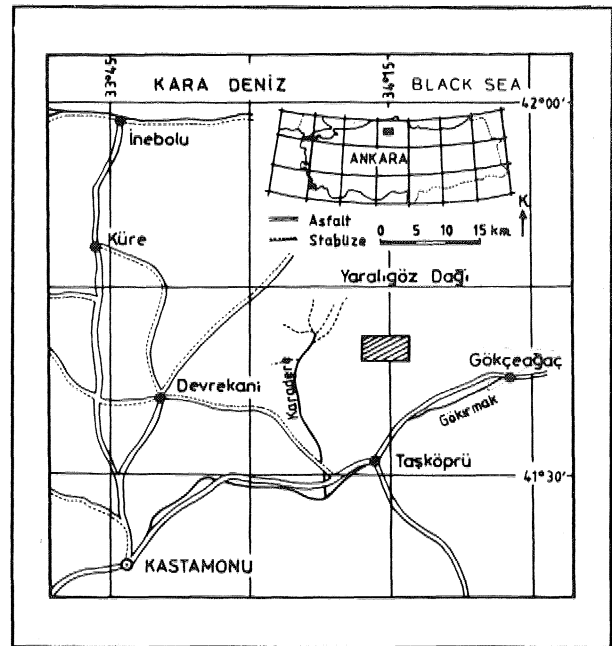
The widespread rock unit found in investigated area are metalavas and metapelites that have similar frequency distributions for concentrations of copper and zinc. In order to separate these elements in the two lithologies, the linear discriminant analysis with its basic principles and test statistics was applied to the present data. It was determined that this technique is harmonious with geological observations particularly indicating the primary element in investigated area and defining the relationships between the variables.

GİRİŞ

Bu makalede, Türkiye'nin Kuzeyinde yer alan ve yaklaşık olarak 600 km² lik bir alanda yayılım gösteren Çangal Metaofiyolitinin, 60 km² lik bir kesiminde gerçekleştirilen dere kumu Cu ve Zn jeokimyasal prospeksiyonuna ait bulgular değerlendirilmiştir. İnceleme alanı, Kastamonu iline bağlı Taşköprü ilçesinin kuzeyinde yer almakta olup (Şekil 1) jeokimyasal, prospeksiyon, Kastamonu E32 d2 ve el paftalarında yürütülmüştür.

Önceki yıllarda çeşitli araştırmacılar tarafından yürütülen jeolojik ve jeokimyasal çalışmalar, bölgenin mineralizasyon açısından önemli olabileceğini vurgulamıştır. Yılmaz ve Kırkoğlu (1985) tarafından Çangal Metaofiyoliti Karadere metabazitinde gerçekleştirilen jeokimyasal incelemeler ile bakır ve kobalt anomalilerinin varlığı ortaya konmuştur.

Bölgenin 400 km² lik bir kesiminde, 1/25,000 ölçekli jeokimyasal prospeksiyon, Kırkoğlu (1987) tarafından gerçekleştirilmiştir. Toplanan yaklaşık 500 civarındaki dere kumu örneklerinin, Cu, Zn, Pb, Co ve



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

Ni analizleri yapılmış ve sonuçta Co, Ni ve Pb'un 10 ppm'i aşmayan değerler sergilediği belirtilmiştir.

İnceleme yapılan sahada vadi tabanlarının dar, eğimlerinin fazla ve bol su içermeleri nedeniyle dere kumlarının depolanmalarına uygun ortamlar fazla değildir, Toplanan örneklerin 100 mes'ün altındaki bölümleri, nitrik asit ile çözümlenmiş ve atomik absorpsiyon aleti ile bakır ve çinko içerikleri saptanmıştır. Çalışma sahasında yer alan iki ana kayaç grubunun yayılım gösterdiği alanlarda, bu iki elementin litolojiye bağlı olarak ayırımını belirlemek amacı ile, çoklu jeokimyasal veri değerlendirme yöntemlerinden biri olan lineer diskriminant analizi tekniğinin analiz sonuçlarına uygulanabilirliği test istatistiği ile birlikte araştırılmıştır*

İNCELEME ALANI VE YAKIN ÇEVRESİNDE YAPILAN ÖNCEKİ JEOLJİK ÇALIŞMALAR

İnceleme alanının batısında yer alan sahanın ayrıntılı jeolojik çalışmaları. Yılmaz (1979) tarafından yapılmıştır. Bu çalışma, daha önce metamorfik seri olarak anılan kayaçların kökenlerini ortaya koyması açısından dikkat çekici olmuştur. Yılmaz (1979), metamorfizmaya uğramış mafik ultramafik kayaçlar ile bunları claylar şeklinde kesen lökokrat melaporfiriterleri Çangal Metaofiyoliti adı altında toplamıştır. Bu birim litolojik olarak serpantin, metagabro, metadiyabaz ve dasitik-riyodasitik dayklardan oluşmaktadır.

Çalışma alanı ve çevresindeki ultramafik topluluk, Yılmaz ve Tüysüz (1984) İle Tüysüz tarafından (1985) Elekdağ Metaofiyoliti olarak isimlendirilmiştir. Yazarlara göre, metaofiyolit topluluğun lav-çökel dizisinden ibaret olan ve bu ofiyolitin Küre Grubu olarak anılan bi-

rimleri, Çangal Dağ ile Küre ilçesi civarında yayılım göstermektedir, Yılmaz ve Tüysüz (1984), Tüysüz (1985) ve Yılmaz ve Şengör (1985) metamorfizma etkilerinin göz ardı edilmesi durumunda Çangal Dağ ile Küre istiflerinin birbirine çok benzediğini ifade etmişler ve bölgesel konumlan açısından da bu iki istifin birbirlerinin doğal devamı niteliğinde olduğunu vurgulamışlardır.

İnceleme alanında metapelit ve metalav olmak üzere başlıca iki kayaç grubu bulunmaktadır (Şekil 2). Metalav olarak adlandırılan grup, yaygın olarak metadiyabaz ve metaspilitten oluşmuştur. İnce taneli ve açık yeşil renkli metadiyabazlar, masif görümlü olup yer yer metaspilitler içinde pozitif yükseltile sergilemektedir. Yaygın bir alterasyona maruz kalan metadiyabaz ve metaspilitlerde izlenen başlıca mineral parajenezleri:

Albit+aktinolit/üemolit+klorit+kuvars+kalsit
Albit+aktinolit/tre,+klinozoyisit+klorit+kuvars +
kalsit+lökokszen

Albit+aktinolit / tre,+epidQt+klorit+kalsit+kuvars+lökokszen

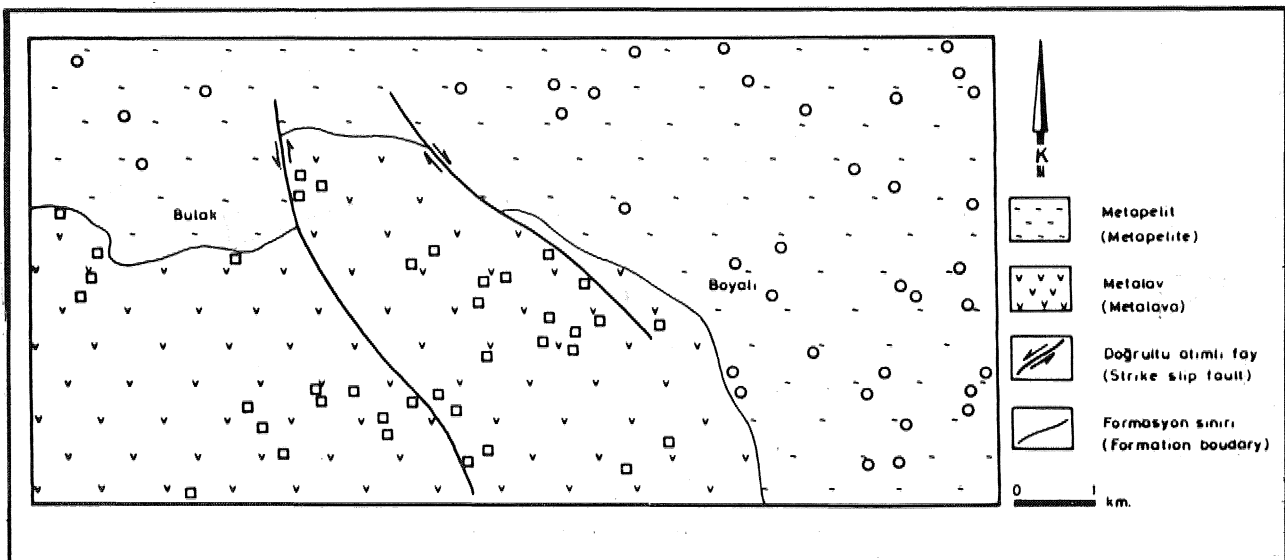
Klorit+albit+kuvars+kalsit'tir (Kırkoğlu, 1987).

Metapelit olarak anılan kayaçlar, çalışma sahasının kuzey ve doğu kesiminde yer alır. Metapelitler, iyi yapraklanma sergileyen, bol kuvars mercekli, makro ve mikro kıvrımlı koyu gri renkli kayaçlardır, Bu özellikleri ile diğer kayaçlardan kolaylıkla ayırt edilirler. Metapelitlerde izlenen başlıca mineral parajenezleri:

Muskovit+albit+klorit+kuvars

Muskovit+epidot+albit+klorit+kuvars

Serisit+albit+klorit+kuvars'tır (Kırkoğlu, 1987).



Şekil 2: İnceleme alanının dere kumu örnekleme ve jeoloji haritası (Kırkoğlu, 1987'den derlenmiştir).

Figure 2: Stream sediment sampling and geological map of investigated area (Compiled from Kırkoğlu, 1987).

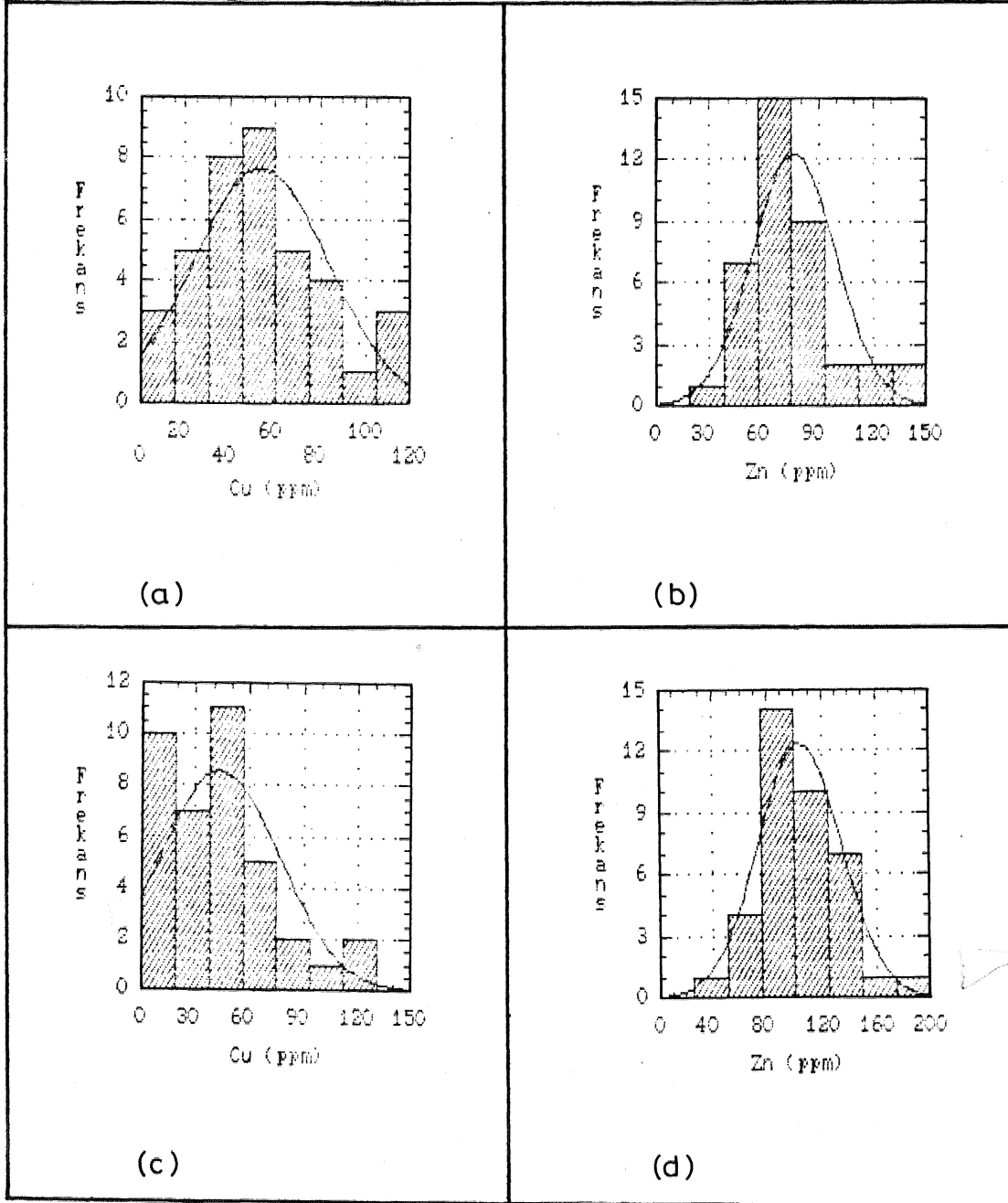
ÇANGAL METAOFİYOLİ Tİ

METALAV VE METAPELİTLERDE BAKIR VE ÇİNKONUN FREKANS DAĞILIMI

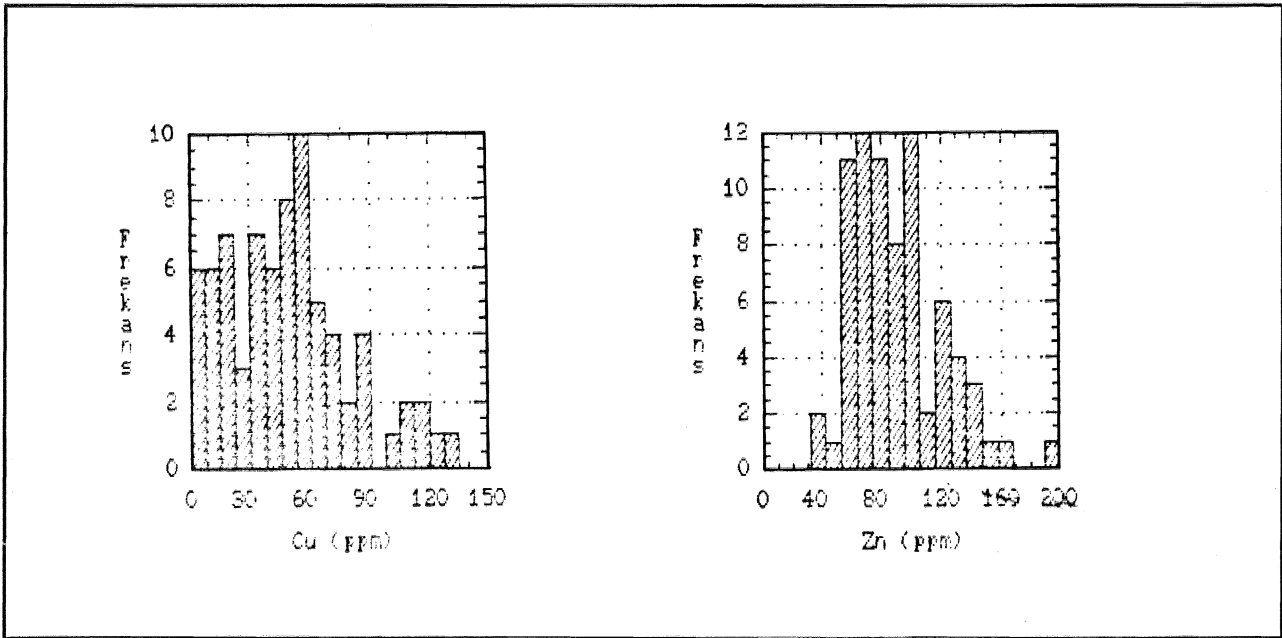
Metalav ve metapelitli sahalardan toplanan 38 er adet dere kumu Örneklerinin bakır ve çinko değerlerine ait frekans dağılımları Şekil 3'de gösterilmiştir. Çinkonun dağılımı her iki grup içinde belirgin bir değişiklik sergilememektedir. Ancak elementlerin konsantrasyonu^ metapelitlere oranla metalavlarda daha fazladır, Bakır, metalavlarda daha belirgin bir lognormalite göstermekte olup konsantrasyonu da metapelitlere oranla daha yüksektir.

Diskriminant analizi için değerlendirilen toplam 76 örneğin bistogramları Şekil 4'de gösterilmiştir. Her iki grupta yer alan bakır ve çinkoya ait diğer istatistiksel değerlendirmeler toplu olarak Çizelge Tde verilmiştir, Bu çizelgedeki medyan değerleri, gruplandırılmış bir veri setinden hesaplama yoluyla elde edilen sonuçları ifade etmektedir.

Metapelit ve metalavlarda bakırın popülasyonları hemen hemen üst üste gelirken çinkoda durum bir miktar farklıdır, Metalavlardaki Örneklerin % 90% çinko konsantrasyonu açısından, metapelitlerdeki çinko



Şekil 3: Metapelit (a, b) ve metalavlarda (c, d) bakır ve çinko için frekans dağılımı.
Figure 3: Frequency distribution of copper and zinc in metapelites (a, b) and metalavas (c, d).



Şekil 4: İnceleme alanında bakır ve çinkonun frekans dağılımı (n = 76),
Figure 4: Frequency distribution of copper and zinc in investigation area (n = 76).

değerlerinin frekans dağılımları içinde yer almaktadır. Bu iki farklı grup içinde bakır ve çinkonun nasıl bir ilişki sergilediğini araştırmak amacıyla verilere, çoklu jeokimyasal değişkenlerin bir arada değerlendirildiği etkin yöntemlerden biri olan, lineer diskriminant analizi tekniği uygulanmıştır,

LİNEER DİSKRİMİNANT ANALİZİ

Genel

Diskriminant analizi, yerbilimlerinde oldukça yaygın bir şekilde kullanılan bir tür çoklu veri değerlendirme yöntemidir. Bu metod, işleme tabi tutulan değişkenlerin ölçüm değerlerini dikkate alır ve birbirlerinden farklılığı olan popülasyon gruplarını, etkin bir istatistiksel yöntem ile sınıflandırır. Gruplar içindeki her bir değişkenin saçımlı yada varyansı diskriminant fonksiyonu için önem ara eder.

Bir sahada yapılan değerlendirmeler ile diskriminant fonksiyonu doğru bir şekilde tanımlandığı zaman, hangi gruba ait olduğu bilinmeyen çeşitli örnek değerlerinin bu fonksiyonda yerine konması ile konumu belirlenebilir. Bu tür problemler için geliştirilmiş çok sayıda diskriminant analizi tekniği mevcuttur (Cacoullou ve Styan, 1973; Duda ve Hart, 1973; Meisel, 1972). Ancak bunlar arasında en yaygın kullanım alanı bulan, lineer diskriminant analizidir.

Basit bir lineer diskriminant fonksiyonu, örneklere ait orijinal ölçüm değerlerini diskriminant skorlarına dönüştürür, Söz konusu skorlar ya da dönüştürülmüş

değişkenler» bir hat boyunca lineer diskriminant fonksiyonu tarafından tanımlanmış örneklerin konumunu açıklar (Davis, 1986). Chapman (1975), diskriminant skorlarının uzaysal dağılımlarının, haritalanabilir değerler olduğunu belirtmiştir.

Lineer diskriminant analizi, m tane değişkeni olan iki grubu, çoklu uzayda iki kümeden oluşan noktalar olarak dikkate alır, Bu iki kümenin birbirlerinden en fazla ayrılma sunduğu bir yönün saptanmış olması, yöntemin başlıca amaçları arasında yer alır. Lineer diskriminant analizi ile ilişkili hesaplamalar, QUICKBASIC dili kullanılarak yazılan LINDISK programı ile yürütülmüştür.

Değerlendirme	Metapelitler		Metalav	
	Cu	Zn	Cu	Zn
Veri	38	38	38	38
Minimum	2	35	1	40
Maksimum	119	138	129	196
Ortalama	53.36	76.26	43.36	103.47
Medyan	50	70	40.50	100
Standart Sapma	29.69	23.18	33.17	30.00
Kovaryans (Cu-Zn)	272.33		Kovaryans (Cu-Zn)	279.20
Kor. Kat. (Cu-Zn)	0.39		Kor. Kat. (Cu-Zn)	-0.077
Kovaryans (Cu-Cu)	144.04		Kovaryans (Zn-Zn)	248.52
Kor. Kat. (Cu-Cu)	0.146		Kor. Kat. (Zn-Zn)	0.400

Çizelge 1: Metalav ve metapelitlerde bazı istatistiksel değerlendirmeler.

Table 1: Some statistical evaluations in metalavas and metapelites.

ÇANGAL METAÖFİYÖLİTİ

Teori

Literatürde, diskriminant fonksiyonunun belirlenmesinde kullanılan çok sayıda yöntem vardır. Verilerin adım adım değerlendirilmesinde, izlenecek işlemin anlaşılır olması açısından Davis'in (1986) izlediği hesaplama tekniği, bu çalışmada temel olarak alınmıştır.

Lineer diskriminant fonksiyonu» matris notasyonun« da izleyen (1) numaralı eşitliğin çözülmesinden elde edilir,

$$[Sp^2] * [0] = [D] \quad (D)$$

Burada, $[Sp^2] = m$ tane değişkene sahip iki örnek grubunun m 'lik ortaklaşa varyans ve kovaryans matrisini,

$[0] =$ diskriminant eşitliğinin katsayılar vektörünü ve

$[D]$ « iki grubun ortalamaları arasındaki m tane farklılığa ait vektörü ifade eder.

Bu eşitlikteki bilinmeyenler ($0n$), ortaklaşa varyans ve kovaryans matrisinin tersinin alınıp ortalama fark vektörü ile çarpılması sonucu (2) numaralı eşitlikten bulunur,

$$[0] = [Sp^2]^{-1} * p \quad (2)$$

Ortalama farklar, basit bir şekliyle (3) numaralı eşitlikten hesaplanır.

$$\begin{matrix} na & nb \\ SA_{ij} & EB_{ij} \\ na & nb \end{matrix} \quad (3)$$

Bu eşitlikte A_{ij} , A grubundaki j 'nci değişkene ait i , inci gözlemi, n_{ij} ise o gözleme ait veri sayısını ifade eder.

Ortaklaşa varyans ve kovaryans matrisini oluşturmak için A ve B grubundaki tüm değişkenler için kareler toplamının belirlenmesi gerekir, A grubundaki değişkenler için bu değerler izleyen (4) numaralı eşitlikten saptanır.

$$SPA_{jk} = \sum_{j=1}^{ni} X_{ij}^2 - \frac{(\sum_{j=1}^{na} A_{ij})^2}{na}$$

Burada $A_{ij} =$ A grubundaki j değişkenine ait i . inci gözlemi,

$A_{ik} =$ aynı gruptaki k değişkenine ait i 'nci gözlemi ifade eder.

Benzer şekilde, B grubunun kareler toplamı izleyen biçimde yazılır.

$$SPB_{k} = \sum_{i=1}^{nb} B_{ik}^2 - \frac{(\sum_{i=1}^{nb} B_{ik})^2}{n} \quad (5)$$

Değişkenlere ait kareler toplamının belirlenmesinden sonra elde edilen değerler, izleyen ortaklaşa varyans matrisi formunda, (6) numaralı eşitlikte gösterilir.

$$[Sp^2] = \frac{[SPA] + [SPB]}{na + nb - 2} \quad (6)$$

Bu matrisin tersini alıp ortalama fark vektörü ile çarptığımızda, lineer diskriminant fonksiyonundaki bilinmeyenlerin ($0n$) değerleri hesaplanmış olur, İki gruba ait iki değişken için bu fonksiyon (7) numaralı eşitlikte gösterilmiştir!

$$Z = 0i * \langle \xi_1 \rangle + 02 * \langle \xi_2 \rangle \quad (7)$$

Eşitlikteki $\langle \xi_1 \rangle$ ve $\langle \xi_2 \rangle$ iki grup içindeki orta noktaların ortalama değerlerini ifade eder. Saptanan değerlerin diskriminant fonksiyonunda yerine konması ile R_0 olarak gösterilen diskriminant indeksi belirlenmiş olur. Bu indeks, A ve B grubunun merkezleri arasındaki orta noktaya karşılık gelir. Grup A'nın ve B'nin çoklu ortalamalarını diskriminant fonksiyonunda yerine koyduğumuzda, sırasıyla A ve B grubunun diskriminant fonksiyonundaki merkezleri R_A , R_B 'yi saptamış oluruz.

Bu merkezlerin herbirinin diskriminant indeksinden mutlak farkı, birbirine eşit olmalıdır, Diskriminant eşitliği A ve B grubunun merkezleri arasında diskriminant indeksinden geçen lineer bir doğrunun fonksiyonu olarak da ifade edilebilir.

Test İstatistiği

Diskriminant fonksiyonunda kullanılan verilerin doğası hakkında bazı genellemeler yapılmak isteniyorsa, iki grup arasındaki ayrılığın önemi test edilebilir. Ancak grupların çoklu ortalamalarının birbirlerinden farklılığına dayanan bu tür hesaplamalarda, bazı kabuller yapılır. Kabul edilen kıstaslar arasında doğruluğu tartışılır olanlar, her iki gruba ait gözlemlerin eşdeğer olasılığa ve varyans-kovaryans matrisine sahip olması gösterilebilir (Davis, 1986; Howarth, 1983).

Farklı iki gruba test istatistiği uygulanmasında ilk adım, bunlar arasındaki farklılığı ve ayrılığını ölçmektir. Bu işlem, grupların çoklu ortalamalarının veya merkezlerinin arasındaki uzaklığı hesaplamak ile gerçekleştirilir, İki çoklu grubun ortalaması arasındaki söz konusu uzaklığa "Mahalonobis uzaklığı" denir ve izleyen (8) numaralı eşitlikten saptanır.

$$D^2 = \sqrt{(\bar{A}_j - \bar{B}_i)^2 + (\bar{S}_p - \bar{V}_i)^2} \quad (8)$$

Bu eşitlikte grupların çoklu ortalamaları arasındaki fark, (9) numaralı eşitlikteki biçimde yazıldığında "Öklid uzaklığı" olarak anılır.

$$\text{Öklid uzaklığı} = \sqrt{(\bar{A}_i - \bar{B}_d)^2 + (\bar{A}_i - \bar{B}_0)^2} \quad (9)$$

Mahalonobis uzaklığı daha kısa bir şekilde izleyen (10) numaralı eşitlikten de belirlenebilir.

$$D^2 = RA - RB \quad (10)$$

Mahalonobis mesafesinin önemi, Hotelling'in T^2 testi olarak bilinen ve iki ortalamanın eşitliğini ifade eden bir tür çoklu t-testi ile İzleyen (11) numaralı eşitlikten karşılaştırılabilir,

$$F = \frac{na * nb}{na + nb} \cdot p \quad (11)$$

Hesaplanan değerler "Çoklu grup ortalamaları eşittir" hipotezine göre test edilebilmesi için F-testine dönüştürülmesi gerekir, F-testi, $v_1 = m$ ve $v_2 = (na + nb - m - 1)$ serbestlik dereceleri ile (12) numaralı eşitlikten saptanır.

$$F = \frac{f}{(na + nb - 2) * m} \quad (12)$$

Bu eşitlikte m , grup içindeki değişken sayısına eşittir. Hipoteze göre çoklu grup ortalamaları eşittir veya bunlar arasındaki mesafe sıfırdır. Bunun için v_1 , v_2 serbestlik derecelerine göre F-çizelgesinden okunan değerler (12) numaralı eşitlikte hesaplanan F-değerinden küçük olması gerekir. Eğer hesaplanan değer, çizelgeden okunan değerden büyük ise o zaman hipotezin geçerliliği ortadan kalkar ve grupların farklı popülasyonları işaret ettiği gerçeği ortaya çıkar,

Diskriminant analizine uygulanan değişkenler arasında belirgin bir ayrılığın olabilmesi için, İki grubun ortalamalarının birbirlerine çok yakın değerlerde olması gerekir. Çoklu grup ortalamaları birbirlerine yakın değerler sergilerse o zaman bunların ayrılımları da o kadar güçleşir.

Uygulama

Konsantrasyon açısından, inceleme alanında yer alan metalav ve metalavların frekans dağılımları, bakır ve çinko içeriğine göre belirgin bir farklılık sergilememektedir. Ancak bakıra oranla çinko içeriği, özellikle metalav ve metalavlarda kısmen de olsa değişiklik sunmaktadır. Bu iki elementin dağılımlarını daha ileri bir adımda incelemek amacıyla, grup ayrımında yaygın bir şekilde kullanılan lineer diskriminant analizinin elde edilmiş verileri uygulanabilirliği araştırılmıştır. Amaç, bakır ve çinkonun metalav ve metalavlı alanlarda dağılımları ile ilişkili olarak belirgin bir ayrılımların söz konusu olup olmadığını belirlemektir. Her ne kadar bu tür uygulamalarda ana kaya örneklemeleri daha tutarlı sonuçlar ortaya koyarsa da, ayrılımların varlığı açısından dere kumu örneklerinin bazen yanlış anomaliler sunduğu gerçeğini de göz ardı etmemenin, değerlendirmelerde faydalı olacağı düşünülmektedir.

Yöntemin verilere uygulanması ile elde edilen sonuçlar Çizelge 2'de gösterilmiştir. Dikkat edileceği üzere, bakır ile çinko arasındaki diskriminant fonksiyonu $Z = 0.01385 \text{ Cu} - 0.03864 \text{ Zn}$ biçimindedir. Bu fonksiyon, merkezi diskriminant indeksi $R_0 = -2.8031$ olan noktada her iki grubu ayırmaktadır (Şekil 5), Şekilde yıldız sembolleri metalav ve metalavlıdaki, kareler ise metalavdaki ikili Cu-Zn dağılımlarını ifade etmektedir, Kuzeybatı-güneydoğu yönlü doğru diskriminant fonksiyonunun, üzerindeki kesikli doğru metalavdaki, altındaki kesikli doğru ise metalavlıdaki popülasyonun merkezi indekslerine karşılık gelmektedir. Diskriminant fonksiyonu, metalavdaki örneklerin %55'ini, metalavlıdaki değerlerin ise %63'ünü merkezi in-

değerlendirmelerde faydalı olacağı düşünülmektedir.

53.36842	76.26316	GRUP 1'İN VEKTÖR ORTALAMASI
43.36842	103.4737	GRUP 2'İN VEKTÖR ORTALAMASI
10	-27.21053	ORTALAMA FARKLAR VEKTÖRÜ
32624.84	10076.32	MATRİS 1'İN DOĞ. HARETİ
10076.32	19897.37	MATRİS 2'İN DOĞ. HARETİ
40712.84	-2930.632	MATRİS 1'İN DOĞ. HARETİ
-2930.632	34763.47	MATRİS 2'İN DOĞ. HARETİ
991.0498	96.56331	ORTAK VARYANS-COVARYANS MATRİSİ
96.56331	738.66	ORTAK VARYANS-COVARYANS MATRİSİ
102.20E-05	-133.61E-06	ORTAK VAR.-KOVAR. MAT. TERCİ
-133.61E-06	137.13E-05	ORTAK VAR.-KOVAR. MAT. TERCİ
$\beta_1 = .0138561$		DİSKRİMİNANT FONK. KATSAY.
$\beta_2 = -3.864906E-02$		DİSKRİMİNANT FONK. KATSAY.
$R_0 = -2.803153$		MERKEZİ DİSKRİMİNANT İNDEKSİ
$RA = -2.208021$		MERKEZİN SOLUNDAKİ İNDEKS
$RB = -3.398244$		MERKEZİN SAĞINDAKİ İNDEKS
$D^2 = 1.190222$		İNDEKSLER ARASI MESAFE
$T^2 = 22.61422$		HOTELLING'İN T^2 TESTİ
$F = 11.15431$		F - TESTİ DEĞERİ
$V_1 = 2$		SERBESTİYET DEREJESİ (1)
$V_2 = 73$		SERBESTİYET DEREJESİ (2)
$E_1 = .116416$	$V_1 : 2$	
$E_2 = .8835839$	$V_2 : 73$	
V_1, V_2 SER. DER. İÇİN (F) DEĞERİ : 3.15		
HİPOTEZ GEÇERSİZDİR		

Çizelge 2: Metalav ve metalavlılara ait bakır ve çinko değerlerinin lineer diskriminant analizi sonuçları.

Table 2: Results of linear discriminant analysis for copper and zinc in metalav and metalavlıs,

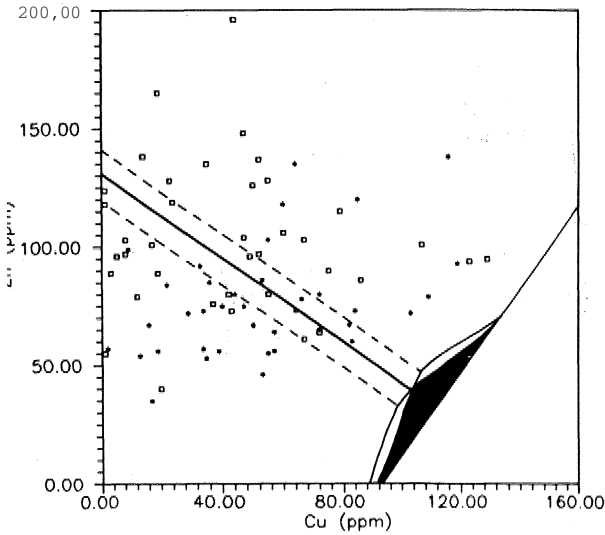
ÇANGAL METAOFYÖLİTİ

dekse göre ayırabilmektedir. Diğer bir ifade ile metapelitlerdeki popülasyonun % 37'si metalavlardaki popülasyonun içinde yer almaktadır. Bu değerler ile, farklı iki popülasyonun mevcut olduğunu ancak bunların birbirlerinden ortalama olarak % 60 oranında ayrılabilceğini söylemek olasıdır. Grupların bu şekilde sınıflandırılmasını, onların grup ortalamalarını dikkate alan F-testi değerlendirmelerine göre belirlemek, istatistiksel olarak Mahalanobis uzaklığı kadar önem arz eder* Buna göre $v_1=2$ ve $v_2=73$ serbestlik derecelerine göre saptanan $F_h=11,15$ dir. Öte taraftan % 95 güvenlik düzeyinde $F_{çizelgesinden}$ okunan değer, $F_{0,05,2,73}=3,17$ din $F_h > F_{çizelgesinden}$ olduğundan her iki grup aynı çoklu ortalamaya sahip değildir ve dolayısıyla Çizelge 2'de belirtildiği üzere hipotez geçersizdir, Diğer bir deyim ile, % 95 güvenlik düzeyinde* söz konusu grupların ortalama değerlerinin farklı iki popülasyonu işaret ettiği kabul edilebilir.

Diskriminant fonksiyonu katsayılarının nicel büyüklükleri ile diskriminasyon arasında ilişki kuran Amick ve Walberg'e (1975) göre izleyen genellemeler yapılabilir:

"Bir diskriminant fonksiyonunda katsayılar pozitif olarak arttıkça, örneklerin gruba dahil olma olasılıkları da o oranda artış kaydeder Katsayıların negatif olması durumunda, münferit örneklerin daha yüksek değerleri için gruba dahil olma şansları da o oranda azalır* Değişkenlere ait katsayıların sıfıra yakın değerlere sahip olması durumunda ise iyi bir diskriminasyondan bahsetmek olası değildir."*

Bu değerlendirmelerin ışığı altında denebilir ki bakır, pozitif diskriminasyon katsayısı ile mevcut gruplar içinde ayrılabilir. Ancak bu değerler sıfıra yakın



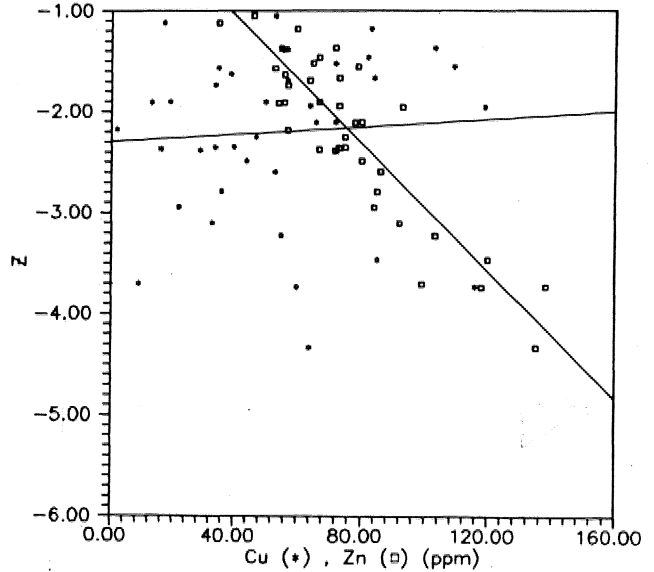
Şekil 5: Metalav ve metapelitlerde bakır ve çinkonun diskriminasyonu.

Figure 5: Discrimination between copper and zinc in metalavas and metapelites.

olması» söz konusu olayın kesin sınırlar içinde cereyan etmediğini ortaya koyar. Öte taraftan negatif diskriminant katsayısı ile çinkonun ayrılmasının zayıf olduğu ifade edilebilir.

Şekil 6'da metapelitlerin yaygın olduğu alanlardaki derelerden alınan sediman örneklerinin orijinal bakır ve çinko değerlerine karşılık gelen skorlar gösterilmiştir. Burada bakır değerleri ile skorlar arasında olağan bir saçınma rağmen az da olsa pozitif bir gidiş vardır. Bu iki değişkenin korelasyon katsayısı $r=0,069$ lineer regresyon eşitliği ise $Z = -2,3104 + 0,0019 Cu$ dir. inceleminin yapıldığı metapelitli sahalarda, yer yer metalavlara rastlanmaktadır. Özellikle Boyalı civarında yüzeylenen metapelitler içinde metalavlar yaygın bir alterasyonla ikincil bakır minerallerini (malahit, azurit) içermektedir. Bakırın söz konusu sahada skorlar ile pozitif se) 'r göstermesi, bu kesimlerden alınan örneklerin cevherleşme ve olası kirlenmeden etkilenmiş olduğunu gösterebilir. Çinkoda ise $Z = 0,2043 - 0,0316 Zn$ ve $r = -0,889$ korelasyon katsayısı ile tam bir negatif gidiş vardır. Bunun nedeni, diskriminant fonksiyonunda çinkonun negatif katsayıya sahip olması ve muhtemelen bu bölgedeki kayaların bakıra oranla son derece az oranda çinko mineralleri içermiş olması düşünülebilir,

Şekil 7'de metalavların yaygın olduğu alanlardaki derelerden toplanan sediman örneklerinin orijinal bakır ve çinko değerlerine karşılık skorlar gösterilmiştir. Şekil 6 ile karşılaştırıldığında metalavlarda orijinal bakır ile skor değerleri arasında belirgin bir pozitif ilişkinin $Z = -4,119 + 0,016 Cu$ lineer regresyon ve $r = 0,4233$ kore-



Şekil 6: Metapelitlerde bakır ve çinkoya karşılık çizilen diskriminant skorları ve lineer regresyon doğrulan

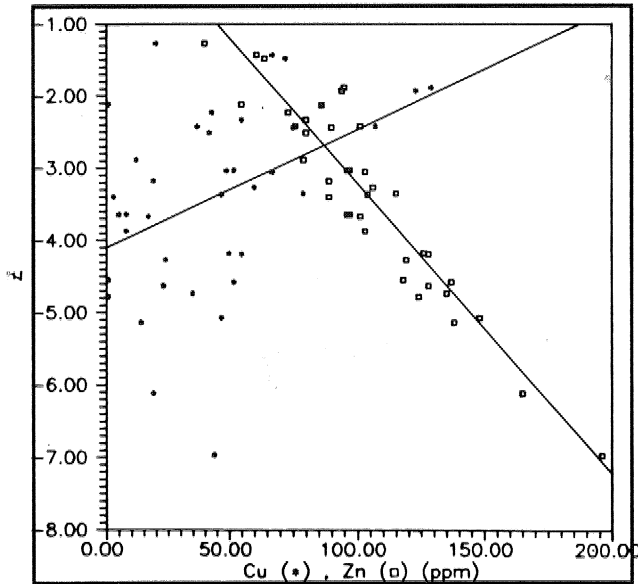
Figure 6: Plot of discriminant scores versus copper and zinc in metapelites with linear regressions.

lasyonias mevcut olduğu ortaya çıkar. Bunun nedeni, bakırın diskriminant fonksiyonunda pozitif bir katsayıya sahip olması ve mevcut kayalar tarafından içerilmesi gösterilebilir. Öte taraftan çinko» metapelitlere oranla daha yüksek bir negatif korelasyon sergilemektedir. Bu iki değişken arasındaki regresyon doğrusu $Z = 0,7217 - 0,398 Zn$, korelasyon katsayısı ise $r = 0,9361$ dir.

Saenz ve Pingitore (1989), hidrokarbonlarda yürüttükleri organik jeokimyasal prospeksiyon çalışmalarında üretken ve kısır yapıları, lineer diskriminant tekniğine göre belirlemişlerdir. Araştırmacılar, pozitif gidiş gösteren diskriminant fonksiyonlarının üretken ortamları yansıttığını ifade etmişlerdir. Metapelit ve metalavlardaki diskriminant fonksiyonu skorları Şekil 8'de gösterilmiştir. Burada her iki gruba ait diskriminant fonksiyonu skorlarında $ZL = -2,066 + 0,602 Zp$ regresyonu ve $r = 0,381$ korelasyon katsayısı ile pozitif bir ilişki vardır. Metalavlarda skorlar, metapelitlere oranla daha fazla saçınım sergilemekte olup sahanın cevherleşme açısından umut verici olduğunu göstermektedir.

SONUÇLAR

Çangal Metaofiyolitinde, metapelit ve metalav olmak üzere iki farklı kayaç grubunun yayılım gösterdiği sahada, önceki yıllarda yapılan jeokimyasal prospeksiyon çalışmaları yörenin bakır ve çinko mineralizasyonu açısından umutlu olabileceğini göstermiştir. Test amacı ile Bulak ve Boyalı civarından toplanan 100 civarındaki dere kumu örneği» alındığı litolojiye göre



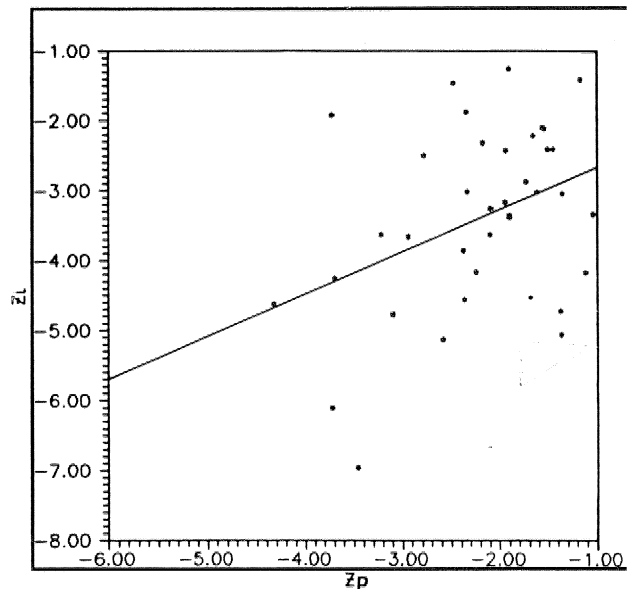
Şekil 7: Metalavlarda bakır ve çinkoya karşılık çizilen diskriminant skorları ve lineer regresyon doğruları.

Figure 7: Plot of discriminant scores versus copper and zinc in metalavas with linear regressions.

gruplandırılmış ve bakır ile çinko içeriğine göre analiz edilmiştir. Düzensiz değişmelerin izlendiği yüksek konsantrasyon değerlerinin elimine edilmesi ile toplam \sum örnek, ait olduğu kayaç grubu içinde değerlendirmeye tabi tutulmuştur*

Bu çalışmanın kapsamında değerlendirilen analiz sonuçlarına ait bulguları, izleyen başlıklar altında özetleyebiliriz.

- Metapelitlerin yer aldığı sahada bakır ile çinko arasındaki korelasyon $r = 0,30$ dır. Bu değer ilişki açısından önemli bir katsayı olmamakla beraber iki elementin söz konusu litoloji içinde pozitif bir gidiş içinde olduğunu işaret eder,
- Metalavlarda bu iki değişken arasındaki korelasyon katsayısı $r = -0,077$ dir. Neredeyse sıfıra yakın olan bu değer, metalavlarda bakır ve çinko arasında ilişki olmadığını ortaya koyar.
- Metapelitlerde bakır, hissedilir bir pozitif asimetriye sahipken çinko, hemen hemen normale yakın bir dağılım karakteri göstermektedir.
- Bakıra oranla çözünürlüğü daha fazla olan çinko, metalavlarda da normal bir dağılım seyri içindedir, Bakırın frekans dağılımı bu birim içinde belirgin bir pozitif asimetri sergilemektedir.
- Elementlerin konsantrasyonları dikkate alındığında çinkonun ve bakırın metalavlarda daha yüksek değerler sergilediği görülür
- Popülasyonları açısından metalav ve metapeitlerde bakır değerleri birbirlerini üzerlemektedir. Çinkoda durum bir miktar farklı olmakla beraber belirgin bir üst üste gelme yine de mevcuttur, her iki elementin, söz konusu kayaçların yayılım gösterdiği alanlardaki



Şekil 8: Metapelitlere karşılık metalavlardaki diskriminant fonksiyonu skorları.

Figure 8: Plot of discriminant function scores in metalavas versus metapelites.

ÇANGAL METAOFFYOLITI

konsantrasyonunu ayırabilmek için, lineer diskriminant analizinin uygulanabilirliği araştırılmıştır,

- g) Verilerin değerlendirilmesiyle metalav ve metapelitlerdeki bakır ile çinkonun K 55° B doğrultusunda, Z = 0.013 Cu-0.038 Zn diskriminasyon doğrusu ile maksimum bir şekilde ayrıldığı görülmüştür. Bu doğru metalavlardaki örneklerin % 55'ni, metapelitlerdeki örneklerin ise % 63'nü merkezi indekse göre ayırabilmektedir,
- h) % 95 güvenlik düzeyinde, metalav ve metapelitlerde iki farklı popülasyonun varlığı F-testi istatistiği ile ortaya çıkmaktadır,
- ı) Diskriminasyon katsayısının nicel değeri dikkate alındığı zaman, bakırın pozitif diskriminasyon katsayısına sahip olması» birincil konumdaki element olduğunu da aynı zamanda ifade eder, Ancak sıfıra yakın bir değer ile bu iki litoloji içinde iyi bir şekilde ayırlamayacağını gösterir* Öte taraftan çinko, negatif diskriminasyon katsayısı ile ikincil konumda bir elementtir,
- j) Metapelitlerin egemen olduğu alanlarda bakır değerleri ve diskriminant skorları arasında sıfıra yakın bir korelasyon katsayısı (r = 0,069) ile pozitif gidiş vardır, Metapelitlerin içinde yer yer yüzeylenen metalavların ve kirlenmenin böylesi bir sonuçta etkisi olduğu düşünülebilir. Çinko ile skorlar arasındaki negatif bir korelasyonun bulunması, diskriminant fonksiyonunda bu elementin negatif değer kazanmasından kaynaklanmaktadır.
- k) Metalavların egemen olduğu yerlerden toplanan örneklerin bakır değerleri ile diskriminant skorları arasında metapelitlere oranla belirgin bir pozitif korelasyon (r = 0,42) söz konusudur. Bunun nedeni, bakırın metalavlara bağlı olması ve dolayısıyla da pozitif diskriminasyon katsayısı sergilemesidir,
- l) Metapelit ve metalavlarda diskriminant fonksiyonlarını karşılıklı olarak ilişkilendirildiğinde, r = 0,38 korelasyon katsayısı ile pozitif bir trendin varlığı ortaya çıkar» Bu tür bir ilişkilendirme ile araştırılması yapılan sahanın cevherleşme açısından umutlu olup olmadığı hakkında bilgi edinilebilir. Denebilir ki, hissedilir bir saçmana rağmen inceleme alanı, özellikle bakır açısından umutlu görülmektedir,

DEĞİNİLEN BELGELER

- Amiek, D.J. ve Walberg, H.J., 1975, Introductory Multivariate Analysis: McCutchan Publishing Corporation, Berkeley, 301 s,
- Cacoullou, T. ve Styan, G.P.H., 1973. A Bibliography of Discriminant Analysis: In: T. Cacoullou (Ed.). Discriminant Analysis and Applications, Academic Press, 375-434 s.
- Chapman, R.P., 1975. Data Processing Requirements and Visual Representation for Stream Sediment Exploration Geochemistry Surveys: J. Geochem. Explor., 5, 409-423 p.
- Davis, J.C., 1986, Statistics and Data Analysis in Geology: Second Edition, John Wiley and Sons, 646 s.
- Duda, R.O. ve Hart, P.E., 1973. Pattern Classification and Scene Analysis: John Wiley and Sons, 482 s,
- Howarth, R.J., 1983, Statistics and Data Analysis in Geochemical Prospecting: Elsevier Scientific Publishing Company, 437 s.
- Kırkoğlu, M.S., 1987, Çangal Metaofiyolitinin Jeokimyasal Prospeksiyonu: İTÜ YBKK Uyg-Ar Araştırma Projesi, 129 s.
- Meisel, W.S., 1972, Computer-Oriented Approaches to Pattern Recognition: Academic Press, New York, 250 s.
- Saenz, G. ve Pingitore, N.B., 1989. Surface Organic Geochemical Prospecting for Hydrocarbons: Multivariate Analysis: J. Geochem. Explor., 34, 337-349 s.
- Tüysüz, O., 1985. Kargı Masifi ve Dolayındaki Tektonik Birliklerin Ayırma ve Araştırılması: İTÜ* Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Doktora tezi, 431 s*
- Yılmaz, O., 1979, Daday-Devrekani Masifi Kuzeydoğu Kesimi Metamorfikleri: H.Ü. Yerbilimleri Enstitüsü, Doçentlik Tesd, 234 s.
- Yılmaz, Y. ve Tüysüz, O., 1984, Kastamonu-Boyabat-Vezirköprü-Töşya Arasındaki Bölgenin Jeolojisi: MTA Raporu, 275 s.
- Yılmaz, O. ve Kırkoğlu, M.S., 1985. Çangal Metaofiyoliti Karadere Metabazitindeki Cu, Co, Zn, Cr ve Ni Anomalileri: Türkiye Jeoloji Kur, Bül., 28, 159-166 s.
- Yılmaz, Y. ve Şengör, A.M.C., 1985. paleo-tethyan Ophiolites in Northern Turkey: Petrology and Tectonic Setting: Ofioliti, 10 (2/3), 485-504 s.

Türkiye Jeoloji Bülteninde Yayınlanmasını İstene 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 sınırlandırılmalıdır.

Bülten'de Türkçe ve İngilizce yayım dili olarak kullanılmaktadır, Bülten'de yer alacak ve her yazının hem Türkçe hem de İngilizce özetleri bulunmalıdır. Yazının başlığı ve resimlemelerin gerek şekil içi gerekse şekil altı açıklamaları da Türkçe ve İngilizce olarak iki dilde hazırlanmış olmalıdır. Yazıların başlık, öz ve resimleme açıklamaları dışında kalan bölümlerinde kullanılan olağan dil Türkçe'dir, Türkiye dışında geniş bir araştırmacı kitlesini ilgilendiren yazıların İngilizce yazılmış özetleri ve özetleri çalışmanın ana unsurlarını aktarmak için yeterli olmadığı durumlarda yazı Bülten'de İngilizce olarak yayımlanabilir. Yazıların İngilizce olarak yayımlanması ancak bu koşullarda kabul edilir. Bu durumda yazının kapsam ve hacminin Türkiye dışındaki araştırmacıları ilgilendirdiği kadarıyla sınırlandırılması gerekli, Bülten'de yayımlanan yazıların İngilizce özünden başka birde İngilizce özet'ini yayımlamak olasıdır. Bu yola yazının İngilizce özünün yabancı bilim çevresine aktarılmasında yarar olan unsurları aktarmaya yeterli olmadığı durumlarda gidilmeli ve özetin kapsamı bu amacın gerekleri ile sınırlandırılmalıdır. Daha önce yabancı dilde yayımlanmış olan yazılarda İngilizce özet verilemez.

1976 yılında yeniden düzenlenerek dağıtılmış olan "Türkiye jeoloji Bülteni Yayım Kuralları" yürürlükte.

Bülten yayım kuralları TMMOB jeoloji Mühendisleri Odası adresinden sağlanabilir.

Türkiye Jeoloji Bülteni'nde Yayınlanmasını İstene Yazılarda Şekil Bakımından Aranılan Nitelikler:

- * Yazının tümü çift aralıklı yazılmış ve otuz daktilo sayfasını geçmemelidir,
- Yazı ve ekleri bir asıl, iki kopya olmak üzere üç takım olarak yollanmalıdır,
- Yazı içindeki başlık düzeni ve değinilen belgeler Türkiye Jeoloji Bülteni Yayım Amaç ve 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,
- Fotoğraf aydınlık olmalı ve parlak kağıda basılmalıdır
- Bütün çizimlerde çetgele! ölçek kullanılmalıdır,
- Levha sayısı 3'den çok olmamalıdır.
- - Küçültüldüğünde katlanacak şekil sayısı 2 yi aşamaz. Bunlar iki bülten sayfasını aşmayacak şekilde küçültülmelidir,
- Küçültönden sonraki büyük şekil boyutu 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	
Yan Sayfa	: Yan 12x17 cm	Dik 8x23 cm

Submission of Manuscripts to the Geological Bulletin of Turkey

Manuscripts should *carry* at least one of the following qualifications:

- 1- A Geological research that has new contributions to geology,
- 2- A Geological research that includes new findings accomplished through scientific and technical methods,
- 3- A critical review of previously published geological researches. Such reviews should bear new results in criticized subjects.

Manuscripts should not have been published previously in Turkish elsewhere. Papers that have been previously published in foreign languages could be submitted to the Bulletin in Turkish if these papers are related to Türkiye's geology and/or include subjects that are in the interest areas of a wide group Turkish speaking researchers, In these cases content of the manuscript should be limited to the described information.

Turkish and English are the accepted publication languages of the Bulletin, Submitted manuscripts should include^ abstracts both in Turkish and in English. Title of the manuscripts and captions and inner explanations of figures should also be given in both languages. In sections other than titles, abstract» and figure explanations Turkish is used, But, papers can also be published in English too in case that the paper is in the interest scope of many foreign researchers and if ibittmet 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 coiHidions, 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 Puplication Guide that is reviewed and published in 1976 is valid.

The guide book can be supplied from TMMOB- Chamber of Geological Engineers address. 1

Submission of Text and Figures

- All the text must be written in double space and should not exceed thirty pages,
 - All manuscript and appendices must be sent in the three sets one of which must be original
 - Headings and references used in manuscript should accord with the publication goals, principals and the guide book of the Geological Bulletin of Turkey (February, 1976)
 - Turkish and English abstracts must be submitted.
 - Figure, table, and plate captions must be listed in English and Turkish in a separate paper and attached to the text
 - Figure, table and plates must be separatly 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, I
 - Hie 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